UNIVERSIDADE FEDERAL DE MINAS GERAIS
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOLOGIA

DISSERTAÇÃO DE MESTRADO

A QUANTIFICAÇÃO DA DEFORMAÇÃO EM ROCHAS METASSEDIMENTARES DOS GRUPOS COSTA SENA E GUINDA, PALEOPROTEROZÓICO DA SERRA DO ESPINHAÇO MERIDIONAL

AUTORA: Juni Silveira Cordeiro

ORIENTAÇÃO: Luiz Guilherme Knauer

CO-ORIENTAÇÃO: Ricardo Diniz da Costa

Nº90

BELO HORIZONTE
DATA (18/02/2008)

UNIVERSIDADE FEDERAL DE MINAS GERAIS
Instituto de Geociências

A quantificação da deformação em rochas metassedimentares dos grupos Costa Sena e Guinda, Paleoproterozóico da Serra do Espinhaço Meridional

Juni Silveira Cordeiro

Orientador: Prof. Dr. Luiz Guilherme Knauer
Co-orientador: Prof. Dr. Ricardo Diniz da Costa

Dissertação de Mestrado elaborada junto ao Curso de Pós-Graduação em Geociências Área de Concentração em Geologia Regional, para a obtenção do título de Mestre em Geociências

Belo Horizonte, fevereiro de 2008

C794q
2008

Cordeiro, Juni Silveira.

A quantificação da deformação em rochas metassedimentares dos grupos Costa Sena e Guinda, Paleoproterozóico da Serra do Espinhaço Meridional [manuscrito] / Juni Silveira Cordeiro. – 2008.

240 f., enc. : il. color.

Orientador: Luiz Guilherme Knauer

Coorientador: Ricardo Diniz da Costa

Dissertação (mestrado) - Universidade Federal de Minas Gerais, Instiuto de Geociências, 2008.

Área de concentração: Geologia Regional.

Bibliografia: f. 221-240.

Inclui anexos.

1. Espinhaço, Serra do (MG e BA) – Teses. 2. Quartzito – Teses. I. Knauer, Luiz Guilherme. II. Costa, Ricardo Diniz da. III. Universidade Federal de Minas Gerais, Instituto de Geociências. IV. Título.

CDU: 550.85

Agradecimentos

A realização deste trabalho contou com a colaboração de várias pessoas e instituições. Gostaria de agradecer em especial:

Ao Prof. Dr. Luiz Guilherme Knauer, pela oportunidade e orientação, por ter-se tornado um conselheiro amigo para todos os momentos, pela proposição do tema desta dissertação e pelo empenho em conseguir apoio logístico para o seu desenvolvimento;

Ao Prof. Dr. Ricardo Diniz da Costa "Bidú", pela solidariedade e calma nos momentos de crise e principalmente pela paciência e atenção com as quais tenho contado nestes últimos anos;

Aos meus pais pelo apoio constante e incondicional;

Ao Prof. Carlos Alberto Rosière, pelas sugestões (principalmente quanto a programas de análise de *strain* e anisotropia de susceptibilidade magnética), discussões, amizade e incentivo incessantes;

À amiga Danielle Piuzana pelo auxílio em todas as etapas do projeto, pelas correções, valiosas sugestões e ensinamento compartilhado;

Ao Prof. Paulo R. A. Aranha por todas as contribuições diretas e indiretas;

À amiga Joana Magalhães pelo auxílio no processamento parcial dos dados, além da amizade constante.

À Tárik Cordeiro pela colaboração em algumas etapas de campo e no processamento parcial de dados;

Ao amigo Claydson Faria pela amizade, sugestões e auxílio na confecção dos mapas;

Ao amigo Matheus "Alemão" pela contribuição na coleta e processamento dos dados de susceptibilidade magnética;

Aos professores. Joel Jean G. Quemènèur, Tânia Mara Dussin e Adolf H. Horn;

Aos amigos Marcelino Moraes, Humberto "Broz", Daniel Galvão e Gláucia Queiroga;

Ao CPMTC/IGC, em especial à Cristiane Castañeda, pelas análises de difratometria;

Aos alunos das diversas universidades brasileiras que estagiaram no Centro de Geologia Eschwege entre junho/2006 e novembro/2007 pela amizade, sugestões e auxílio com o "peso" do aprendizado;

A todos os funcionários do Centro de Geologia Eschwege;

Ao CNPq, pela bolsa concedida.

SUMÁRIO

ÍNDICE

ÍNDICE DE FIGURAS

ÍNDICE DE FOTOS

ÍNDICE DE TABELAS

RESUMO

ABSTRACT

1 – INTRODUÇÃO

2 – GEOLOGIA REGIONAL

3 – A QUANTIFICAÇÃO DA DEFORMAÇÃO

4 – A QUANTIFICAÇÃO DA DEFORMAÇÃO EM AMOSTRAS EXPERIMENTAIS

5 – A QUANTIFICAÇÃO DA DEFORMAÇÃO EM METASSEDIMENTOS

6 – A QUANTIFICAÇÃO DA DEFORMAÇÃO EM QUARTZITOS DOS GRUPOS COSTA SENA E GUINDA, SERRA DO ESPINHAÇO MERIDIONAL

7 – A QUANTIFICAÇÃO DA DEFORMAÇÃO EM METASSEDIMENTOS DA FORMAÇÃO BANDEIRINHA

8 – A ANISOTROPIA DA SUSCEPTIBILIDADE MAGNÉTICA EM METAS-SEDIMENTOS DO MEMBRO CALDEIRÕES, FORMAÇÃO SOPA-BRUMADINHO

9 – CONCLUSÕES

10 – REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

ÍNDICE

SUMÁRIO iii

ÍNDICE iv

ÍNDICE DE FIGURAS viii

ÍNDICE DE FOTOS xvi

ÍNDICE DE TABELAS xviii

RESUMO xix

ABSTRACT xx

1 – INTRODUÇÃO **1**

1.1 – Apresentação 1

1.2 - Localização Geográfica e Acessos 1

1.3 – Contextualização Geotectônica 2

1.4 – Objetivos 5

1.5 – Metodologia 5

2 – GEOLOGIA REGIONAL **7**

2.1 – Trabalhos Anteriores 7

2.1.1 – Generalidades 7

2.1.2 – Evolução dos Conhecimentos 7

2.2 – Caracterização das Unidades Geotectônicas 15

2.2.1 – Complexo de Gouveia 22

2.2.2 – Grupo Pedro Pereira 23

2.2.3 – Grupo Costa Sena 25

2.2.3.1 – Formação Barão do Guaicuí 25

2.2.3.2 – Formação Bandeirinha 29

2.2.4 – Supergrupo Espinhaço 31

2.2.4.1 – Grupo Guinda 31

2.2.4.1.a - Formação São João da Chapada 32

2.2.4.1.b - Formação Sopa-Brumadinho 34

2.2.4.2 – Formação Galho do Miguel 36
2.2.4.3 – Grupo Conselheiro Mata 37
2.2.4.3.a – Formação Santa Rita 38
2.2.4.3.b – Formação Córrego dos Borges 38
2.2.4.3.c – Formação Córrego da Bandeira 40
2.2.4.3.d – Formação Córrego Pereira 40
2.2.4.3.e – Formação Rio Pardo Grande 41
2.2.5 – Unidades do Neoproterozóico 41
2.2.5.1 – Grupo Macaúbas 42
2.2.5.2 – Suíte Metaígnea Pedro Lessa 43
2.3 – Caracterização Estrutural das Unidades 44
2.3.1 – Complexo de Gouveia 45
2.3.2 – Grupo Pedro Pereira 46
2.3.3 – Grupo Costa Sena 46
2.3.4 – Supergrupo Espinhaço 48
2.3.5 – Unidades do Neoproterozóico 50
2.4 - Evolução Geológica 51

3 – A QUANTIFICAÇÃO DA DEFORMAÇÃO 58

3.1 – Os Métodos de Quantificação 58
3.1.1 – O Método Rf/ϕ 59
3.1.2 – O Método da Projeção (Método Panozzo) 60
3.1.3 – Os Métodos do Intercepto e da Orientação Preferencial das Formas 60
3.1.4 – O Método Fry 62
3.1.5 – Método do Centro-a-Centro 63
3.1.6 – Adaptação de Dayan do Método dos Mínimos Quadrados 64

4 – A QUANTIFICAÇÃO DA DEFORMAÇÃO EM AMOSTRAS EXPERIMENTAIS 66

4.1– O Tratamento das Figuras 67

4.2 – A Magnitude Teórica da Deformação 70

4.3 – Resultados Obtidos 71

4.4 – Discussão e Interpretação dos Resultados 79

5 – A QUANTIFICAÇÃO DA DEFORMAÇÃO EM METASSEDIMENTOS 88

5.1 – Os Parâmetros da Deformação 101

6 – A QUANTIFICAÇÃO DA DEFORMAÇÃO EM QUARTZITOS DOS GRUPOS COSTA SENA E GUINDA, SERRA DO ESPINHAÇO MERIDIONAL 104

6.1 – O Tratamento das Amostras 106

6.2 – Resultados Obtidos 107

6.2.1 – Serra da Miúda 108

6.2.2 – Região da Serra da Galinha 111

6.2.3 – Região do Córrego Pasmar 114

6.2.4 – Região do Córrego Olaria 116

6.2.5 – Região dos Córregos Rapadura e Canudinhos 122

6.2.6 – Região do "Caminho dos Escravos" 125

6.2.7 – Região do Ribeirão do Inferno 128

6.2.8 - Região da Estrada de Ferro Desativada Centro-Norte, proximidades da Vila de Bandeirinha 131

6.2.9 – Região da Serra da Matriculada, Município de Datas 135

6.3 – Discussão e Interpretação dos Resultados 144

7 – A QUANTIFICAÇÃO DA DEFORMAÇÃO EM METASSEDIMENTOS DA FORMAÇÃO BANDEIRINHA 175

7.1 – Resultados Obtidos 177

7.2 – Discussão e Interpretação dos Resultados 180

8 – A ANISOTROPIA DA SUSCEPTIBILIDADE MAGNÉTICA EM METASSEDIMENTOS DO MEMBRO CALDEIRÕES, FORMAÇÃO SOPA-BRUMADINHO 188

8.1 – Conceitos Básicos 188

8.2 – Minerais e as Propriedades Magnéticas das Rochas 190

8.3 - *Fabric* Magnético das Rochas 191

8.3.1 - *Fabric* Magnético em Rochas Metassedimentares de Baixo Grau 192

8.4 – A Determinação da Anisotropia de Susceptibilidade Magnética 193

8.5 – Os Parâmetros da Anisotropia de Susceptibilidade Magnética 195

8.6 – O Tratamento das Amostras 197

8.7 – Análises de Difratometria 199

8.8 – Resultados Obtidos 202

8.9 – Os Métodos de Quantificação da Deformação 206

8.10 – Discussão e Interpretação dos Resultados 207

9 – CONCLUSÕES 209

9.1 – A Quantificação da Deformação na Região Central da Quadrícula Guinda 210

9.2 – A Quantificação da Deformação na Região da Serra da Matriculada, município de Datas 212

9.3 – A Quantificação da Deformação na Região Abrangida pela Folha Diamantina (1:100.000) 215

9.4 – A Relação: Formação Bandeirinha *versus* Metassedimentos do Supergrupo Espinhaço 218

9.5 – A Anisotropia da Susceptibilidade Magnética *versus* Métodos tradicionais de Quantificação da Deformação: Resultados Obtidos em Metassedimentos do Membro Caldeirões, Formação Sopa-Brumadinho 218

9.6 – Considerações Finais 219

10 – REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS 221

ANEXOS

ÍNDICE DE FIGURAS

***Figura 1.1**: Localização do município de Diamantina no âmbito da Folha Diamantina (1: 100.000) e suas respectivas quadrículas na escala de 1:25.000. 2*

***Figura 1.2**: Mapa geológico simplificado do Cráton do São Francisco. 3*

***Figura 1.3**: Mapa tectônico esquemático do Orógeno Araçuaí, enfatizando os seus compartimentos e grandes zonas de cisalhamento. 4*

***Figura 2.2.1**: Quadro sinótico das colunas estratigráficas utilizadas para os diferentes segmentos da Serra do Espinhaço, com destaque para aquela do Setor Meridional. 16*

***Figura 2.2.2**: Colunas estratigráficas do Supergrupo Espinhaço segundo Pflug (1968) e Fogaça et al. (1984). 17*

***Figura 2.2.3**: Diagrama estratigráfico para a Megasseqüência Espinhaço indicando as principais características das unidades tectono-sedimentares. 19*

***Figura 2.2.4**: Quadro sinótico estratigráfico proposto por Knauer (1999) para os terrenos arqueanos, paleo- e mesoproterozóicos da região central da Serra do Espinhaço Meridional. 20*

***Figura 2.2.5**: Mapa geológico simplificado da Folha Diamantina, 1: 100.000. 21*

***Figura 2.2.6**: Seção geológica esquemática e perfis colunares do Grupo Pedro Pereira. 24*

***Figura 2.2.7**: Coluna estratigráfica da Formação Barão do Guaicuí na Serra do Paraúna, região de Costa Sena. 28*

***Figura 2.2.8**: (a) Coluna estratigráfica simplificada das seqüências da Serra do Espinhaço na região de Guinda e Gouveia; (b) Coluna estratigráfica da Formação Bandeirinha do Grupo Costa Sena (Supergrupo Rio Paraúna). (c) Coluna estratigráfica das Formações São João da Chapada e Sopa-Brumadinho e seus respectivos níveis. 30*

***Figura 2.2.9**: Perfil estratigráfico do Grupo Conselheiro Mata. 37*

***Figura 2.2.10**: Coluna estratigráfica esquemática representando algumas características geológicas do Grupo Conselheiro Mata na Folha Diamantina. 39*

***Figura 2.3.1**: Mapa estrutural simplificado da Folha Diamantina. 51*

***Figura 2.4.1**: Representação esquemática da evolução geodinâmica do Espinhaço Meridional. 55*

***Figura 3.1**: Relações matemáticas para análise do tensor inércia em um único grão. 61*

***Figura 3.2**: Relações matemáticas para análise dos tensores inércia e elipse, além da obtenção da elipse normalizada. 62*

***Figura 4.1**: Figuras C01 a C31 utilizadas para comparação das diferentes técnicas de quantificação da deformação. 67*

***Figura 4.2:** Deformação por cisalhamento simples, ψ = cisalhamento angular. 68*

***Figura 4.3:** Deformação por cisalhamento simples com ψ variando de 0 a 45º, (a) figura C07 e (b) figura C18. 68*

***Figura 4.4**: Gráficos comparativos dos resultados obtidos pelas diferentes técnicas de quantificação da deformação (em função do ângulo de cisalhamento aplicado) nas figuras C01, C02, C03, C04, C05, C06, C07 e C08. 74*

***Figura 4.5**: Gráficos comparativos dos resultados obtidos pelas diferentes técnicas de quantificação da deformação (em função do ângulo de cisalhamento aplicado) nas figuras C09, C10, C11, C12, C13, C14, C15 e C16. 75*

***Figura 4.6**: Gráficos comparativos dos resultados obtidos pelas diferentes técnicas de quantificação da deformação (em função do ângulo de cisalhamento aplicado) nas figuras C17, C18, C19, C20, C21, C22, C23 e C24. 76*

***Figura 4.7**: Gráficos comparativos dos resultados obtidos pelas diferentes técnicas de quantificação da deformação (em função do ângulo de cisalhamento aplicado) nas figuras C25, C26, C27, C28, C29, C30 e C31. 77*

***Figura 4.8**: Grau de arredondamento em função do ângulo de cisalhamento das figuras C01 a C16. 78*

***Figura 4.9**: Grau de arredondamento em função do ângulo de cisalhamento das figuras C17 a C31. 78*

***Figura 4.10**: Figura C31 deformada por cisalhamento simples de 0 a 45º. 81*

***Figura 4.11**: Gráfico comparativo dos resultados obtidos pelos cálculos da média aritmética (RfMA), média harmônica (RfMH), Rs, R0 e Rs esperado (Rs Calculado) nas figuras C01, C02, C03, C04, C05 e C06. 83*

Figura 4.12: *Gráfico comparativo dos resultados obtidos pelos cálculos da média aritmética (RfMA), média harmônica (RfMH), Rs, R0 e Rs esperado (Rs Calculado) nas figuras C07, C08, C09, C10, C11 e C12.* *84*

Figura 4.13*: Gráfico comparativo dos resultados obtidos pelos cálculos da média aritmética (RfMA), média harmônica (RfMH), Rs, R0 e Rs esperado (Rs Calculado) nas figuras C13, C14, C15, C16, C17 e C18.* *85*

Figura 4.14*: Gráfico comparativo dos resultados obtidos pelos cálculos da média aritmética (RfMA), média harmônica (RfMH), Rs, R0 e Rs esperado (Rs Calculado) nas figuras C19, C20, C21, C22, C23 e C24.* *86*

Figura 4.15*: Gráfico comparativo dos resultados obtidos pelos cálculos da média aritmética (RfMA), média harmônica (RfMH), Rs, R0 e Rs esperado (Rs Calculado) nas figuras para as figuras C25, C26, C27, C28, C29, C30 e C31.* *87*

Figura 6.1*: Localização dos municípios de Diamantina e Datas no âmbito da Folha Diamantina (1:100.000) e suas respectivas quadrículas na escala de 1:25.000, com destaque para as quadrículas de Guinda, Gouveia e Vau, áreas com malhas densas de amostragem.* *104*

Figura 6.2*: Mapa geológico da porção central da Quadrícula Guinda com localização de parte dos afloramentos amostrados.* *105*

Figura 6.3*: Mapa geológico simplificado da porção sul da Serra da Matriculada, município de Datas, com localização de parte dos afloramentos amostrados.* *106*

Figura 6.4*: Localização, em foto aérea, das amostras coletadas nas regiões da Serra da Miúda, Estrada de Ferro Centro-Norte, Córrego Olaria e Ribeirão do Inferno, porção central da Quadrícula Guinda.* *111*

Figura 6.5*: Localização em foto aérea, das amostras coletadas nas regiões da Serra da Galinha, Córrego Olaria e Ribeirão do Inferno, porção central da Quadrícula Guinda.* *114*

Figura 6.6*: Foto aérea da região do Córrego Olaria destacando os perfis realizados para a coleta de amostras.* *117*

Figura 6.7*: Imagem de satélite da região dos córregos Rapadura e Canudinhos, sul de Diamantina.* *123*

Figura 6.8*: Imagem de satélite da região dos córregos Rapadura e Canudinhos, sul de Diamantina, com localização das amostras analisadas.* *125*

Figura 6.9*: Imagem de satélite da região do "Caminho dos Escravos", norte de Diamantina, com localização das amostras analisadas.* *128*

***Figura 6.10**: Imagem de satélite da região do Ribeirão do Inferno e córregos Rapadura e Canudinhos, sul de Diamantina, com localização das amostras analisadas. 129*

***Figura 6.11**: Imagem de satélite da região do Ribeirão do Inferno, sul de Diamantina, com localização das amostras analisadas. 131*

***Figura 6.12**: Comparação entre os resultados da razão de deformação obtidos através dos métodos Rf/ϕ, MH, Fry, Fry (F7), Centro-a-Centro, Panozzo, SPO e da fórmula de **Rs**, nas amostras coletadas nas regiões da Serra da Miúda, Serra da Galinha, Córrego Pasmar, do Córrego Olaria, córregos Rapadura e Canudinhos e "Caminho dos Escravos". 145*

***Figura 6.13**: Comparação entre os resultados da razão de deformação obtidos através dos métodos Rf/ϕ, MH, Fry, Fry (F7), Centro-a-Centro, Panozzo, SPO e da fórmula de **Rs**, nas amostras coletadas nas regiões do Ribeirão do Inferno, Estrada de Ferro desativada e Serra da Matriculada 146*

***Figura 6.14**: Comparação dos dados de **Rs** obtidos através do cálculo da Média Harmônica (MH) e da aplicação da fórmula **Rs**=(Rmax*Rmin)$^{1/2}$ obtidos em amostras das regiões das serras da Miúda e Galinha, dos córregos Pasmar, Olaria, Rapadura e Canudinhos e "Caminho dos Escravos". 147*

***Figura 6.15**: Comparação dos dados de **Rs** obtidos através do cálculo da Média Harmônica (MH) e da aplicação da fórmula **Rs**=(Rmax*Rmin)$^{1/2}$ obtidos em amostras das regiões do Ribeirão do Inferno, da Estrada de Ferro desativada, proximidades da Vila Bandeirinha e Serra da Matriculada. 148*

***Figura 6.16**: Comparação entre os resultados obtidos através da Média Harmônica e aplicação do Método Fry clássico alcançados em amostras das regiões das serras da Miúda e Galinha, dos córregos Pasmar, Olaria, Rapadura e Canudinhos e "Caminho dos Escravos". 149*

***Figura 6.17**: Comparação entre os resultados obtidos através da Média Harmônica e aplicação do Método Fry clássico alcançados em amostras das regiões do Ribeirão do Inferno, da Estrada de Ferro desativada, proximidades da Vila Bandeirinha e Serra da Matriculada. 150*

***Figura 6.18:** Valores obtidos das razões iniciais (**R_0**) dos grãos, nas seções XZ e YZ, analisadas em rochas quartzíticas das regiões da Serra da Miúda, Serra da Galinha, Córrego Pasmar, Córrego Olaria, córregos Rapadura e Canudinhos e Caminho dos Escravos (N de Diamantina). 151*

***Figura 6.19:** Valores obtidos das razões iniciais (**R_0**) dos grãos, nas seções XZ e YZ, analisadas em rochas quartzíticas das regiões do Ribeirão do Inferno, Estrada de Ferro Centro-Norte, desativada e Serra da Matriculada. 152*

Figura 6.20: *Valores obtidos das razões iniciais (**R_0**) dos grãos, nas seções XZ e YZ, analisadas em rochas quartzíticas das formações Bandeirinha, São João da Chapada (níveis "A" e "C") e Sopa-Brumadinho (Membro Caldeirões – Nível "E") na Folha Diamantina.* *152*

Figura 6.21: *Diagrama de Flinn das amostras coletadas na Serra da Miúda.* *154*

Figura 6.22: *Diagrama de Flinn logarítmico das amostras coletadas na Serra da Miúda.* *154*

Figura 6.23*: Diagrama de Hsü das regiões das serras da Miúda e da Galinha e córregos Rapadura e Pasmar.* *155*

Figura 6.24: *Diagrama de Flinn das amostras coletadas na Serra da Galinha.* *156*

Figura 6.25: *Diagrama de Flinn logarítmico das amostras coletadas na Serra da Galinha.* *157*

Figura 6.26: *Diagrama de Flinn das amostras coletadas na região do Córrego Pasmar.* *158*

Figura 6.27: *Diagrama de Flinn logarítmico das amostras coletadas na região do Córrego Pasmar.* *158*

Figura 6.28: *Diagrama de Flinn das amostras coletadas na região do Córrego Olaria.* *160*

Figura 6.29: *Diagrama de Flinn logarítmico das amostras coletadas na região do Córrego Olaria.* *160*

Figura 6.30*: Diagrama de Hsü das regiões do Córrego Olaria e Ribeirão do Inferno.* *161*

Figura 6.31: *Diagrama de Flinn das amostras coletadas nas regiões dos córregos Rapadura e Canudinhos.* *162*

Figura 6.32: *Diagrama de Flinn logarítmico das amostras coletadas nas regiões dos córregos Rapadura e Canudinhos.* *163*

Figura 6.33*: Diagrama de Hsü das amostras da região do Caminho dos Escravos e do Córrego Canudinhos.* *164*

Figura 6.34: *Diagrama de Flinn das amostras coletadas em perfil na região do Caminho dos Escravos.* *165*

Figura 6.35: *Diagrama de Flinn logarítmico das amostras coletadas em perfil na região do Caminho dos Escravos.* *166*

Figura 6.36: *Diagrama de Flinn das amostras coletadas em perfil na região do Ribeirão do Inferno.* *167*

Figura 6.37: *Diagrama de Flinn logarítmico das amostras coletadas em perfil na região do Ribeirão do Inferno.* *168*

Figura 6.38: *Diagrama de Flinn das amostras coletadas em perfil na região da Estrada de Ferro Centro-Norte, desativada.* *169*

Figura 6.39: *Diagrama de Flinn logarítmico das amostras coletadas em perfil na região da Estrada de Ferro Centro-Norte, desativada.* *170*

Figura 6.40*: Diagrama de Hsü das amostras da região da Estrada de Ferro Centro-Norte (proximidades da Vila Bandeirinha), hoje desativada.* *171*

Figura 6.41: *Diagrama de Flinn das amostras coletadas na região da Serra da Matriculada.* *173*

Figura 6.42: *Diagrama de Flinn logarítmico das amostras coletadas em perfil na região da Serra da Matriculada.* *173*

Figura 6.43*: Diagrama de Hsü das amostras da região da Serra da Matriculada, município de Datas.* *174*

Figura 7.1*: Foto aérea da região a oeste do ponto de altitude máxima da BR-367, proximidades do Córrego Olaria, com localização dos níveis da Formação São João da Chapada e do Grupo Costa Sena.* *176*

Figura 7.2*: Comparação entre os resultados da razão de deformação obtidos através dos métodos Rf/ϕ, MH, Fry, Fry (F7), Centro-a-Centro, Panozzo, SPO e da fórmula* $Rs = (Rmax*Rmin)^{1/2}$ *desenvolvida por Ramsay (1967), nas seções paralelas aos planos XZ e YZ, em seixos da Formação Bandeirinha coletados em afloramento de metabrecha do "Nível A" da Formação São João da Chapada.* *181*

Figura 7.3: *Comparação dos dados de* ***Rs*** *obtidos através do cálculo da Média Harmônica (MH) e de* ***Rs*** *em seixos de quartzitos da Formação Bandeirinha constituintes da metabrecha do "Nível A" da Formação São João da Chapada.* *182*

Figura 7.4: *Valores obtidos para as razões iniciais (*$\boldsymbol{R_0}$*) dos grãos em seixos de quartzitos da Formação Bandeirinha constituintes da metabrecha do "Nível A" da Formação São João da Chapada.* *183*

Figura 7.5: *Comparação entre os resultados obtidos através da Média Harmônica e aplicação do Método Fry clássico em seixos da Formação Bandeirinha presentes na metabrecha do "Nível A" da Formação São João da Chapada.*
183

***Figura 7.6**: Diagrama de Flinn dos seixos da Formação Bandeirinha presentes em metabrecha do "Nível A" da Formação São João da Chapada. 184*

***Figura 7.7**: Diagrama de Flinn logarítmico dos seixos da Formação Bandeirinha presentes em metabrecha do "Nível A" da Formação São João da Chapada. 184*

***Figura 7.8**: Diagrama de Hsü dos seixos da Formação Bandeirinha coletados em afloramento de metabrecha pertencente ao "Nível A" da Formação São João da Chapada. 186*

***Figura 7.9**: Diagrama de rosetas indicando a orientação dos eixos principais de deformação dos seixos da Formação Bandeirinha coletados em afloramento de metabrecha associada ao "Nível A" da Formação São João da Chapada. 187*

***Figura 8.1**: Diferentes formas de magnetização. 190*

***Figura 8.2**: Contribuição mineral para a susceptibilidade magnética de uma rocha. 191*

***Figura 8.3**: Gráfico do parâmetro forma (T) e do grau de anisotropia, P_J. 197*

***Figura 8.4**: Gráfico de difração de raios-X obtido na análise da amostra P03 (metabrecha). 200*

***Figura 8.5**: Gráfico de difração de raios-X obtido na análise da amostra P04 (quartzito). 200*

***Figura 8.6**: Gráfico de difração de raios-X obtido na análise da amostra P05 (metabrecha). 201*

***Figura 8.7**: Gráfico de difração de raios-X obtido na análise da amostra P06 (metabrecha). 201*

***Figura 8.8**: Diagrama do parâmetro da forma (T) comparado com o grau de anisotropia corrigido (Pj) das amostras de metabrecha e quartzito. 203*

***Figura 8.9**: Diagrama da intensidade da estrutura linear (L) comparada com a foliação magnética (F) das amostras de metabrecha e quartzito. 203*

***Figura 8.10**: Diagrama da anisotropia total (H) comparado com fator forma de Graham (V) das amostras de metabrecha e quartzito. 204*

***Figura 8.11**: Estereograma hemisfério inferior de lineação dos eixos principais de susceptibilidade determinados nas amostras de metabrecha e quartzito. 204*

***Figura 8.12**: Estereograma hemisfério inferior de lineação dos eixos principais de susceptibilidade determinados nas amostras de metabrecha e quartzito. 205*

***Figura 8.13**: Diagrama comparativo dos valores fornecidos pelas técnicas de quantificação Rf/ϕ, MH, Fry, Fry(F7), Centro-a-Centro, Panozzo, SPO e Rs nas amostras JC-31, Q31, T041 e T044. 207*

***Figura 8.14**: Diagrama de Flinn das amostras de quartzito e metabrecha coletadas em afloramento a sudoeste da Serra da Miúda. 208*

***Figura 8.15**: Diagrama de Flinn logarítmico das amostras de quartzito e metabrecha coletadas em afloramento a sudoeste da Serra da Miúda. 208*

***Figura 9.1**: Distribuição dos elipsóides de deformação das amostras analisadas na região central da Quadrícula Guinda. 211*

***Figura 9.2**: Diagrama de rosetas das medidas do ângulo θ calculado para as amostras da região da Serra da Matricula. 212*

***Figura 9.3**: Distribuição dos elipsóides de deformação das amostras analisadas na região da Serra da Matriculada. 214*

***Figura 9.4**: Diagrama de rosetas das medidas do ângulo θ calculado para as amostras da região da Serra da Matriculada. 215*

***Figura 9.5**: Mapa simplificado da metade sul da Folha Diamantina com a localização das amostras submetidas à análise da deformação por Knauer (1999) e parte das amostras tratadas nesta dissertação. 216*

***Figura 9.6**: Mapa simplificado da metade sul da Folha Diamantina com elipsóides de deformação obtidos através do cálculo da média harmônica dos grãos e via método Fry tradicional. 217*

***Figura 9.7**: Mapa simplificado da metade sul da Folha Diamantina com elipsóides de deformação obtidos através do cálculo de Rs e representando a razão de deformação inicial. 217*

ÍNDICE DE FOTOS

***Foto 6.1**: Panorâmica da escarpa oeste da Serra da Miúda e sua divisão estratigráfica. 108*

***Foto 6.2:** Posicionamento estratigráfico dos afloramentos JC-07, JC-08, JC-09. Em segundo plano a Serra da Galinha (visada para NE). 112*

***Foto 6.3:** Afloramento de quartzito micáceo pertencente à Formação Bandeirinha, amostra JC-07. 113*

***Foto 6.4:** Afloramento de quartzito red bed da Formação Bandeirinha, amostra JC-08. 113*

***Foto 6.5**: Afloramento de quartzito contendo lentes de metaconglomerado associado à Formação Bandeirinha (amostras JC-141, JC-142 e JC-143). 115*

***Foto 6.6:** Posicionamento estratigráfico dos afloramentos JC-21, JC-22 e JC-23 (visada para NE). 119*

***Foto 6.7:** Quartzito (amostra JC-44) contendo concreções ferruginosas pertencente ao Membro Caldeirões, Formação Sopa-Brumadinho, altitude máxima. 121*

***Foto 6.8:** Mesmo afloramento anterior (JC-44), constituído por quartzito ferruginoso, pouco micáceo, possuindo estruturas sedimentares preservadas. 121*

***Foto 6.9**: Trecho inicial, a partir da MG-367, do "Caminho dos Escravos", ao fundo Diamantina. 126*

***Foto 6.10**: Contato tectônico entre cianita-quartzo-mica xisto da Formação Barão do Guaicuí sobreposto à quartzito do "Nível C" da Formação São João da Chapada (afloramento JC-71). Visada para NNW. 133*

***Foto 6.11**: Afloramento JC-75, às margens da Estrada de Ferro Central do Brasil, desativada. Em detalhe marcas onduladas no afloramento em questão. 134*

***Foto 6.12**: Localização das amostras coletadas no Perfil 1, realizado na Serra da Matriculada, visada para SSW. 137*

***Foto 6.13**: Amostras coletadas no Perfil 2, realizado na Serra da Matriculada, visada para leste. 139*

***Foto 6.14**: Estratificação cruzada do tipo acanalada, afloramento JC-121. 142*

***Foto 6.15**: Localização das amostras coletadas no Perfil 4, realizado na Serra da Matriculada (visada para leste). 142*

***Foto 7.1**: Afloramento de meta-brecha do "Nível A" constituída por seixos de quartzitos da Formação Bandeirinha, oeste do ponto de altitude máxima da BR-367, sul de Diamantina. 176*

Foto 8.1: *Equipamento de perfuração portátil utilizado para a coleta de amostras para análise da anisotropia da susceptibilidade magnética.* *198*

Foto 8.2: *Vista do afloramento JC-31, observar à esquerda da foto antiforme e sinforme, suaves, visíveis no nível de metabrecha (visada para SSW).* *199*

ÍNDICE DE TABELAS

***Tabela 4.1**: Valores das razões finais de deformação (Rs) em função do ângulo de cisalhamento (ψ).* *71*

***Tabela 8.1**: Parâmetros obtidos com a determinação da susceptibilidade magnética para as amostras de quartzito (P04) e metabrecha (P03, P05 e P06) coletadas em afloramento à oeste da Serra da Miúda (*unidades 10^{-6} SI).* *202*

RESUMO

A aplicação das técnicas de quantificação da deformação Rf/ϕ, Panozzo, os métodos do intercepto, da orientação preferencial dos grãos e uma variação do método Rf/ϕ, o método Fry, o método do Centro-a-Centro e uma adaptação do método dos mínimos quadrados, em 31 figuras experimentais auxiliou na escolha dos métodos a serem empregados na análise quantitativa da deformação em amostras quartzíticas da Serra do Espinhaço Meridional. A partir das análises de parâmetros tais como *Rs* (razão final da deformação), R_0 (razão inicial dos objetos) e grau de arredondamento das formas, pôde-se perceber a necessidade de cautela na interpretação dos resultados obtidos com a aplicação das técnicas de quantificação da deformação disponíveis, principalmente nas situações em que houver a atuação de dois eventos deformacionais, sejam eles sedimentares e/ou tectônicos. Desta forma as técnicas Rf/ϕ, o método Fry, utilizando dois diferentes programas, o método do Centro-a-Centro e em algumas amostras as técnicas Panozzo e da orientação preferencial dos grãos (SPO) foram selecionadas para a análise quantitativa da deformação em 76 amostras de rochas quartzíticas da região abrangida pela Folha Diamantina (1:100.000), coletadas em afloramentos representando os grupos Costa Sena e Guinda em diferentes situações estratigráficas e estruturais, com maior adensamento de amostragem na região central da Quadrícula Guinda (1: 25.000), sudeste de Diamantina e na porção sul da Serra da Matriculada, município de Datas. As amostras de quartzitos utilizadas para a quantificação da deformação foram coletadas orientadas em campo, com posterior definição dos cortes a serem confeccionados: paralelos a lineação de estiramento mineral (plano XZ) e nos cortes a ela perpendiculares (plano YZ). A análise dos dados indica, para a maioria das amostras da região central da Quadrícula Guinda, uma maior absorção da deformação pela matriz em detrimento dos grãos, com valores de ***Rs*** variando, no plano XZ, entre 3,75 e 1,45 quando determinados via Rf/ϕ, entre 2,71 e 1,29 através do método Fry tradicional, entre 2,41 e 1,15 via técnica do Centro-a-Centro e variando entre 3,41 e 1,04 via método Panozzo. Os valores da razão inicial (R_0), obtidos pela aplicação de Rf/ϕ, mostram-se relativamente altos em ambas as seções, variando entre 1,35 e 2,05 no plano XZ e entre 1,35 e 2,02 em YZ. Para a região da Serra da Matriculada, a maioria das amostras analisadas indica uma maior absorção da deformação pelos grãos com valores de ***Rs*** variando, no plano XZ, entre 1,78 e 4,71 quando estimados pela técnica Rf/ϕ. Os valores da razão inicial, obtidos pela aplicação desta mesma técnica também mostram-se relativamente altos em ambas as seções, variando entre 1,36 e 2,13 no plano XZ e entre 1,30 e 2,44 em YZ. O Parâmetro de Flinn, considerando os dados obtidos em ambas as regiões, através da aplicação dos métodos Rf/ϕ e Fry, indica que a imensa maioria das amostras consideradas representa elipsóide oblato, originado no campo aparente do achatamento. Os dados obtidos também sugerem que o controle da deformação, mais do estratigráfico é litológico, sendo essa maior nos litotipos mais micáceos, com valores maiores de deformação próximos às frentes de cavalgamento

responsáveis por inversões estratigráficas envolvendo os metassedimentos dos grupos Costa Sena e Guinda. Por outro lado, amostras de unidades com muitas estruturas sedimentares preservadas, como é freqüente em toda porção leste da Quadrícula Guinda, apresentam razões de deformação compatíveis com tal condição, mas com valores um pouco superiores aqueles sugeridos para os processos sedimentares/diagenéticos. A quantificação da deformação em 12 seixos da Formação Bandeirinha, encontrados em níveis de metabrecha pertencentes ao "Nível A" da Formação São João da Chapada, mostra que apesar das razões de deformação elevadas encontradas para estes seixos, a orientação dos eixos principais de deformação sugere uma deformação em conjunto com a matriz que os envolvia (sedimentos da Formação São João da Chapada). A análise da anisotropia da susceptibilidade magnética realizada em quatro amostras de um afloramento constituído por nível de metabrecha ferruginosa, com forte desenvolvimento de foliação plano axial, em quartzito também ferruginoso, ambos pertencentes ao Membro Caldeirões (Formação Sopa-Brumadinho), mostrou uma boa compatibilidade entre os resultados obtidos com esta técnica e aqueles fornecidos pelos métodos tradicionais de quantificação da deformação.

Palavras chave: Quantificação, Deformação, Quartzitos, Serra do Espinhaço Meridional

ABSTRACT

Methodology of strain quantification like Rf/ϕ; Panozzo; Intercept method, main orientation of grains, Fry method; Center-to-Center and a like square minimum in 31 experimental figures help to choice the methods with best results in the strain analysis of quartzitics rocks of Serra do Espinhaço Meridional. The analysis of *Rs* (initial ratio of strain), R_0 (initial ratio of objects) and the roundness of shapes shows that is necessary pay attention in the interpretation of results, especially when we have two deformation events (sedimentary or tectonic). We choice to use Rf/ϕ, Fry, Center-to-Center and in some samples Panozzo and SPO (Shape Preferred Orientation) to the strain quantification in 76 samples of quartzitics rocks of Diamantina Quadrangle 1:100.000, collected in outcrops of Costa Sena and Guinda groups in different stratigraphic and tectonics situations, with a more dense grid in the region of Guinda Quadrangle 1:25.000, SW of Diamantina and at the southern portion of Serra da Matriculada (Datas). The samples were oriented in the field and cuts done parallel to mineral elongation lineation (XZ plane) or orthogonal (YZ plane). The data analysis of the central region of Guinda Quadrangle shows mainly a greater deformation of matrix than the grains with ***Rs*** between 3.75 and 1.45 (XZ plane - Rf/ϕ), 2.71 and 1.29 (Fry traditional), 2.41 and 1.15 (Center-to-Center), 3.41 and 1.04 (Panozzo). The $\mathbf{R_0}$ from Rf/ϕ shows high values (1.35 and 2.05 in XZ plane, 1.35 and 2.02 in YZ plane). In the Serra da Matriculada region we have a greater deformation of grains with ***R*s** between 1.78 and 4.71 (Rf/ϕ) with an high $\mathbf{R_0}$ (1.36 to 2.13 in XZ plane and 1.30 to 2.44 in YZ plane). The Flinn parameter in both regions shows that almost all samples falls in a oblate ellipsoid (shortening field). The data suggests that the control of deformation is more associated with litologies than with the stratigraphy, greater in the micaceous types with greater strain near the trusts that are responsible for the stratigraphic inversions of the metasediments of Costa Sena and Guinda groups. In other hand, the samples of stratigraphic units with well preserved sedimentary structures, how in the east part of Guinda Quadrangle, show strain ratio compatible but light higher than suggested by sedimentary/diagenetics process. The strain quantification in 12 boulders of Bandeirinha Formation in the basal breccia of São João da Chapada Fm. shows high values but the orientation of principal axis suggested a deformation with the matrix and not an early deformation. The analysis of Anisotropic Magnetic Suscetibility of 4 samples of a ferruginous breccia with a well development axial plane foliation and a ferruginous quartzite, both of Caldeirões Member (Sopa-Brumadinho Fm.), show a good compatibility between these results and the traditional of strain quantification

Keywords: Quantification, Strain, Quartzitics rocks, Serra do Espinhaço Meridional

1 – INTRODUÇÃO

1.1 – APRESENTAÇÃO

Nesta dissertação são apresentados e discutidos os resultados obtidos com a análise quantitativa da deformação (via aplicação de diferentes técnicas) tanto em amostras experimentais quanto em rochas quartzíticas aflorantes na região da Folha Diamantina (1: 100.000), Serra do Espinhaço Meridional.

A Serra do Espinhaço pode ser definida como um acidente geográfico possuindo mais de 1200km de extensão, com direção aproximadamente norte-sul, e que abrange áreas dos estados da Bahia e de Minas Gerais. Seu setor meridional situa-se totalmente em território mineiro, constituindo-se em um dos principais elementos de relevo deste estado.

A área estudada localiza-se, do ponto de vista geotectônico, imediatamente a leste do limite oriental do Cráton do São Francisco, ou seja, no Setor Setentrional da Província Mantiqueira (*sensu* Almeida 1977, Almeida & Hasui, 1984), abrangendo unidades litológicas que fazem parte do Complexo de Gouveia, Grupo Costa Sena, Supergrupo Espinhaço, Grupo Macaúbas e da Suíte Metaígnea Pedro Lessa.

1.2 – LOCALIZAÇÃO GEOGRÁFICA E ACESSOS

A Folha Diamantina está inserida na porção central da Serra do Espinhaço, estando limitada pelas latitudes 18°00’ e 18°30’S e pelas longitudes 43°30’ e 44°00’W (Figura 1.1), sendo caracterizada não só como a área objeto da maior parte dos estudos geológicos na serra, como também por ser a região onde se localizam as principais seções-tipo das unidades tradicionalmente reconhecidas.

A área é caracterizada por um fácil acesso, uma vez que é atravessada inteiramente pela BR-367 que liga os municípios de Diamantina a Curvelo (passando por Gouveia) e ao vale do Jequitinhonha. Além desta rodovia pavimentada, há a MG-02 que passa pela cidade de Datas e se dirige ao Serro. Inúmeras outras estradas, a maior parte delas municipais e não pavimentadas, recortam a área em diferentes direções. Dentre estas pode-se citar a MG-220, que liga Diamantina ao vilarejo de Conselheiro Mata, paralela a Estrada de Ferro Centro-Norte, hoje desativada.

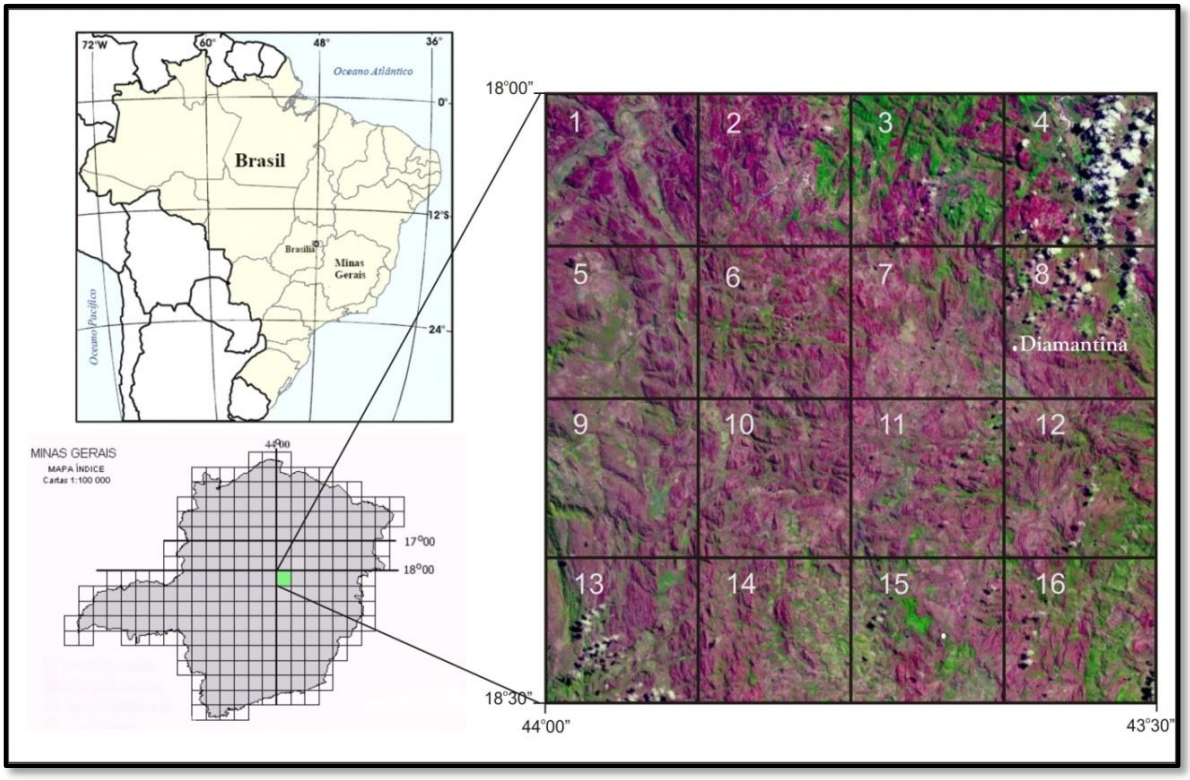


***Figura 1.1**: Localização do município de Diamantina no âmbito da Folha Diamantina (1: 100.000) e suas respectivas quadrículas na escala de 1:25.000: 1. Santa Rita; 2. Campo Sampaio; 3. São João da Chapada; 4. Mendanha; 5. Batatal; 6. Morro do Capim; 7. Sopa; 8. Diamantina; 9. Conselheiro Mata; 10. Caxambu; 11. Guinda; 12. Extração; 13. Campo da Croa; 14. Cuiabá; 15. Gouveia e 16. Vau.*

1.3 – CONTEXTUALIZAÇÃO GEOTECTÔNICA

A porção da Serra do Espinhaço Meridional aqui considerada localiza-se, do ponto de vista geotectônico, imediatamente a leste do limite oriental do Cráton do São Francisco (Figura 1.2), ou seja, no Setor Setentrional da Província Mantiqueira (*sensu* Almeida, 1977, e Almeida & Hasui, 1984).

O Cráton do São Francisco encontra-se delimitado pelas faixas brasilianas Brasília, nas porções sul e oeste, Rio Preto a noroeste, Riacho do Pontal e Sergipana, a norte e Araçuaí na porção sudeste (Almeida, 1977; 1981). A leste, o cráton é limitado pela margem continental que abriga as bacias do Jequitinhonha, Almada, Camamú e Jacuípe (Figura 1.2).

Estudos recentes tornaram possível distinguir duas feições tectônicas no embasamento do cráton que representam partes de um orógeno paleoproterozóico (presente de forma fragmentada no interior do cráton) e o seu antepaís. Uma pequena porção do seu cinturão externo encontra-se exposta no extremo sul do cráton, abrangendo o Quadrilátero Ferrífero e contigüidade (Alkmim, 2004).

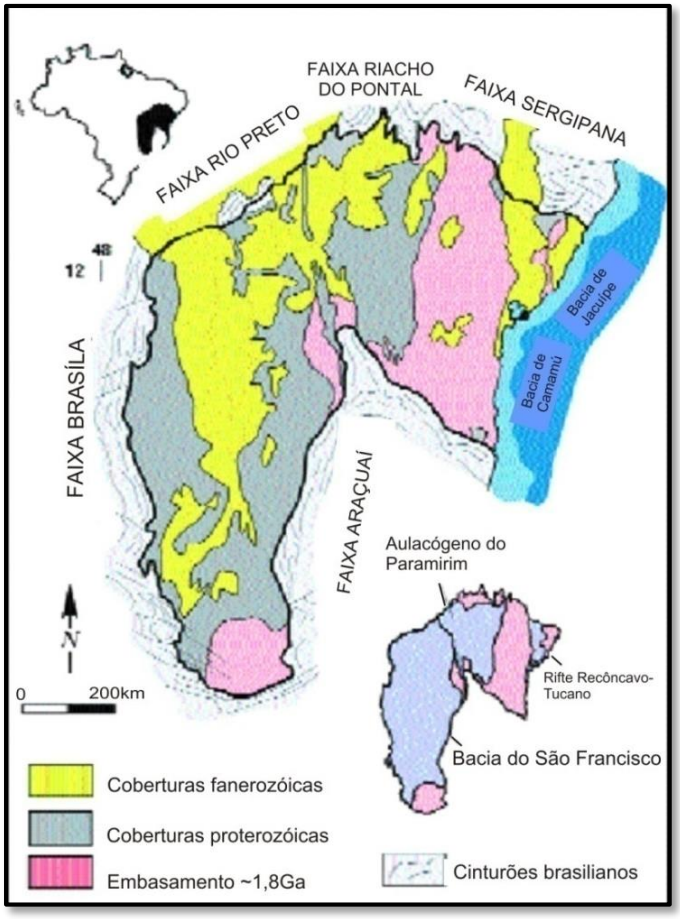


***Figura 1.2**: Mapa geológico simplificado do Cráton do São Francisco (Alkmim, 2004).*

Entendendo os crátons como transitórios, Almeida (1981) propõe a criação de uma nova entidade geotectônica, o Cráton do Paramirim, de idade pré-Transamazônica. Para o autor, "o Supergrupo Espinhaço e seus correlativos representam a cobertura sedimentar da área do Cráton do Paramirim, estendida localmente aos cinturões móveis, então estabilizados" (Almeida, 1981: 07). Deste modo, pode-se definir o Cráton do São Francisco como o resultado da acresção de cinturões móveis a antiga região cratônica, eventualmente com partes das faixas de dobramentos brasilianas evoluindo por sobre a área original do Cráton do Paramirim.

O Cinturão de Cavalgamentos da Serra do Espinhaço Meridional margeia a borda leste do Cráton do São Francisco por cerca de 700km, com direção aproximadamente N-S, envolvendo rochas do embasamento Arqueano-Paleopro-terozóico, supracrustais do Grupo Costa Sena, Supergrupo Espinhaço, grupos Macaúbas e Bambuí, alem de intrusões máficas da Suíte Metaígnea Pedro Lessa.

A vergência deste cinturão é dirigida para o cráton contíguo, prevalecendo frentes de cavalgamento com vergência para oeste e dobras de orientação preferencial N-S. As lineações de estiramento mineral apresentam orientação preferencial E-W, os indicadores cinemáticos associados às grandes estruturas também determinam transporte tectônico dirigido para oeste (*e.g*. Fogaça & Schöll, 1981; Knauer, 1990, 1999).

No interior do cráton, o Cinturão da Serra do Espinhaço é acompanhado por uma zona de dobramentos e cavalgamentos com cerca de 45km de largura que afeta as rochas pertencentes ao Supergrupo Espinhaço e grupos Macaúbas e Bambuí (Figura 1.3), mas sem envolver o embasamento. Para Alkmim *et al.* (2007) esta zona pode ser entendida como o cinturão epidérmico de antepaís do orógeno, a qual, baseada na proposta de Almeida (1977), é entendida como uma porção do domínio cratônico.

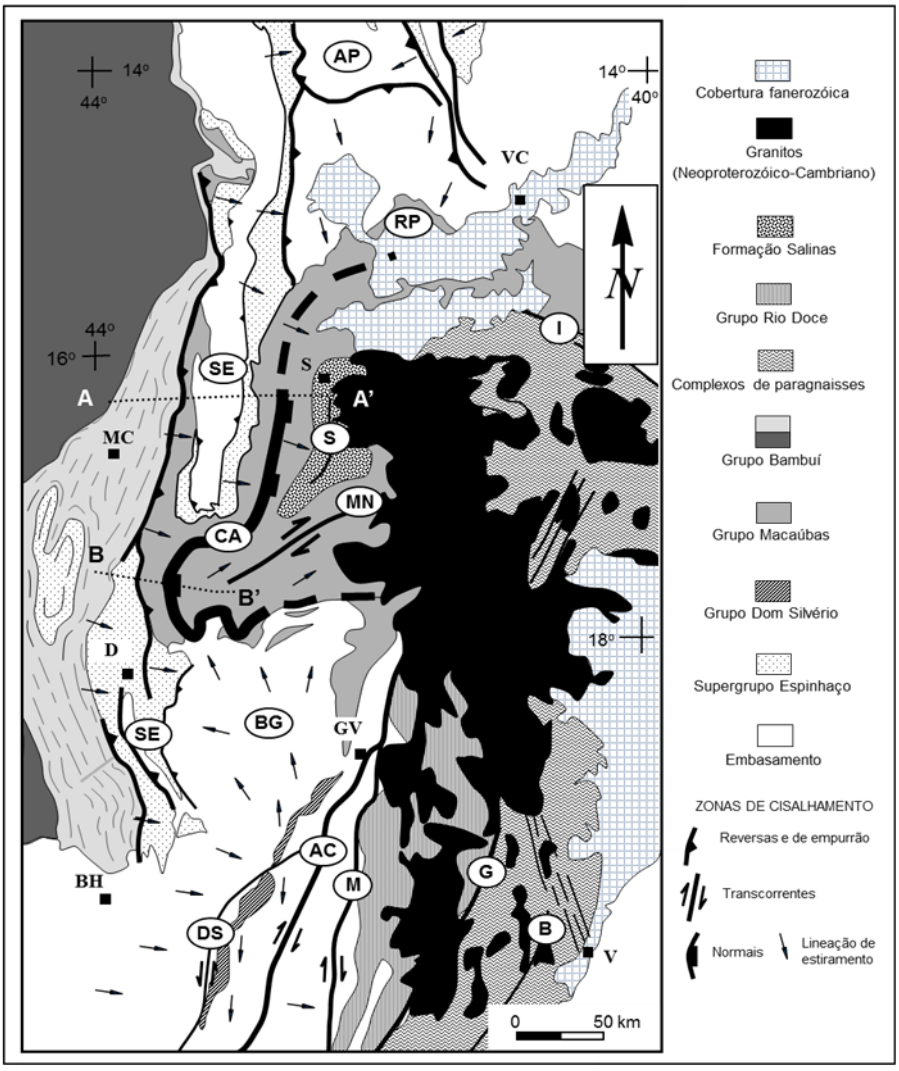


***Figura 1.3**: Mapa tectônico esquemático do Orógeno Araçuaí, enfatizando os seus compartimentos e grandes zonas de cisalhamento. SE: Cinturão de Cavalgamentos da Serra do Espinhaço Meridional; CA: Zona de Cisalhamento da Chapada Acauã; S: Zona de Dobramentos de Salinas; MN: Corredor transpressivo de Minas Novas; RP: Saliência de Rio Pardo e zona de interação com o Aulacógeno do Paramirim; BG: Bloco Guanhães; DS: Zona de Cisalhamento de Dom Silvério; I: Zona de Cisalhamento de Itapebi; AC: Zona de Cisalhamento de Abre Campo; M: Zona de Cisalhamento de Manhuaçu; G: Zona de Cisalhamento de Guaicuí; B: Zona de Cisalhamento de Batatal (Alkmim et al., 2007).*

1.4 – OBJETIVOS

O principal objetivo desta dissertação é a quantificação detalhada da deformação dúctil das seqüências aflorantes na região central da Serra do Espinhaço Meridional, correspondente à área abrangida pela Folha Diamantina (1: 100.000), em especial aos metassedimentos (quartzitos) pertencentes aos grupos Costa Sena (Formação Bandeirinha) e Guinda (formações São João da Chapada e Sopa-Brumadinho).

Pretende-se também, comparações entre aspectos qualitativos da deformação em amostras idealizadas através das diferentes técnicas de quantificação da deformação disponíveis na literatura geológica. Estas comparações serviram para definir os métodos mais apropriados para aplicação nas amostras quartzíticas coletadas.

Tenciona-se ainda equiparar, numa escala mais regional, os resultados obtidos nesta dissertação com aqueles disponíveis em estudos anteriores (*e.g.* Knauer, 1999), possibilitando a construção de um mapa simplificado de distribuição da deformação.

1.5 – METODOLOGIA

A pesquisa referente a este trabalho pode ser separada em diversas etapas, algumas vezes superpostas, que podem ser agrupadas em:

-a- Revisão bibliográfica – correspondendo à minuciosa leitura de trabalhos sobre a geologia da Serra do Espinhaço, além de diversos artigos envolvendo tanto processos de deformação quanto de sua quantificação.

-b- Fotointerpretação - representada inicialmente pela interpretação preliminar de fotografias aéreas na escala de 1:25.000, permitindo, junto com os mapas geológicos recolhidos na fase anterior, a seleção de perfis regionais e de áreas para maior detalhamento. Tantos os perfis como as áreas foram selecionados de acordo com a presença de estruturas sedimentares (por exemplo, região do Córrego Olaria) ou intensidade de estruturas tectônicas/deformacionais (como exemplificado pelas regiões da Serra da Matriculada e Estrada de Ferro desativada, proximidades da Vila Bandeirinha).

-c- Trabalhos de campo - foram realizados aproximadamente 60 dias de campo com coleta de amostras orientadas (de acordo com a lineação de estiramento mineral), dados estratigráficos e estruturais.

-d- Aplicação das técnicas Rf/ϕ (Ramsay, 1967; Ramsay & Huber, 1983; Marshak & Mitra, 1988) e uma de suas variações disponível no programa "SPO2003"; o método da Projeção (Panozzo, 1987; Marshak & Mitra, 1988); o método do Intercepto (Launeau & Robin, 1996); o método da Orientação Preferencial das Formas (Launeau & Robin, 1996); o método desenvolvido por Fry (1979), incluindo uma de suas variações proposta em Tolson (1995, *in* Knauer, 1999); o método do Centro-a-Centro (Ramsay & Huber, 1983) e a adaptação do método dos mínimos quadrados apresentada por Dayan (1986) em amostras idealizadas, descritas no

Capítulo 4 – A Quantificação da Deformação em Amostras Experimentais, tendo em vista as assertivas assumidas quando da aplicação de algumas técnicas de quantificação da deformação e impassíveis de serem verificadas em campo ou nas amostras de quartzitos analisadas.

-e- Pesquisa petrográfica - foram confeccionadas e descritas as seções delgadas de quartzitos de diferentes unidades, correspondendo a 76 afloramentos, com cortes realizados em dois planos: paralelos a lineação de estiramento mineral (plano XZ) e nos cortes a ela perpendiculares (plano YZ). Concomitantemente, foram selecionadas 173 lâminas para a aplicação dos métodos de quantificação Fry (1979), incluindo uma de suas variações aqui denominada Fry (F7), o método Rf/ϕ (Ramsay, 1967; Ramsay & Huber, 1983; Lisle, 1994), o método da Orientação Preferencial das Formas (Launeau & Robin, 1996), o método da Projeção (Panozzo, 1987; Marshak & Mitra, 1988) e o método do Centro-a-Centro (Ramsay & Huber, 1983).

-f- Coleta de amostras de quartzito ferruginoso e metabrecha também ferruginosa (de afloramento, a sudoeste da Serra da Miúda, denotando intensa deformação plano axial) para a determinação da anisotropia de susceptibilidade magnética e posterior comparação com as demais técnicas de quantificação da deformação citadas no item "*e"*, com resultados obtidos podendo ser verificados no Capítulo 8 – A Anisotropia da Susceptibilidade Magnética em Metassedimentos do Membro Caldeirões, Formação Sopa-Brumadinho.

-g- Tratamento dos dados - envolveu as informações obtidas a partir das seções delgadas selecionadas, e edição das imagens obtidas nos programas gráficos "PaintShop Pro", versão 02 e "CorelDraw", versão 12, de tal forma que fosse possível definir uma matriz e grãos.

-h- Integração e interpretação dos resultados obtidos - os resultados obtidos através das diferentes técnicas de quantificação viabilizaram a determinação de parâmetros tais como *Rs* (razão final da deformação), R_0 (razão inicial dos objetos) e grau de arredondamento das formas, os quais permitiram a construção de diagramas, determinação dos ângulos de flutuação (Δ) e θ, além de estimativas a respeito das mudanças sofridas em cada eixo cinemático.

2 – GEOLOGIA REGIONAL

2.1 – TRABALHOS ANTERIORES

2.1.1 – GENERALIDADES

A Serra do Espinhaço Meridional tem sido alvo de trabalhos geológicos pelo menos desde o século XVIII, inicialmente determinados pela descoberta dos depósitos diamantíferos na região de Diamantina (antigo Arraial do Tejuco).

Contudo, o acesso a estes trabalhos pioneiros constitui uma tarefa árdua, visto que muitos deles, praticamente irrecuperáveis, são conhecidos apenas como citações bibliográficas em publicações mais antigas. Um raro exemplo de tentativa de resgate é representado pela tradução e notas pessoais de Renger (2002) da obra: "Quadro Geognóstico do Brasil e a provável rocha matriz dos diamantes" de Eschwege (1822, *in* Renger, 1979; 2002).

Não obstante, algumas centenas de trabalhos (incluindo relatórios internos, trabalhos de graduação, dissertações de mestrado e teses de doutorado e pós-doutorado) estão disponíveis aos pesquisadores, ainda que distribuídos de maneira irregular entre as bibliotecas do país, com destaque àquela do Centro de Geologia Eschwege, em Diamantina.

Algumas sínteses parciais podem ser encontradas em Pflug (1965), Renger (1979), Almeida-Abreu (1989, 1993), Knauer (1990, 1999), Uhlein (1991), Knauer & Grossi-Sad (1995b) e Renger & Knauer (1995), e Souza & Martins (1995).

2.1.2 – EVOLUÇÃO DOS CONHECIMENTOS

As primeiras notícias relacionadas à Serra do Espinhaço são atribuídas a um relatório de Vieira Couto (1799, *in* Renger, 1979), contudo, o fim do século XVIII e a primeira metade do século XIX são caracterizados especialmente pelos estudos desenvolvidos pelo Barão W. von Eschwege. Dentre as diversas publicações deixadas por este cientista alemão (cujos primeiros resultados foram apresentados em 1817) destacam-se as pesquisas relacionadas à rocha matriz do diamante e que levaram à própria definição original do termo "Serra do Espinhaço" (Eschwege, 1822, *in* Renger, 1979) e à primeira proposta de subdivisão estratigráfica para a região (Eschwege, 1832, *in* Renger, 1979).

Nesta proposta são separados quatro conjuntos: "Primário", predominantemente granito-gnáissico; "Secundário", incluindo itacolomitos e formações ferríferas; "Transicional", com ardósias, calcários e grauvacas, e, finalmente, "Rotliegenden", a base de arenitos e conglomerados associados. Eschwege (1833, *in* Renger, 1979) reitera esta coluna, estudando em sua obra "Pluto Brasiliensis" os depósitos minerais associados a estes terrenos, especialmente os de ouro e de ferro.

A segunda metade do século XIX e o início do século XX são marcados por uma série de trabalhos de caráter naturalista (*e.g.* Pissis, 1857; Hartt, 1870; Liais, 1872, todos *in* Knauer,

1990), por tentativas de caracterização geológica mais detalhada (*e.g.* Costa Sena, 1883, *in* Knauer, 1990) e principalmente por estudos considerando os diamantes e seus depósitos (*e.g.* Heusser & Claraz, 1859; Gorceix, 1880, 1881, 1882a, b, 1884a, b, c, 1887; Bovet, 1884; Hussak, 1891, 1906b, 1917, todos *in* Knauer, 1990). Trabalhos relacionados à ocorrência de outros bens minerais da região são mais raros, podendo ser exemplificados por Hussak (1906a, *in* Knauer, 1990), que apresenta informações sobre as ocorrências de platina e paládio nas proximidades do Serro.

Retomando, em grande parte, as pesquisas iniciadas por Eschwege, O. A. Derby publicou vários trabalhos sobre a Serra do Espinhaço e regiões adjacentes, destacando-se aqueles relacionados aos depósitos diamantíferos (Derby, 1879a, 1882a, 1887, 1898, 1905a, b, c, todos *in* Knauer, 1990), aos depósitos auríferos (Derby, 1884, 1899, 1900, todos *in* Knauer, 1990) e até mesmo aos de minério de ferro (*e.g.* Derby, 1894, *in* Knauer, 1990).

Contudo, em seu trabalho clássico intitulado "The Serra do Espinhaço, Brazil", (Derby, 1906), divide os terrenos aflorantes na Serra do Espinhaço, Quadrilátero Ferrífero e Bacia do Rio São Francisco em cinco grupos maiores: o mais basal, correlacionável à Formação Primária de Eschwege (1832, *in* Renger, 1979), seria constituído por rochas eminentemente cristalinas. Sobreposta a ele encontra-se a então denominada "Série de Minas", marcada principalmente por um conjunto de quartzitos, itabiritos, xistos e calcários, enquanto o terceiro grupo seria caracterizado por um espesso pacote de quartzitos contendo intercalações conglomeráticas.

Os outros dois grupos (em parte correlacionáveis à “Formação de Transição” de Eschwege, 1832, *in* Renger, 1979) aflorariam fora da Serra do Espinhaço. O mais antigo seria marcado por xistos argilosos, calcários, "grés", mármores e ardósias, e o mais novo por rochas não metamórficas.

Baseando-se principalmente em trabalhos de campo no Quadrilátero Ferrífero, Harder & Chamberlin (1915) propõem uma subdivisão estratigráfica da Série Minas, que, da base para o topo, seria representada por: Quartzito Caraça (ao qual são associados todos os quartzitos da Serra do Espinhaço), Xisto Batatal, Formação Ferrífera Itabira, Formação Piracicaba e Quartzito Itacolomí (incluindo os talco-xistos). Para estes autores, as rochas conglomeráticas diamantíferas corresponderiam a depósitos fluviais do Mesozóico ou do Terciário, não podendo, portanto, ser incluídas na Série de Minas.

De maneira semelhante, Rimann (1920, *in* Renger, 1979) estende o termo Série Minas para os dois grupos propostos por Derby (1906) subdividindo-o em três grandes unidades separadas por discordâncias: Camadas Itabira, Camadas Diamantina e Camadas Itacolomi.

Em um trabalho sobre “As jazidas elevadas de diamantes do Brasil”, Draper (1920) propõem, com conotação estratigráfica, o nome "Quartzitos Espinhaço".

Trabalhos com características estratigráficas mais regionais adquirem importância nas décadas de 20 e 30 (*e.g.* Moraes Rego, 1930, 1931), especialmente devido aos estudos

desenvolvidos por B. von Freyberg, L. J. de Moraes e D. Guimarães. Desta forma, Moraes & Guimarães (1930, 1931) reconhecem, para o conjunto formado pela Serra do Espinhaço, Quadrilátero Ferrífero e Bacia do Rio São Francisco, cinco unidades maiores representadas, da base para o topo por: Embasamento, Série de Minas, Série Itacolomi (englobando a maior parte dos quartzitos da serra), Série de Lavras e Série de Bambuí (tratada mais especificamente em Moraes, 1932).

Deve-se notar que na concepção destes autores, a Série de Lavras seria constituída por duas unidades, sendo uma glacial (Formação Macaúbas, definida por Moraes, 1929) e outra flúvio-glacial (denominada de Formação Sopa por Moraes & Guimarães, 1930).

Por outro lado, Freyberg (1932, 1934, ambos *in* Knauer, 1990) propõe um modelo estratigráfico apontando, pela primeira vez, a importância de variações faciológicas laterais dentro da Série Minas do Quadrilátero Ferrífero. Desta forma, para as áreas que apresentavam esse tipo de relação entre as séries de Minas e Itacolomi, a qual impossibilitava a separação das séries, foi proposto o termo "Formações Espinhaço". Por outro lado, Freyberg (*op.cit.*), divide a chamada Série de Bambuí em duas fácies: uma bastante deformada e dobrada, denominada Camadas Indaiá e outra marcada por acamamentos horizontais, designada Camadas Geraes.

Uma terceira linha estratigráfica, baseada numa conceituação geotectônica da Serra do Espinhaço, é apresentada por Barbosa (1954), considerando dois ciclos geossiclinais: um mais antigo da Série Barbacena (que constitui o embasamento da Série Minas no centro do Quadrilátero Ferrífero) e o segundo ciclo na Série Minas. Em sua concepção, os quartzitos da Serra do Espinhaço representam uma seqüência miogeossinclinal, correlacionando-os aos “Quartzitos Caraça”, enquanto que os "Quartzitos Itacolomi" (considerados como *flysch* da Orogênese Minas) ficariam restritos a pequenas ocorrências pontuais.

Através de convênio entre o DNPM e o *U. S. Geological Survey*, desenvolveu-se o mapeamento geológico da faixa de itabiritos do Quadrilátero Ferrífero, resultando na publicação de mais de quarenta folhas geológicas na escala 1:25.000 (e notas explicativas). Uma síntese dos resultados parciais pode ser verificada em Dorr II (1969), sendo acompanhada por um mapa integrado em escala 1:150.000. O esquema estratigráfico aplicado na maioria desses trabalhos reconhece uma seqüência vulcano-sedimentar de baixo grau (Série Rio das Velhas) recoberta por rochas da Série Minas (com os grupos Tamanduá, Caraça, Itabira e Piracicaba), do Grupo Sabará e, finalmente, do Grupo Itacolomi.

Trabalhos relativamente independentes, sobre vários assuntos específicos da geologia da região da Serra do Espinhaço, são apresentados no período entre 1960-1980. Desta forma, Cobra (1969) publica dados sobre caracterização estrutural, Paulino *et al*. (1979) sobre geofísica, Biondi *et al.* (1978) e Biondi (1979) pesquisam sobre as rochas metabásicas na forma de diques e *sills*, Isotta *et al*. (1969, *in* Knauer, 1990), Schrank *et al*. (1978), Viveiros *et al.* (1979) e Braun & Baptista (1979) publicam dados sobre o Grupo Macaúbas enquanto Branco

& Costa (1961), Cassedane (1965, 1966, 1968, este último *in* Knauer, 1990), Amaral & Kawashita (1967), Sommer (1970, 1971), Braun (1968a, b), Cloud & Dardenne (1973) e Dardenne & Walde (1979) tecem considerações sobre o Grupo Bambuí.

Nesse mesmo período, alguns aspectos geo-econômicos são estudados, incluindo trabalhos sobre depósitos diamantíferos (*e.g.* Barbosa, 1962; Leonardos, 1968; Cassedane & Cassedane, 1974b; Svisero, 1978, 1980a, b, c), sobre as ocorrências de pirofilita (Santos, 1962, 1963) e sobre as concentrações de ferro, platina e cromo da borda leste da Serra do Espinhaço (Costa, 1962; Guimarães, 1965; Alves, 1965 (*in* Knauer, 1990), 1966, 1967; CVRD, 1976, 1978; Cassedane & Cassedane, 1974a; DOCEGEO, 1974).

A partir da década de sessenta, sob a responsabilidade do Professor R. PFLUG, um mapeamento mais sistemático da Serra do Espinhaço é iniciado, mais precisamente na região de Diamantina. Em um primeiro momento, dados estratigráficos e sedimentológicos são levantados (*e. g.* Pflug, 1961, 1962, 1963), do mesmo modo que as principais características estruturais da serra (Pflug & Carvalho, 1964). Em suas tentativas iniciais de síntese Pflug (1965a, b, este último *in* Knauer, 1990) propõem a subdivisão do Orógeno Minas (que incluiria rochas do Quadrilátero Ferrífero e da Serra do Espinhaço) em três fácies denominadas: Diamantina (miogeossinclinal), Itabira (transição) e Guanhães (eugeossinclinal), ficando nítida a correlação por ele proposta entre os metaconglomerados diamantíferos e as formações ferríferas bandadas da Formação Cauê.

Posteriormente, Pflug (1968) apresenta uma subdivisão da Fácies Diamantina em oito unidades litoestratigráficas fundamentais, que da base para o topo são: formações São João da Chapada, Sopa-Brumadinho, Galho do Miguel, Santa Rita, Córrego dos Borges, Córrego da Bandeira, Córrego Pereira e Rio Pardo Grande. Esses mesmos conceitos são reativados posteriormente (Pflug, 1969; 1970), sendo, inclusive, estendidos para as porções setentrionais da serra.

Uma síntese mais abrangente é apresentada por Pflug & Renger (1973), que propõem a designação de Supergrupo Pré-Minas para o conjunto de rochas que serve de embasamento para as fácies Diamantina e Itabira, além de definirem o Supergrupo São Francisco, do Proterozóico Superior, reunindo as rochas pertencentes à Formação Macaúbas e da Série Bambuí.

O grande conjunto de trabalhos desenvolvidos sob a forma de teses orientadas por Pflug (* citação retirada de Renger, 1979 e ** citação retirada de Knauer, 1990), inclusive aqueles relacionados ao então Instituto Eschwege, podem ser representados por Eberle & Rieper (1968), Renger (1969**, 1970a*, b, 1971, 1972), Kehrer & Silva (1970), Kehrer (1971**, 1972*), Frank (1971*), Schmidt (1972*), Gorlt (1972*), Eberle (1972*), Schöll (1972*, 1973**, 1976a**, b), Kneidl & Schorscher (1972**), Kneidl (1973**, 1977**), Hettich (1973**, 1975**, 1976, 1977), Pflug & Schöll (1974, 1975), Engesser (1974*), Sperber (1975*, 1976**, 1977**), Karfunkel & Karfunkel (1975*, 1976a, b), Scheuch (1976**), Viveiros e Walde

(1976), Walde (1976*, 1978), Hettich & Karfunkel (1977), Hoppe (1978, 1980a, b), Hoffmann (1978, 1979), Paternoster (1979), Schöll & Turinsky (1980) e Schöll & Walde (1980). Uma síntese apresentada por Pflug *et al*.(1980) reafirma a correlação entre as unidades quartzíticas da serra e o Supergrupo Minas.

Baseando-se nas idéias iniciais de Pflug (1968) e Pflug & Renger (1973), Schöll & Fogaça (1979) reconhecem como unidades principais: Supergrupo Pré-Rio das Velhas (constituído pelos terrenos gnáissicos-ganíticos-migmatíticos de idade arquena), Supergrupo Rio das Velhas (correspondendo à seqüência vulcano-sedimentar de baixo grau metamórfico de provável idade arqueana) e Supergrupo Espinhaço, de idade Proterozóica, abrangendo as oito unidades definidas por Pflug (*op.cit.*). Além disso, Schöll & Fogaça (*op.cit.*) sugerem a subdivisão das duas formações mais basais do Supergrupo Espinhaço em seis unidades informais de mapeamento, denominadas níveis A, B e C (Formação São João da Chapada) e D, E e F (Formação Sopa-Brumadinho)

Um convênio entre DNPM/CPRM e Centro de Geologia Eschwege estabelecido no início da década de oitenta, viabilizou o mapeamento geológico de detalhe (escala 1:25.000) de algumas quadrículas. Os mapas e relatórios desta forma confeccionados abrangeram áreas tanto da região central (Carvalho, 1981; Almeida-Abreu, 1981; Schöll & Fogaça, 1981; Pinho & Almeida-Abreu, 1983; Chaves *et al.*,1985) como da borda leste (Bastos Neto, 1981; Assis, 1981; Uhlein, 1981).

Ainda na década de oitenta, destacam-se trabalhos com maior ênfase em estratigrafia e/ou sedimentologia, tais como Parenti Couto & Bez (1981), Brichta (1981), Alvarenga (1982), Fogaça (1982), Bastos Neto (1982), Assis (1982), Almeida-Abreu & Munhoz (1983), Fogaça & Schöll (1984), Knauer (1984), Almeida-Abreu & Knauer (1985), Fogaça *et al.* (1985), Karfunkel *et al.* (1985), Almeida-Abreu *et al.* (1986b), Soares Filho *et al.* (1986), Borba *et al.* (1987), Chaves (1987), Chapadeiro *et al.* (1987), Dossin *et al.* (1987), Uhlein & Garcia (1987), Martins-Neto *et al.* (1988), Uhlein & Chaves (1989) e Almeida-Abreu (1989).

Nesta linha estratigráfica, Fogaça *et al.* (1984) propõem a criação do Supergrupo Rio Paraúna (em substituição ao antigo Supergrupo Rio das Velhas) para englobar os grupos Pedro Pereira e Costa Sena. Com relação ao Supergrupo Espinhaço, é proposta sua subdivisão em dois grupos, denominados Diamantina e Conselheiro Mata por Dossin *et al.* (1984), ao passo que Garcia & Uhlein (1987) apresentam uma tentativa de síntese sobre os ambientes deposicionais da seqüência Espinhaço e Almeida-Abreu *et al.* (1987) revisam os dados existentes sobre a Formação Sopa-Brumadinho. Já Herrgessel (1989) trata com maior detalhe os ambientes deposicionais das formações ferríferas bandadas da borda leste e Karfunkel & Hoppe (1988) trabalham com os sedimentos da glaciação do Proterozóico Superior.

Os aspectos petrológicos e geoquímicos dos metamagmatitos são explanados com algum detalhe por Hoffmann & Hoppe (1981), Hoppe (1982, *in* Knauer, 1990), Hoppe & Otto

(1982) e Hoppe *et al*. (1983), enquanto as rochas de alto grau metamórfico são estudadas por Hoffmann (1981, 1983a). A caracterização estrutural da serra é retomada, com uma discussão sobre policiclismo (*e. g.* Uhlein, 1984; Uhlein *et al.*, 1986a, c) *versus* monociclismo (*e. g.* Herrgessel, 1984; Hartmann, 1985; Almeida-Abreu *et al.*, 1986a, 1988; Herrgessel & Pflug, 1986) para a estruturação do Supergrupo Espinhaço.

Os aspectos econômicos da Serra do Espinhaço também são objetos de estudos mais específicos destacando-se aqueles sobre os depósitos de quartzo (Carvalho, 1982), de cromita e platina (Uhlein, 1982; Uhlein *et al.*,1983), de ouro (Fogaça, 1982; Chaves & Uhlein, 1985), de diamante (*e.g.* Dossin *et al.*,1985; Haralyi & Svisero, 1986), de ferro (Vilela & Santos, 1983; Dossin, 1985) e de manganês (*e.g.* Dossin, 1983), com algumas tentativas de regionalização e síntese de dados (exemplificadas por Uhlein & Dossin, 1985 e Uhlein *et al.*,1986b).

No fim da década de oitenta, dados geocronológicos mais precisos obtidos através da metodologia U/Pb foram apresentados, ainda que de forma preliminar, por Machado *et al.*(1989).

A década de noventa é marcada pela publicação de grandes sínteses sobre a geologia da região, com considerações especialmente sobre sua caracterização geotectônica, evolução geológica e compartimentação estratigráfica (*e.g.* Knauer, 1990; Dossin *et al*., 1990; Uhlein, 1991; Almeida-Abreu, 1993; Almeida-Abreu & Pflug, 1994). Destacando-se, também, o trabalho de Dussin, I. (1994) sobre a caracterização estrutural da borda leste da serra, e de Dussin, T. (1994), que salienta as características dos magmatismos Pré-Cambrianos na região.

Trabalhos mais específicos sedimentológicos e/ou estratigráficos, tais como Martins-Neto (1993), que trata da evolução da porção "rift" da Bacia Espinhaço e Silva (1995a), que detalha as rochas quartzíticas pré-Formação São João da Chapada da região de Guinda, também se destacam nesse período.

A continuidade dos estudos de caracterização estrutural da Serra do Espinhaço Meridional comprova o caráter progressivo do principal evento deformacional (*e.g.* Rolim, 1992; Silva & Toledo, 1994).

O "Projeto Espinhaço" (realizado pelo Instituto de Geociências da UFMG através de convênio com a Secretaria de Recursos Minerais, Hídricos e Energéticos do Governo de Minas Gerais) realizou o mapeamento geológico em escala 1:100.000 das vinte e três folhas que abrangem a Serra do Espinhaço em Minas Gerais. No mínimo oito destas folhas têm papel essencial na compreensão da geologia do setor meridional da serra: Curimataí (Noce & Fogaça, 1995), Carbonita (Grossi-Sad *et al.*, 1995a), Diamantina (Fogaça, 1995), Rio Vermelho (Souza & Grossi-Sad, 1995), Presidente Kubitschek (Knauer & Grossi-Sad, 1995a), Serro (Knauer & Grossi-Sad, 1995b), Baldim (Oliveira *et al.*, 1995) e Conceição do Mato Dentro (Grossi-Sad *et al.*, 1995b).

Dentre os trabalhos apresentados no "VIII Simpósio de Geologia de Minas Gerais", sobressaem aqueles de Alkmim (1995), sobre a estruturação da região de Gouveia, de Chula *et al.* (1995), sobre aspectos geológicos da região de Planalto de Minas/Desembargador Otoni, de Dupont (1995) sobre a estratigrafia do Grupo Conselheiro Mata, e o de Dussin *et al.* (1995), sobre a geocronologia dos filitos hematíticos.

Além disso, considerações sobre a origem das diferentes concreções ferruginosas ocorrentes na região são apresentadas por Horn *et al.* (1995), e uma tentativa de evolução estrutural em prospectos auríferos da região de Morro do Pilar é mostrada em Penha & Machado (1995). Trabalhos de cunho sedimentológico/estratigráfico sobre as porções "rift" da Bacia Espinhaço são apresentados por Silva (1995b) e Martins-Neto (1995 a, b, c, d).

Considerações sobre a evolução geológica do Supergrupo Espinhaço no setor meridional da serra são tecidas por Almeida-Abreu (1995), Dussin & Dussin (1995) e Uhlein *et al.* (1995).

Uma visão pessoal sobre os aspectos prospectivos e econômicos dos depósitos diamantíferos da serra é apresentada por Fleischer (1995), que ressalta o fato de que as rochas de "afinidade kimberlítica" devem corresponder a corpos alongados de xistos verdes alcalinos sem a presença dos minerais satélites clássicos (conforme já discutido, entre outros, por Knauer, 1990).

Uma discussão de boa parte dos trabalhos de cunho geológico na Serra do Espinhaço Meridional, apresentados no período entre 1979 e 1995, é realizada por Renger & Knauer (1995).

Adotando um posicionamento na base do Supergrupo Espinhaço para a Formação Bandeirinha, Horn *et al.* (1996) discutem as ocorrências de fosfatos e boratos de alumínio em rochas quartzíticas e xistosas por eles consideradas como pertencentes à unidade. Angeli & Carvalho (1996), trabalhando na borda leste da Serra do Espinhaço Meridional descrevem os corpos metaultramáficos ricos em cromita, com um detalhado estudo geoquímico deste mineral.

Almeida-Abreu (1996) discute a evolução deposicional das unidades de base do Supergrupo Espinhaço na região de Diamantina, bem como as características dos diamantes encontrados nos diferentes áreas de ocorrência de metaconglomerados e metabrechas da Formação Sopa-Brumadinho. A partir destes dados o autor discute a provável origem dos diamantes, assunto retomado em Almeida-Abreu *et al.* (1997).

Uma série de trabalhos envolvendo tanto a caracterização dos diamantes quanto o desenvolvimento de um modelo de redistribuição destes foi publicada nesse período, podendo ser exemplificada por Chaves *et al.* (1996, 1998a) e Chaves & Bottino (2000). A ocorrência e análise dos fosfatos e borossilicatos de alumínio nas rochas pertencentes ao Grupo Costa Sena também foram objetos de estudos, destacando-se os trabalhos de Gatter & Morteani (1999) e Neves (1999).

O final da década de noventa é marcado por discussões polêmicas envolvendo a evolução tectono-sedimentar da Bacia do Espinhaço em Minas Gerais (Martins-Neto, 1998, 1999; Almeida-Abreu & Renger, 1999a) e, novamente, a origem do diamante na Serra do Espinhaço (Chaves *et al.*, 1998b, 1999; Almeida-Abreu & Renger, 1999b).

Knauer & Ebert (1997) descrevem as principais características estruturais da região de Diamantina, tecendo considerações a respeito da idade do "Orógeno Espinhaço", altercação esta retomada em maior detalhe por Knauer (1999). Além disso, dados sobre a estruturação dos veios de quartzo hidrotermais presentes na região do Morro do Juá são apresentados por Chaves *et al*. (2003).

As implicações petrogenéticas para a ocorrência dos fosfatos e borossilicatos são retomadas por Morteani *et al*. (2001), levando estes autores a proporem como protólito para as rochas da Formação Bandeirinha um arenito argiloso rico em fósforo (e localmente em boro) depositado em ambiente tipo *sabkha* em condições muito alcalinas.

Baseados em registros dos depósitos glaciogênicos do Grupo Macaúbas, Almeida-Abreu *et al.* (2001a, b) propõem um zoneamento litológico das *nappes*, com rochas sedimentares e metassedimentares, predominando no domínio externo e gnaisses e metaultramáficas caracterizando o domínio interno. Estes dados, aliados às relações estratigráficas e estruturais entre as unidades do Grupo Macaúbas e do Supergrupo Espinhaço, indicam para esses autores, uma edificação do "Orógeno Espinhaço" antes do término do Mesoproterozóico, tema reafirmado por Almeida-Abreu & Renger (2002).

Chaves *et al.* (2001), Chaves & Karfunkel (2001), Martins (2002, 2006) e Benitez (2004), ampliam a caracterização geológica dos diamantes, trabalhando principalmente nas regiões de Diamantina, Jequitaí e Bacia do Rio Macaúbas

A relação de contato (e idades relativas) entre as rochas do Grupo Costa Sena e as unidades basais do Supergrupo Espinhaço tornou-se, recentemente, objeto de estudos detalhados (Lopes-Silva, 2006). Os dados obtidos até o momento reforçam a existência de discordância angular entre a Formação Bandeirinha e o nível basal da Formação São João da Chapada, a qual pode sugerir uma idade mais antiga para as rochas da primeira unidade.

2.2 – CARACTERIZAÇÃO DAS UNIDADES GEOTECTÔNICAS

A coluna estratigráfica regional, válida para a região ocupada pela Folha Diamantina, fundamenta-se nos trabalhos de Pflug (1965, 1968), com as modificações propostas por Schöll & Fogaça (1979, 1981) e Fogaça *et al.* (1984).

A coluna estratigráfica proposta por Schöll & Fogaça (1979) possui três grandes conjuntos constituintes da Serra do Espinhaço Meridional (com exceção daquele que incluiria as rochas neoproterozóicas, denominado de Supergrupo São Francisco por Pflug & Renger, 1973): (a) Supergrupo Pré-Rio das Velhas, granítico, gnáissico e migmatítico, de provável idade arqueana; (b) Supergrupo Rio das Velhas, também de possível idade arqueana, e correlacionável a unidade de mesmo nome, definida no Quadrilátero Ferrífero; e (c) Supergrupo Espinhaço, de idade proterozóica, abrangendo as formações São João da Chapada, Sopa-Brumadinho, Galho do Miguel, Santa Rita, Córrego dos Borges, Córrego Bandeira, Córrego Pereira e Rio Pardo Grande, anteriormente definidas por Pflug (1968).

Para as duas seqüências mais basais do Supergrupo Espinhaço, Schöll & Fogaça (*op. cit.*) propõem uma subdivisão estratigráfica em seis unidades informais de mapeamento, designadas de níveis "A", "B" e "C" (inclusos na Formação São João da Chapada) e "D", "E" e "F" (relacionados à Formação Sopa-Brumadinho).

Fogaça *et al.* (1984), consideram que a falta de evidências concretas impedem a correlação das seqüências dominantemente xistosas pré-Espinhaço com aquelas incluídas (no Quadrilátero Ferrífero) no Supergrupo Rio das Velhas, ressaltando a flagrante inexistência de continuidade física entre os dois conjuntos (Figura 2.2.1). Assim, propõem para o conjunto aflorante na região mediana-central da Serra do Espinhaço Meridional a designação de Supergrupo Rio Paraúna. Esta unidade, de provável idade arqueana, teria sua base marcada pelas rochas do Grupo Pedro Pereira, subdividido em uma unidade metaultramáfica/metamáfica e uma seqüência com predomínio de metassedimentos químicos (representados quase que exclusivamente por formações ferríferas bandadas). As seções mais superiores corresponderiam ao Grupo Costa Sena, caracterizado por quartzo-mica xistos podendo conter cianita pertencentes à Formação Barão do Guaicuí (com intercalações de quartzitos, formações ferríferas, xistos verdes e metaconglomerados) e pelos quartzitos e metaconglomerados da Formação Bandeirinha (Figura 2.2.2).

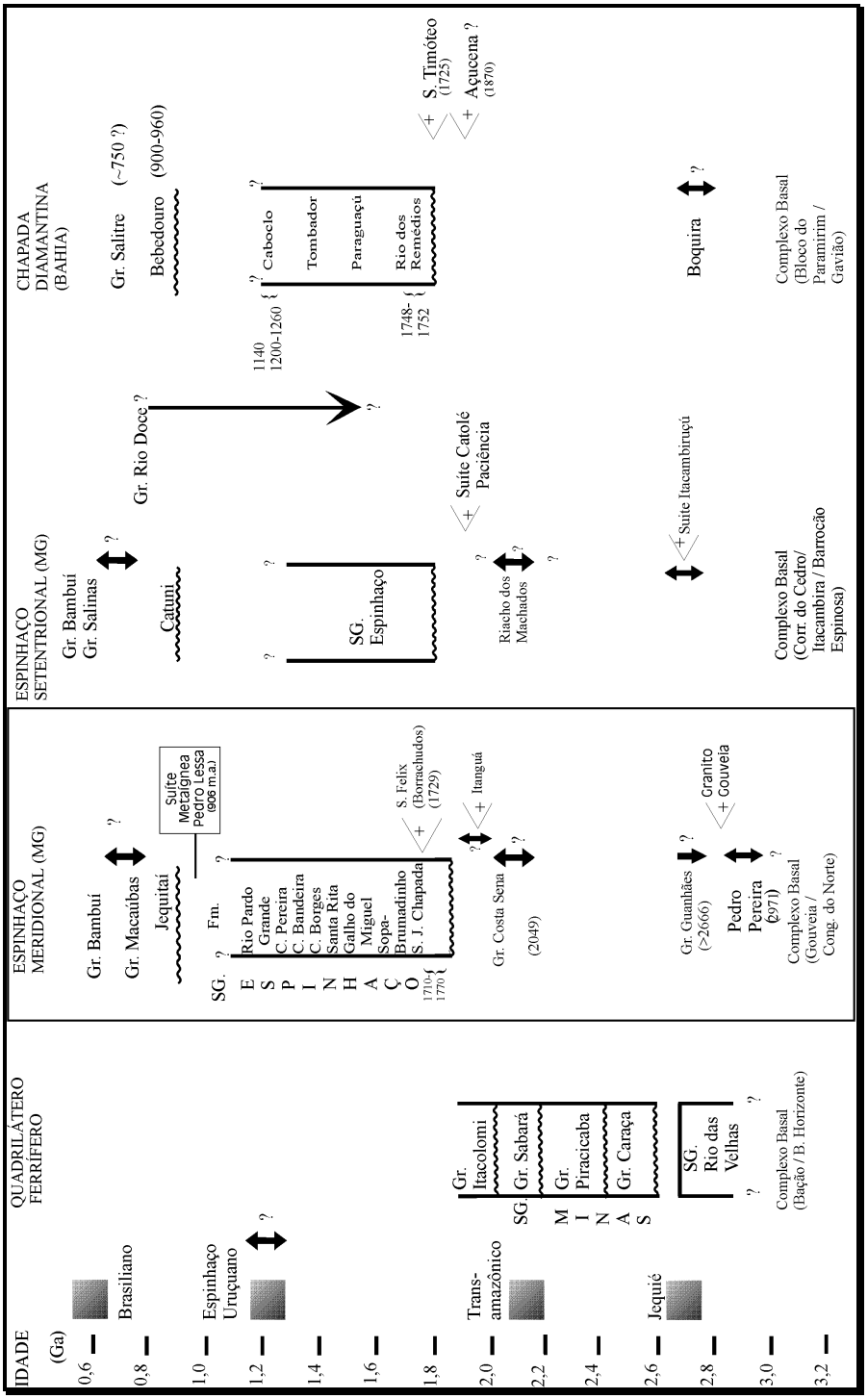


Figura 2.2.1: *Quadro sinótico (modificado por Knauer, 1999 de Renger & Knauer, 1995) das colunas estratigráficas utilizadas para os diferentes segmentos da Serra do Espinhaço, com destaque para aquela do Setor Meridional.*

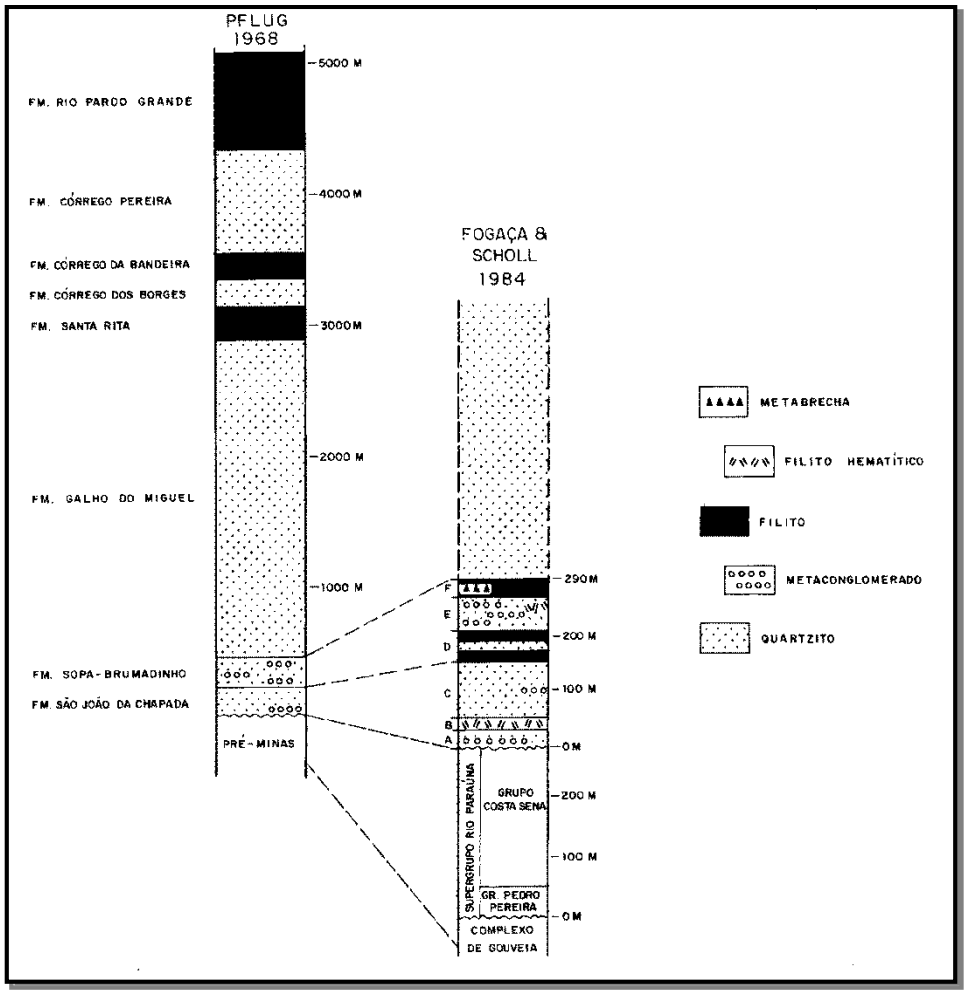


***Figura 2.2.2**: Colunas estratigráficas do Supergrupo Espinhaço segundo Pflug (1968) e Fogaça et al. (1984), esta última incluindo a subdivisão das rochas arqueanas (Fogaça, 1995).*

Fogaça *et al.* (1984) enfatizam ainda que a relação entre os dois grupos não é clara, talvez representando uma "discordância profunda". Uma evidência desta discordância e de uma grande diferença de idade entre os dois conjuntos estaria na grande contribuição, nos metassedimentos do Grupo Costa Sena, de material proveniente da erosão dos granitos do tipo Gouveia, enquanto que nos metassedimentos do Grupo Pedro Pereira esta contribuição não é observada.

As modificações, dessa época aos dias atuais, concentram-se apenas em designações novas para: (1) a subdivisão do Supergrupo Espinhaço em dois grupos (Dossin *et al.*, 1985, Knauer, 1990 e Almeida-Abreu, 1993); (2) denominações formais dos membros da Formação Sopa-Brumadinho, propostos por Almeida-Abreu (1993) em lugar dos níveis de Schöll & Fogaça (1979).

Silva (1995a, b), trabalhando apenas com a chamada "fase rift" do Supergrupo Espinhaço, reconhece cinco seqüências deposicionais (as três primeiras aparentemente correspondentes à Formação Bandeirinha no sentido aplicado por Almeida-Abreu, 1993), as quais, da base para o topo, são: (a) Seqüência Deposicional Basal (constituída por arenitos

arcoseanos); (b) Seqüência Deposicional Olaria (representada especialmente por sedimentos depositados em sistemas de leques aluviais e mantos de pedimentos); (c) Seqüência Deposicional Natureza (a qual inicia-se com sistema de leques aluviais progradantes sobre sistema fluvial entrelaçado, recoberto sobre novo sistema entrelaçado que evolui até sistema eólico); (d) Sistema Deposicional São João da Chapada (correspondente à formação de mesmo nome); e (e) Seqüência Deposicional Sopa-Brumadinho/Galho do Miguel (incorporando as duas formações de topo do Grupo Guinda no conceito de Almeida-Abreu, 1993).

Baseando-se em conceitos de tectonoestratigrafia, Martins-Neto (1995a) propõe a subdivisão do Supergrupo Espinhaço em tectonosseqüências (Figura 2.2.3), as quais incluiriam "associações de fácies geneticamente relacionadas em uma fase tectônica específica da bacia". Seis destas tectonosseqüências foram reconhecidas pelo autor, designadas (da base para o topo) de:

(a) Olaria (correspondente à metade inferior da Formação Bandeirinha);

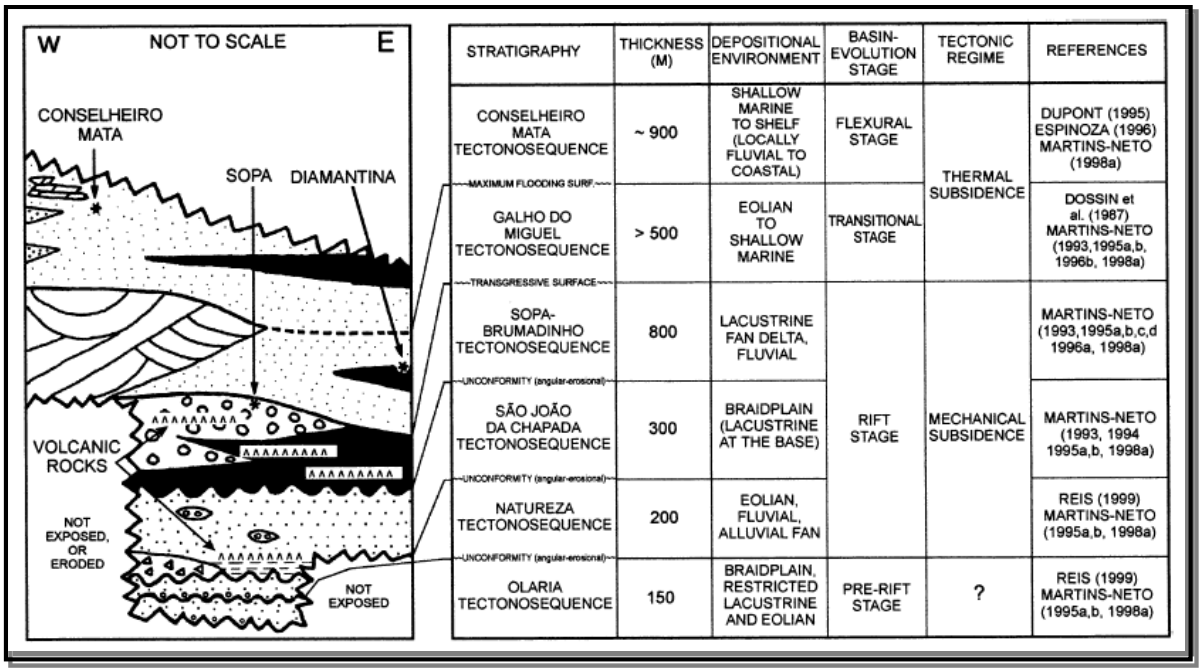
(b) Natureza (metade superior da Formação Bandeirinha);

(c) São João da Chapada;

(d) Sopa-Brumadinho (correspondente à maior parte da formação de mesmo nome no sentido de Schöll & Fogaça, 1979, ou a Associação Faciológica Fan-deltaica/Lacustre de Martins-Neto, 1993);

(e) Galho do Miguel (que inclui os metassedimentos da Formação Galho do Miguel e da Associação Faciológica Marinha Rasa de Martins-Neto, 1993); e

(f) Conselheiro Mata (especialmente caracterizada por metassedimentos de origem marinha rasa e plataformal, localmente com depósitos fluviais, transicionais e costeiros).



STRATIGRAPHY	THICKNESS (M)	DEPOSITIONAL ENVIRONMENT	BASIN-EVOLUTION STAGE	TECTONIC REGIME	REFERENCES
CONSELHEIRO MATA TECTONOSEQUENCE	~ 900	SHALLOW MARINE TO SHELF (LOCALLY FLUVIAL TO COASTAL)	FLEXURAL STAGE	THERMAL SUBSIDENCE	DUPONT (1995) ESPINOZA (1996) MARTINS-NETO (1998a)
MAXIMUM FLOODING SURF.					
GALHO DO MIGUEL TECTONOSEQUENCE	> 500	EOLIAN TO SHALLOW MARINE	TRANSITIONAL STAGE		DOSSIN et al. (1967) MARTINS-NETO (1993,1995a,b, 1996b, 1998a)
TRANSGRESSIVE SURFACE					
SOPA-BRUMADINHO TECTONOSEQUENCE	800	LACUSTRINE FAN DELTA, FLUVIAL	RIFT STAGE	MECHANICAL SUBSIDENCE	MARTINS-NETO (1993,1995a,b,c,d 1996a, 1998a)
UNCONFORMITY (angular-erosional)					
SÃO JOÃO DA CHAPADA TECTONOSEQUENCE	300	BRAIDPLAIN (LACUSTRINE AT THE BASE)			MARTINS-NETO (1993, 1994 1995a,b, 1998a)
UNCONFORMITY (angular-erosional)					
NATUREZA TECTONOSEQUENCE	200	EOLIAN, FLUVIAL, ALLUVIAL FAN			REIS (1999) MARTINS-NETO (1995a,b, 1998a)
UNCONFORMITY (angular-erosional)					
OLARIA TECTONOSEQUENCE	150	BRAIDPLAIN, RESTRICTED LACUSTRINE AND EOLIAN	PRE-RIFT STAGE	?	REIS (1999) MARTINS-NETO (1995a,b, 1998a)

Figura 2.2.3*: Diagrama estratigráfico para a Megasseqüência Espinhaço indicando as principais características das unidades tectono-sedimentares (Martins-Neto, 2000).*

Adotar-se-á aqui a coluna estratigráfica sugerida por Knauer (1990) com a proposta de Knauer (1999) em abolir o conceito de Supergrupo Rio Paraúna como unidade maior abrangendo os grupos Pedro Pereira e Costa Sena fato, este decorrente da existência da "discordância profunda" reconhecida na definição original de Fogaça *et al*. (1984) - com diferenças superiores aos 900 milhões de anos entre os metariolitos dos dois grupos (2971 milhões de anos para o Grupo Pedro Pereira e 2049 milhões de anos para as metavulcânicas ácidas do Grupo Costa Sena, Machado *et al*., 1989).

Desta forma, a coluna estratigráfica é composta pelo Complexo de Gouveia, o Grupo Pedro Pereira (ambos do Arqueano), o Grupo Costa Sena (Paleoproterozóico, constituído pelas formações Barão do Guaicuí e Bandeirinha) e o Supergrupo Espinhaço (dividido nos grupos Guinda e Conselheiro Mata), Figura 2.2.4. Aflora, ainda, na porção nordeste da Folha Diamantina, o Grupo Macaúbas, de idade neoproterozóica.

O pacote litológico é completado por metadiabásios e metagabros, os quais se apresentam sob a forma de diques, soleiras ou *stocks*, cortando as quatro primeiras unidades mencionadas, estando agrupados na Suíte Metaígnea Pedro Lessa (Figura 2.2.5).

SUPERGRUPO ESPINHACO	GRUPO CONSELHEIRO MATA	Fm. Rio Pardo Grande	*Filitos e metassiltitos com intercalações quartzíticas além de lentes e níveis de mármores dolomíticos*
		Fm. Córrego Pereira	*Quartzitos de granulometria média a grossa, micáceos ou não, localmente feldspáticos, com níveis filíticos*
		Fm. Córrego Bandeira	*Filitos e metassiltitos predominam sobre menores quantidades de quartzitos finos a médios*
		Fm. Córrego dos Borges	*Quartzitos puros ou micáceos, eventualmente com corpos de metabrechas e/ou metaconglomerados*
		Fm. Santa Rita	*Filitos e metassiltitos com intercalações quartzíticas finas a médias, mais espessas para o topo*
	Fm. Galho do Miguel		*Quartzitos finos com megaestratificações cruzadas*
	GRUPO GUINDA	Fm. Sopa-Brumadinho	*Filitos e quartzitos finos micáceos (Mb. Datas), seguidos de quartzitos ferruginosos ou não com lentes, níveis e diques de metaconglomerados polimíticos, filitos hematíticos ou não (Mb. Caldeirões), filitos, quartzitos e metabrechas diamantíferas (Mb. Campo Sampaio)*
		Fm. São João da Chapada	*Quartzitos, metabrechas e metaconglomerados ("A"), filitos hematíticos e xistos verdes ("B"), quartzitos fluviais com lentes de metaconglomerados e filitos ("C")*
GRUPO COSTA SENA		Fm. Bandeirinha	*Quartzitos variados fluviais, marinhos e eólicos, com intercalações de lentes de metaconglomerados*
		Fm. Barão do Guaicuí	*Xistos a quartzo e micas, com ou sem cianita, com quartzitos e metavulcanitos (2,1 Ga) intercalados*
GRUPO PEDRO PEREIRA			*Metavulcanitos ultramáficos e máficos, seguidos de BIF's e metavulcânicas ácidas (2,95 Ga)*
COMPLEXO DE GOUVEIA			*Gnaisses, migmatitos e anfibolitos intrudidos por corpos graníticos (2,85 Ga) com megacristais de feldspato potássico*

***Figura 2.2.4**: Quadro sinótico estratigráfico proposto por Knauer (1999) para os terrenos arqueanos, paleo- e mesoproterozóicos da região central da Serra do Espinhaço Meridional.*

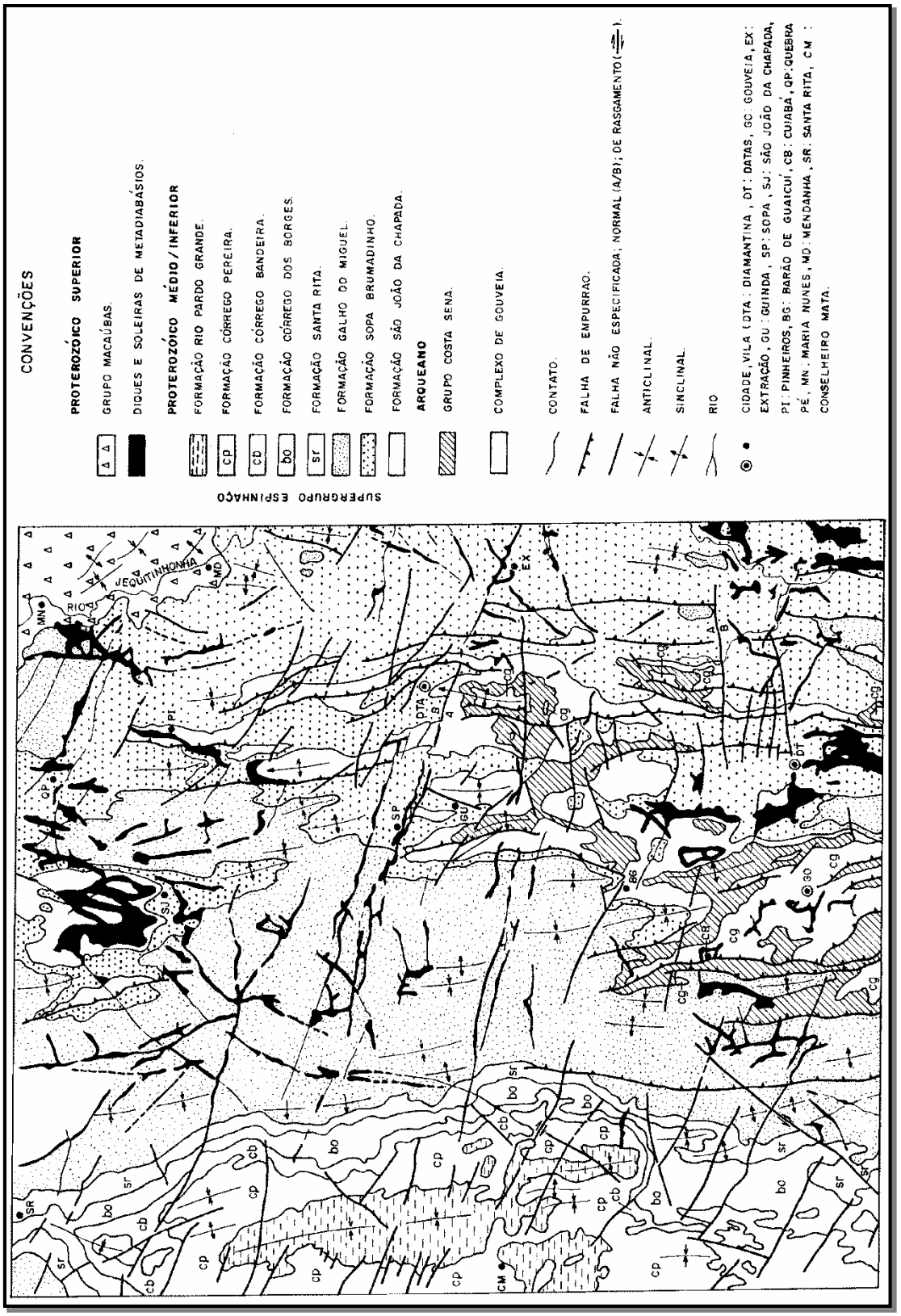


***Figura 2.2.5**: Mapa geológico simplificado da Folha Diamantina, 1: 100.000 (Fogaça, 1995).*

2.2.1 – COMPLEXO DE GOUVEIA

Os granitos e migmatitos desta unidade, anteriormente inseridas na Série Pré-Minas de Pflug (1965) e Pflug & Renger (1973), no Supergrupo Pré-Rio das Velhas de Schöll & Fogaça (1979, 1981) ou na Seqüência Infracrustal de Fogaça & Schöll (1984), formam um grande braquianticlinório no centro da Serra do Espinhaço.

Na região de Gouveia aflora a terminação periclinal desta estrutura, a qual encontra-se perturbada por um sistema de falhas de empurrão. Fora do "Anticlinório de Gouveia" são encontrados diversos afloramentos menores em anticlinais exumados, como no Córrego do Capão (imediações da Fazenda Braúna) e no Córrego Natureza.

As rochas do Complexo de Gouveia foram estudadas mais detalhadamente por Hoffmann (1980, 1981, 1983a), que as separa nos grupos Congonhas (essencialmente gnáissico/migmatítico) e Gouveia (com rochas *sensu lato* graníticas).

Os gnaisses e migmatitos pertencentes ao Grupo Congonhas de Hoffmann (1983a) são mais antigos que os granitos do tipo Gouveia, tendo ocorrência um tanto restrita (*e.g.* sul da Quadrícula Guinda, norte da Quadrícula Pedro Pereira e algumas porções da Quadrícula Congonhas do Norte), corroborando as assertivas de Knauer & Grossi-Sad (1995b). Em virtude desta característica minoritária, associada à falta de conservação de afloramentos contínuos, este grupo corresponde ao conjunto litológico menos estudado dessa região da serra.

A composição petrográfica das rochas do Complexo de Gouveia é relativamente homogênea, predominando os granodioritos, monzogranitos e tonalitos (*cf.* Hoffmann, 1981, 1983a), além de termos que podem ser classificados como granitos *s.l.*.

Em sua maioria, são rochas constituídas por quartzo, plagioclásio (oligoclásio/andesina), feldspato potássico (microclina), moscovita e biotita, anfibólios (hornblenda e actinolita) podem também ocorrer como constituintes importantes. Os acessórios estão representados por epidoto, clorita, calcita, zircão e opacos (essencialmente magnetita e pirita), sendo que nas porções milonitizadas é comum a presença de turmalina preta. Pequenos corpos de anfibolito são associados a esta seqüência gnáissica/migmatítica, sendo descritos detalhadamente em Schöll & Fogaça (1981).

O aparecimento de produtos resultantes de processos de milonitização sobre as rochas graníticas e migmatíticas é bastante característico dessa unidade, especialmente nas regiões de contato com rochas do Grupo Costa Sena. Toda a família de rochas miloníticas está representada, desde protomilonitos até filonitos, se bem que predominem termos *sensu stricto* miloníticos e blastomiloníticos (Knauer, 1990). Estudos sobre a geometria, cinemática e processos deformacionais em zonas de cisalhamento principais da zona periclinal do Anticlinório de Gouveia podem ser verificados, entre outros, em Alkmim (1995) e Cruz *et al*. (2005).

Análises químicas das rochas do complexo são pouco comuns, e seus resultados foram compilados por Knauer & Grossi-Sad (1995b). Estas análises (apresentadas por Hoffmann, 1981, e por Herrgesell, 1984) incluem doze amostras de granitos, cinco amostras de quartzo-monzonitos, duas de albita-granitos, três de migmatitos e quatro de "filonitos". Considerando também uma análise completa, inclusive com terras raras, de um granito das imediações da cidade de Gouveia, Knauer & Grossi-Sad (*op.cit.*) concluem que:

(a) As rochas graníticas do Complexo de Gouveia são peraluminosas e calcio-alcalinas;

(b) A utilização dos diagramas de discriminação de Maniar & Piccoli (1989, *in* Knauer & Grossi-Sad, 1995b) sugere tratar-se de granitos do tipo colisional continental;

(c) Parece não haver nenhum tipo de continuidade entre melagranitos e granitos, contrario ao que afirmado por Hoffmann (*op.cit.*);

(d) A única análise com elementos de terras raras mostra acentuado perfil de fracionamento, talvez indicando granitos de transformação crustal; e

(e) Os migmatitos composicionalmente não mostram uma tendência granodiorítica, e sim granítica.

Com relação às idades radiométricas, aceita-se uma idade mínima de 2,8 Ga (isócrona Rb-Sr em rocha total, Ro=0,706) para as rochas graníticas de Gouveia (Brito-Neves *et al.*, 1979), idade esta confirmada por Machado *et al.* (1989), através de datação U-Pb em zircões em granitóide da mesma área de Gouveia (2839 ± 14 Ma.). Fogaça & Schöll (1984) interpretam esta idade como equivalente ao tempo de estabilização do embasamento primitivo na região, tendo ocorrido durante os eventos tectono-magmáticos apenas o rejuvenescimento isotópico dessas rochas.

2.2.2 – GRUPO PEDRO PEREIRA

Aflorando como pequenas lascas tectônicas alongadas segundo a direção NNW-SSE, restritas à região mediana-central da Serra do Espinhaço Meridional (mais precisamente na Folha Presidente Kubitschek), as rochas do Grupo Pedro Pereira - definido por Fogaça *et al.*, (1984), em substituição à "Seqüência Vulcano-Sedimentar de Pedro Pereira" de Carvalho (1982) – representam os restos de uma seqüência *greenstone belt* de idade arqueana (*e.g.* Fogaça, 1985; Knauer, 1990).

Fogaça *et al.* (1984) reconhecem dois grandes conjuntos principais, cujo arranjo geométrico sugere como base e topo, respectivamente, Unidade Ultramáfica/Máfica e Unidade Vulcano-Sedimentar, figura 2.2.6.

A “Unidade Ultramáfica/Máfica” é composta por clorita xisto, talco xistos e raros serpentinitos, todos sempre milonitizados, sem preservação de texturas/estruturas primárias, com amplo predomínio daqueles de caráter metamáfico sobre aqueles de caráter metaultramáfico. Estes últimos são constituídos por porcentagens variáveis de talco, clorita, serpentina, carbonato magnesiano (mais raramente), além de magnetita/martita, pirita e, muito localmente, cromita, como minerais opacos presentes (Knauer, 1999). As espessuras deste conjunto variam entre 50 e 150m (Knauer & Grossi-Sad, 1995b), mostrando, sempre, contatos tectônicos com as rochas do Complexo de Gouveia.

A “Unidade Vulcano-Sedimentar” é caracterizada especialmente por formações ferríferas bandadas e sericita-quartzo xistos, apresentando, também, raras intercalações, pouco espessas, de metavulcânicas/metatufos de quimismo básico (Knauer, 1999). As espessuras inferidas são inferiores aos 100m (Knauer & Grossi-Sad, 1995b).

Amostras de sericita-quartzo xistos, de origem ígnea, foram tratadas através de metodologia U/Pb em zircões por Machado *et al.* (1989), fornecendo idades de cristalização de 2971 ± 16 Ma.

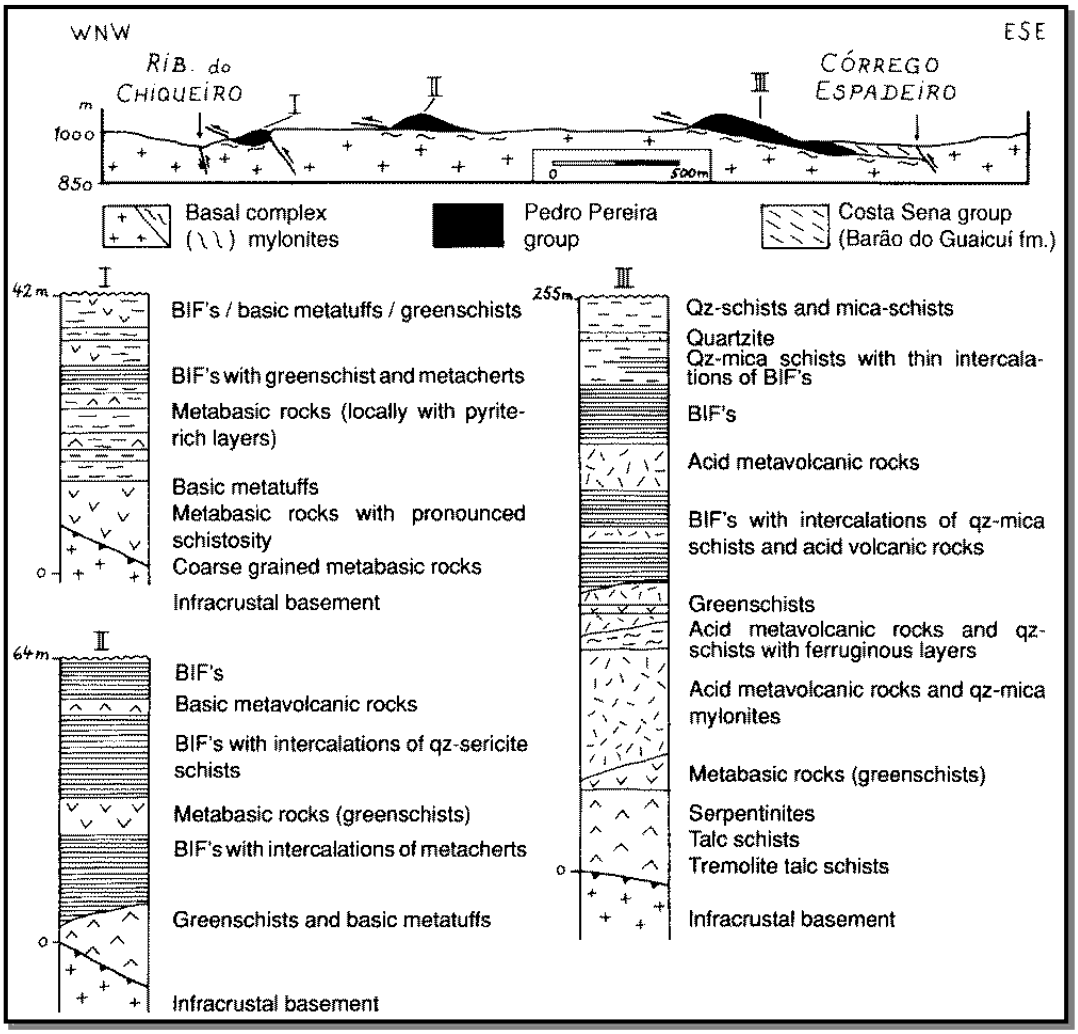


Figura 2.2.6*: Seção geológica esquemática e perfis colunares do Grupo Pedro Pereira (Almeida-Abreu et al., 1992).*

2.2.3 – GRUPO COSTA SENA

Definido por Fogaça *et al.* (1984), o Grupo Costa Sena é caracterizado por duas unidades, as quais são da base para o topo:

- Formação Barão do Guaicuí: com espessura entre os 300 e 1000 metros, constituída por quartzo-mica xisto, contendo muitas vezes cianita, turmalina e mais raramente lazulita, mostrando intercalações de quartzo xistos, quartzitos, sericita xistos, formações ferríferas bandadas, metavulcanitos ácidos e xistos verdes, e
- Formação Bandeirinha: representada por até 130 metros de quartzitos (micáceos, puros ou ferruginosos) de granulometria variando de fina a média, contendo intercalações com espessuras até métricas de metaconglomerados polimíticos com matriz quartzítica.

Esta definição, admitida por muitos autores (*e.g.* Knauer, 1984), é colocada em dúvida em muitos de seus aspectos. Desta forma, Chaves (1987) atribui parte dos xistos da Formação Barão do Guaicuí ao produto da milonitização de rochas do Supergrupo Espinhaço, ao passo que Uhlein (1991), de certa forma corroborando Carvalho (1982), considera essas mesmas rochas xistosas como milonitização das rochas graníticas/gnáissicas do Complexo de Gouveia. Ressalta-se, contudo, que este mesmo autor (Uhlein, *op.cit.*), utiliza a designação Grupo Costa Sena mais a sul, praticamente com a mesma concepção da definição inicial.

Na década de 90, dúvidas mais consistentes foram levantadas principalmente quanto à Formação Bandeirinha e ao seu posicionamento dentro do Grupo Costa Sena. Deste modo, Almeida-Abreu (1993), Martins-Neto (1993), Almeida-Abreu & Pflug (1994) e Silva (1995a, b) propõem que a Formação Bandeirinha (ou as seqüências deposicionais Basal, Olaria e Natureza de Silva, *op.cit.*) corresponderia à base do Supergrupo Espinhaço na região de Diamantina. Ao mesmo tempo, Fogaça (1995) mantém de forma algo veemente o posicionamento destes metassedimentos no Grupo Costa Sena.

Knauer (1999) discute detalhadamente estas diferentes concepções, mantendo a definição original, confirmando, assim, as assertivas apresentadas por Fogaça & Schöll (1984), Knauer (1990), Knauer & Grossi-Sad (1995a) e Fogaça (1985, 1995).

2.2.3.1 – Formação Barão do Guaicuí

Constituindo a unidade mais basal do Grupo Costa Sena, a Formação Barão do Guaicuí é formada por litotipos xistosos, muitas vezes miloníticos ou milonitizados, nos quais não se

preservam estruturas primárias (Knauer, 1999). O forte tectonismo que afeta as rochas da unidade impede o estabelecimento de colunas estratigráficas definitivas, na medida em que repetições e/ou supressões de origem tectônica são algo comuns. Sua espessura, de acordo com Fogaça *et al.* (1984), apresenta variações entre 300 e 1000 metros, exibindo contatos gradacionais com os quartzitos da Formação Bandeirinha (sobrejacente) e, em locais não falhados, contatos por discordância angular e erosiva com os metassedimentos do Supergrupo Espinhaço.

De uma maneira geral, a Formação Barão do Guaicuí é litologicamente constituída por quartzo-sericita xistos, quase sempre contendo cianita e mais raramente lazulita, ocorrendo também variações para rochas ricas em turmalina ou clorita. Petrograficamente, o quartzo é predominante em porcentuais sempre superiores a 40%, atingindo 75% nos termos transicionais para quartzitos (Fogaça, 1995). A cianita é encontrada principalmente nas faixas de deformação mais acentuada, podendo corresponder a uma média de 10-20% dos constituintes (Fogaça, *op.cit.*).

Knauer (1999), baseado em trabalhos anteriores e dados de campo por ele obtidos, propõe uma divisão (para os afloramentos da porção centro-sul da Folha Diamantina) em três unidades, designadas informalmente de "Inferior", "Intermediária" e "Superior".

A denominada "Unidade Inferior", com espessuras que atingem poucas dezenas de metros (*e.g.* Knauer, 1984), apresenta-se descontínua e com ocorrência apenas local (como, por exemplo, a leste da Fazenda Formação e a oeste de Padre Matias, ambos na Quadrícula de Extração). Predominam xistos a base de sericita/moscovita e clorita, com quantidades muito variadas de quartzo e acessórios comuns epidoto, turmalina e magnetita/martita, além da biotita, mais rara. Cianita não é tão comum, mas pode aparecer localmente, invariavelmente na forma de agulhas milimétricas estiradas e orientadas, nunca excedendo os 8% do volume total da rocha. Assim, em geral se observa uma seqüência marcada pela intercalação, sem um padrão de distribuição estratigráfica relativa, de clorita-quartzo-moscovita/sericita xistos, clorita xistos, sericita-clorita xistos e quartzo-moscovita/sericita xistos.

Intercalados nestes xistos são comuns horizontes métricos de xistos verdes, cujos contatos inferiores (com os sericita-xistos) são concordantes e marcadamente bruscos. O tipo mais incomum destes xistos verdes é caracterizado (*e.g.* Knauer, 1984) mineralogicamente pelo predomínio de tremolita/actinolita, clorita e sericita, apresentando como acessórios turmalina, epidoto e leucoxênio, com quartzo relativamente raro (não ultrapassando 10%).

A "Unidade Intermediária" é a de maior desenvolvimento estratigráfico e geográfico na Folha Diamantina, chegando a apresentar espessuras inferidas em mais de 300m. Os litotipos dominantes variam desde quartzo-sericita/moscovita xistos e quartzo-cianita-sericita/moscovita xistos até sericita-quartzo xistos e cianita-sericita-quartzo xistos. Mineralogicamente, além do quartzo, da sericita/moscovita e da cianita, adquirem importância variável cloritóide, clorita e

turmalina. Em alguns afloramentos, fosfatos de alumínio e ferro podem aparecer nestas rochas, seja de forma dispersa ou formando bolsões centi- a decimétricos de maior enriquecimento, seja reconcentrados em veios de quartzo. Estes fosfatos estão representados em sua maior parte por ferro-lazulitas e em menores porcentagens, por augelita (Hoffmann, 1980).

Também nesta "Unidade Intermediária", Knauer (1999) reconhece, localmente (*e.g.* norte de Barão do Guaicuí, na Quadrícula de Guinda), intercalações centimétricas até decimétricas de formações ferríferas bandadas do fácies óxido. Outras intercalações que podem ocorrer são de quartzitos quase sempre finos a médios e com conteúdos variáveis em micas (sericita/moscovita) além de, muito localmente, intercalações centimétricas de finos fuchsita-quartzitos.

A chamada "Unidade Superior" da Formação Barão do Guaicuí, nem sempre presente na Folha Diamantina, é caracterizada por até 60 ou 100 metros de quartzo xistos com menores quantidades de sericita/moscovita e cianita. Nesta unidade, as intercalações quartzíticas (de granulometria predominantemente média, localmente fina) tornam-se progressivamente mais comuns em direção ao topo, quase sempre com conteúdos mais ou menos importantes de cianita.

A seção-tipo da unidade (Fogaça *et al.*, 1984), localizada na Folha Presidente Kubitschek, mais especificamente na Serra da Paraúna em seu trecho na Quadrícula de Costa Sena, apresenta espessuras da ordem dos 600 metros e permite antever uma divisão tríplice de certa forma similar àquela apresentada para a região de Diamantina (Figura 2.2.7).

Knauer & Grossi-Sad (1995b) reafirmam, para a maioria destas rochas uma origem sedimentar (como já proposto, entre outros, por Fogaça, 1982, 1985; Knauer, 1984, 1990). Além dos xistos verdes, em sua maioria produtos do metamorfismo sobre vulcânicas/tufos básicos, também metavulcânicas ácidas (riolitos e/ou tufos riolíticos) parecem representar uma pequena parte da unidade (*e.g.* Hoffmann, 1983b; Fogaça, 1982).

Estas metavulcânicas ácidas, de difícil reconhecimento em campo (Knauer, 1990), são caracterizadas como rochas rosadas a esbranquiçadas, apresentando matriz fina e xistosa a quartzo, sericita, turmalina e alguma cianita envolvendo porfiroclastos de quartzo. As poucas e incompletas análises químicas existentes mostram uma filiação calcialcalina, indicando ambientes compressivos para sua geração. Estas mesmas rochas foram datadas na região de Ouro Fino por Machado *et al.* (1989) através da metodologia U/Pb em zircões, e a idade de 2049 ± 16 milhões de anos obtida pode representar o início da colisão responsável pelo chamado "Evento Transamazônico" na região.

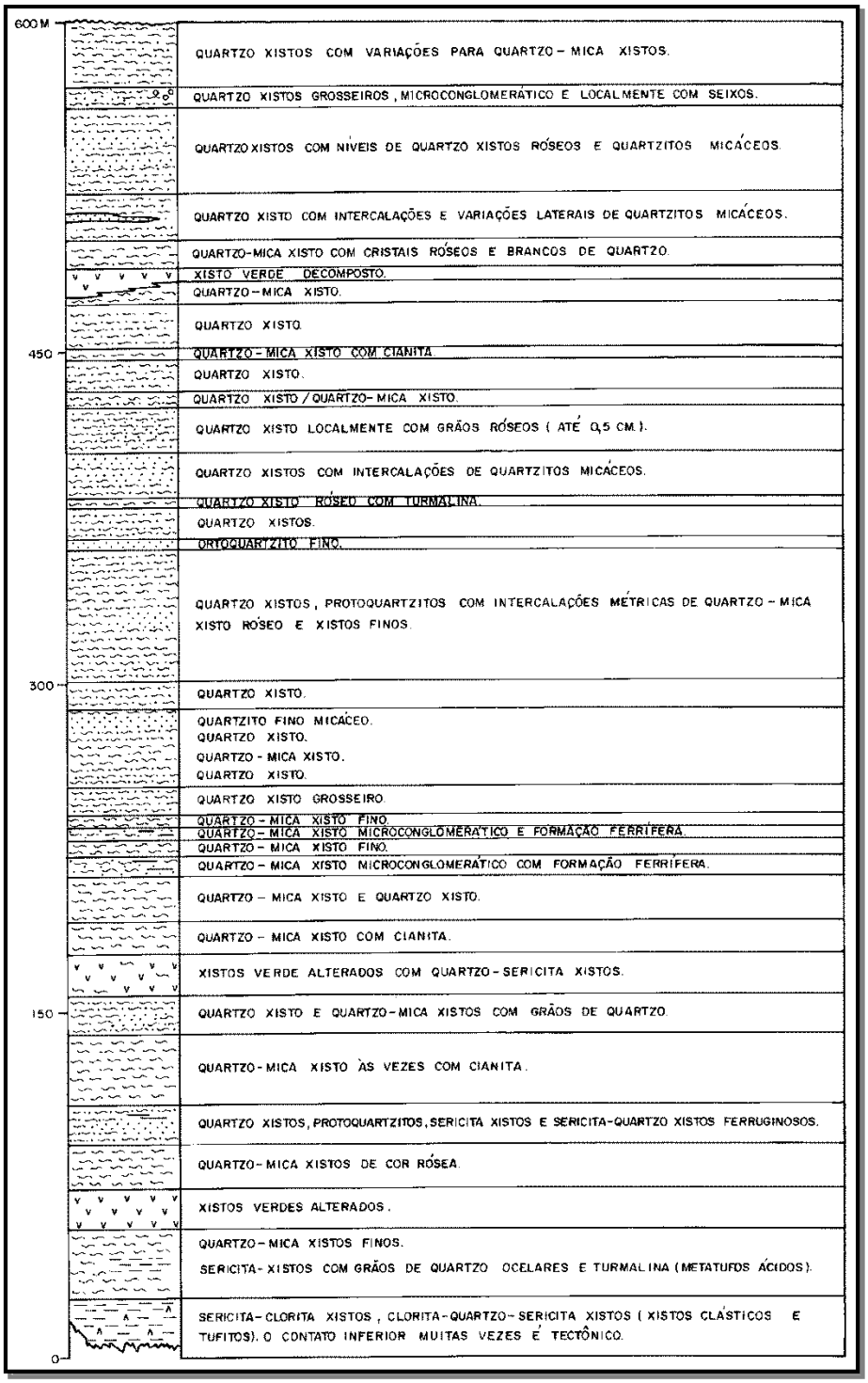


***Figura 2.2.7**: Coluna estratigráfica da Formação Barão do Guaicuí na Serra do Paraúna, região de Costa Sena (Fogaça et al., 1984).*

2.2.3.2 – Formação Bandeirinha

Equivalente ao antigo Grupo Maquiné Superior definido por Schöll & Fogaça (1979) e à "Seqüência Superior de Quartzitos e Metaconglomerados" na concepção de Schöll & Fogaça (1981), a Formação Bandeirinha é constituída por um conjunto de quartzitos com lentes de metaconglomerados, com espessura que não ultrapassa 150m (Fogaça & Schöll, 1984, figura 2.2.8). Com área de afloramento restrita as quadrículas Sopa, Guinda e Extração (e, talvez, esparsas ocorrências na Quadrícula Costa Sena, Fogaça, 1982), constitui-se, ainda, em objeto de controvérsias entre os pesquisadores da região.

O contato inferior com a Formação Barão do Guaicuí é quase sempre gradacional (Schöll & Fogaça, 1981; Knauer, 1990, 1999; Fogaça, 1995), apesar de Silva (1995a) considerar esses contatos tectônicos.

Em sua seção-tipo (margens do Córrego Olaria e proximidades da altitude máxima da BR-367) a porção basal desta seqüência é constituída por quartzitos finos, puros ou micáceos, com variações laterais e verticais para quartzo-xistos finos (Schöll & Fogaça, 1981). Além de quartzo e sericita-moscovita pode aparecer, como minerais acessórios, cianita, feldspato potássico (microclina) e hematita (Knauer, 1999).

Esta porção basal gradaciona para um pacote composto por quartzitos finos a médios, localmente grossos, micáceos (porém em menor proporção do que aqueles da seqüência basal), quase sempre possuindo coloração avermelhada intensa, proveniente da presença fina de óxidos de ferro nas bordas dos grãos de quartzo (Schöll & Fogaça, 1981). Almeida-Abreu (1993) interpreta estes quartzitos avermelhados como *red beds*, depositados em ambientes continentais, com o que não concorda Silva (1995a).

A porção superior da Formação Bandeirinha é representada por lentes metaconglomeráticas polimíticas contendo, principalmente, seixos de quartzitos (claros ou avermelhados), além de seixos de quartzo, itabirito, jaspilito e quartzitos ferruginosos (Schöll & Fogaça, 1981).

Conforme Schöll & Fogaça (*op.cit.*) e Fogaça (1995), em todos os quartzitos são freqüentes as estratificações cruzadas tabulares de médio e grande porte, ângulo muito baixo (10-15º) e tangenciais a base dos estratos; já as estratificações acanaladas são pouco comuns. Marcas onduladas, normalmente assimétricas, são também raras, sendo mais freqüentes na porção superior da unidade.

Fogaça & Schöll (1984), baseados nessas características da Formação Bandeirinha, interpretam o ambiente de sedimentação como praiano, com o que não concordam Knauer (1990) e Almeida-Abreu (1993) que visualizam uma deposição em ambientes dominantemente continentais (fluviais e eólicos).

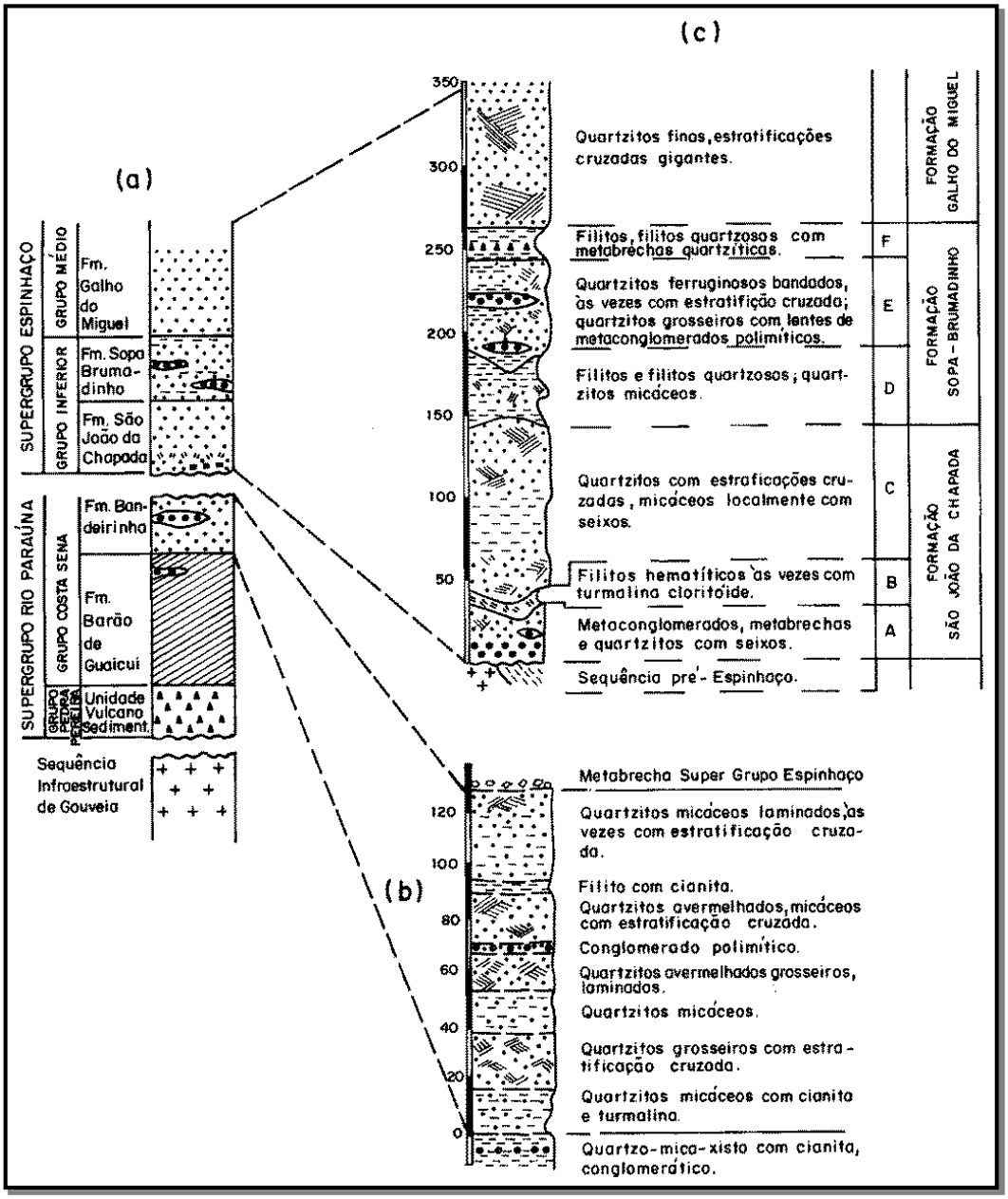


Figura 2.2.8*: (a) Coluna estratigráfica simplificada das seqüências da Serra do Espinhaço na região de Guinda e Gouveia; subdivisões do Supergrupo Rio Paraúna segundo Fogaça et al. (1984) e Supergrupo Espinhaço segundo Pflug (1968) e Schöll & Fogaça (1979). (b) Coluna estratigráfica da Formação Bandeirinha do Grupo Costa Sena (Supergrupo Rio Paraúna). (c) Coluna estratigráfica das Formações São João da Chapada e Sopa-Brumadinho e seus respectivos níveis (Supergrupo Espinhaço); o Nível F corresponde ao Membro Campo Sampaio de Fogaça & Almeida-Abreu (1982), e os níveis D e E, Datas e Caldeirões, respectivamente (Almeida-Abreu, 1993), retirado de Fogaça (1995).*

2.2.4 – SUPERGRUPO ESPINHAÇO

Estendendo-se por mais de 1200km nos estados da Bahia e Minas Gerais, o Supergrupo Espinhaço corresponde a uma seqüência dominantemente metassedimentar, com início de deposição ainda no Paleoproteróico e continuando, provavelmente, durante parte do Mesoproterozóico (Knauer, 1999).

Estes metassedimentos foram divididos por Pflug (1968) em oito formações, sendo que as duas inferiores foram subdivididas e detalhadas por Schöll & Fogaça (1979). Diversos trabalhos (*e.g.* Dossin *et al.*, 1984, 1985; Knauer, 1990, Almeida-Abreu, 1993) propõem a reunião dessas unidades em grupos. O esquema aqui utilizado, baseado no trabalho de Knauer (1999), é constituído por três conjuntos, denominados Grupo Guinda, Formação Galho do Miguel e Grupo Conselheiro Mata.

O Grupo Guinda, termo adotado por Knauer (1990) em substituição ao Grupo Diamantina de Dossin *et al.* (1984), reúne as formações São João da Chapada e Sopa-Brumadinho, diferentemente de Almeida-Abreu (1993) que também inclui neste grupo as formações Bandeirinha e Galho do Miguel.

A Formação Galho do Miguel é considerada como uma unidade intermediária, na medida em que recobre as seqüências de ambiente "rift" do Grupo Guinda e precede a instalação da bacia onde se depositam os sedimentos relacionados ao Grupo Conselheiro Mata (formações Santa Rita, Córrego dos Borges, Córrego da Bandeira, Córrego Pereira e Rio Pardo Grande).

2.2.4.1 – Grupo Guinda

O Grupo Guinda reúne as formações São João da Chapada e Sopa-Brumadinho, distribuindo-se por mais de 50% da área da Folha Diamantina (Fogaça, 1995).

A unidade basal, Formação São João da Chapada, aflora em faixas irregulares de direções próximas a N-S, com espessura reduzida e pequena distribuição em área. Este conjunto, formado por estratos basais e superiores de quartzitos, separados por um horizonte de "filitos hematíticos", foi subdividido por Schöll & Fogaça (1979) nos níveis informais "A", "B" e "C".

A Formação Sopa-Brumadinho, a qual recobre concordantemente a unidade anterior, também foi individualizada em subníveis ("D", "E" e "F") por Schöll & Fogaça (1979), posteriormente formalizados nos membros Datas e Caldeirões (Almeida-Abreu, 1993) e Campo Sampaio (Fogaça & Almeida-Abreu, 1982), respectivamente.

Litologicamente, os membros Datas (basal) e Campo Sampaio (superior) possuem espessuras mais reduzidas, em média 50 a 60m, ocorrendo predomínio de metapelitos, enquanto o Membro Caldeirões (horizonte guia para toda a Serra do Espinhaço; Fogaça, 1995) é constituído por quartzitos diversificados com intercalações métricas de metaconglomerados.

2.2.4.1.a - Formação São João da Chapada

Aflorando na porção central da Folha Diamantina em faixas descontínuas com direção próxima a N-S, e espessuras que, localmente, podem alcançar 200m (Knauer, 1999), esta unidade recobre as rochas xistosas do Grupo Costa Sena através de contatos, quando não tectônicos, marcados por discordância angular e erosiva, e com as rochas da Formação Sopa-Brumadinho (unidade superior) contatos normalmente gradacionais.

Esta formação foi subdividida por Schöll & Fogaça (1979) em três unidades informais de mapeamento, designadas de Nível "A", Nível "B" e Nível "C".

A parte basal da seqüência ("Nível A") é caracterizada por um pacote descontínuo com espessura que pode atingir até 40m, mas que normalmente não ultrapassa 20m. É predominantemente constituída por quartzitos contendo lentes de metabrechas e metaconglomerados. Os contatos com as rochas do "Nível B" são bruscos; e gradacionais, quando diretamente com rochas do "Nível C" (*e.g.* Schöll & Fogaça, 1981).

Os quartzitos são, em sua maioria, grosseiros a médios, freqüentemente contendo seixos esparsos de quartzo e fracamente micáceos (até 15% de moscovita/sericita e/ou biotita), entretanto, termos finos e muito micáceos são conhecidos localmente (Knauer, 1984). Além da sericita/moscovita, minerais acessórios comuns incluem turmalina e óxidos de ferro (normalmente hematita). Os metaconglomerados, sempre polimíticos, são suportados por matriz quartzítica, possuindo seixos de variados tipos de quartzitos, quartzo de veio, xistos e formações ferríferas bandadas.

As metabrechas, muitas vezes apresentando aspecto caótico, possuem matriz quartzítica suportando ou sendo suportada por fragmentos angulosos de diversos tipos de quartzitos.

O "Nível B" (nem sempre presente) possui espessuras que podem atingir localmente os 40-50 metros, estando representado por "filitos hematíticos", contendo, localmente, intercalações concordantes de clorita-xistos, turmalinitos finos (em bandas centimétricas) e, mais raramente, de rochas verdes com mais de 80% de cloritóide (cloritóide-*fels*).

Petrograficamente, os filitos hematíticos correspondem a rochas escuras e densas constituídas essencialmente por sericita e óxidos de ferro (usualmente na forma de hematita; muito localmente como magnetita/martita), e, como minerais acessórios, turmalina (concentrada em níveis ou formando agregados fibro-radiais milimétricos), titanita/leucoxênio, clorita e zircão, além de raros cloritóide e stilpnomelano.

Em zonas de menor deformação, apresentam estruturas ígneas preservadas, tais como texturas intersectal e porfirítica. Mostram altos teores de K_2O (4-9%), TiO_2 (4-7%), Al_2O_3 (18-24%), FeO total (16-37%) e de elementos traços litofílicos, como Zr (400-700ppm), Y (20-70ppm), Nb (10-60ppm) e de elementos terras raras totais, os quais apresentam enriquecimentos da ordem de 200 a 500 vezes relativamente aos valores condríticos e curvas de distribuição que

indicam fracionamento preferencial dos elementos leves, com razoes $(La/Yb)_N$ podendo atingir até 17,6 em algumas amostras (Dussin, 1994; 2000).

Os xistos verdes, normalmente em contatos gradacionais com os filitos hematíticos, são caracterizados especialmente por sericita, clorita e hematita (em menores porcentagens). Os cloritóides-*fels* (compostos por porcentagens de cloritóide que podem ultrapassar os 80% do volume total da rocha) não possuem foliação visível, apresentando como minerais acessórios: quartzo, sericita, hematita, zircão e rutilo.

Knauer (1990, 1999) e Knauer & Schrank (1993) associam os filitos hematíticos aos resultantes do metamorfismo de baixo grau sobre produtos de alteração superficial de rochas ígneas de origem básica e, torna-se bastante provável que os cloritóide-*fels* associados aos filitos hematíticos sejam provenientes do metamorfismo de bauxitas pouco a muito ferruginosas.

A determinação do protólito magmático destas rochas é uma questão complexa em função da extensa alteração secundária a que elas foram submetidas e a literatura tem registrado uma longa controvérsia sobre o assunto (Moraes & Guimarães, 1930; Correns, 1932; Barbosa, 1951; Knauer & Schrank, 1993). Entretanto, os dados geoquímicos atualmente disponíveis para as metavulcânicas indicam derivação a partir de magmas de *trend* alcalino, gerados a partir de baixas taxas de fusão de fontes mantélicas, possivelmente de composição condrítica (Herrgesell, 1984; Dussin, 1994).

Estudos geocronológicos ($^{207}Pb/^{206}Pb$ sobre zircões) indicam idades de cristalização para estas metavulcânicas de 1710 ± 12Ma (Dussin *et al*., 1995).

O "Nível C" (Schöll & Fogaça, 1979) representa o conjunto de maior expressão areal e estratigráfica da Formação São João da Chapada, possuindo espessura relativamente uniforme (100-150m), mas podendo atingir espessuras menores. Seus contatos inferiores são bruscos, quando com os filitos hematíticos do "Nível B", ou gradacionais, quando com litologias do "Nível A", e, normalmente, gradacionais com os metapelitos da Formação Sopa-Bumadinho (unidade superior), sendo marcados não só por uma progressiva diminuição granulométrica como pelo aumento de importância das intercalações metapelíticas.

Na porção basal deste subconjunto predominam quartzitos médios a grosseiros, contendo, localmente, grânulos e pequenos seixos esparsos de quartzo e leitos decimétricos de metaconglomerados polimíticos. Uma granodecrescência para cima é característica da parte média desse pacote, sendo freqüentes intercalações de quartzitos micáceos e filitos quartzosos. O subconjunto superior é caracterizado por quartzitos grosseiros até microconglomeráticos que também podem se apresentar ferruginosos, com o ferro distribuído em níveis delgados e mesobandas ou na forma de concentrações difusas. Metaconglomerados, na forma de lentes métricas, são raros, sempre com matriz quartzítica média suportando seixos de quartzo e variados tipos de quartzitos.

Estratificações cruzadas de porte métrico, tabulares e com distribuição bipolar para W e E (sendo que somente na região de Gouveia a direção das paleocorrentes é unimodal, dirigida para N - Schöll, 1980) e marcas onduladas (Fogaça & Schöll, 1984) correspondem às principais estruturas sedimentares presentes na Formação São João da Chapada.

2.2.4.1.b - Formação Sopa-Brumadinho

Com ampla distribuição na Folha Diamantina, a Formação Sopa-Brumadinho representa a unidade mais importante do Supergrupo Espinhaço, tendo sido objeto de trabalhos de detalhe tanto por permitir correlações estratigráficas em nível regional, quanto por seu potencial econômico. Estes estudos (*e.g.* Schöll, 1980; Schöll & Turinsky, 1980; Fogaça & Almeida-Abreu, 1982; Alvarenga, 1982; Almeida-Abreu & Munhoz, 1983; Almeida-Abreu *et al.*, 1987) propiciaram o aparecimento de subdivisões estratigráficas mais apuradas, que culminaram com a proposta de Almeida-Abreu *et al*. (1993), o qual (em substituição aos níveis "D", "E" e "F" de Schöll & Fogaça, 1979) reconheceu três membros, designados respectivamente de Datas, Caldeirões e Campo Sampaio, este último já proposto por Fogaça & Almeida-Abreu (1982).

Estudos paleogeogáficos e de fácies sedimentares em detalhe da Tectonosseqüência Sopa-Brumadinho podem ser encontrados, por exemplo, em Martins-Neto (1993, 1995b, c).

O Membro Datas, porção mais basal da unidade, é constituído por uma associação de 30-40m de espessura de filitos e quartzitos micáceos finos. Apresenta contatos normalmente gradacionais com rochas da Formação São João da Chapada na base, e com rochas do Membro Caldeirões no topo. Neste último caso, quando a base do Membro Caldeirões é representada por metaconglomerados, podem ocorrer contatos bruscos (*e.g.* Knauer, 1990), marcando uma irregular superfície de discordância erosiva.

Variações laterais e verticais são comuns, ocorrendo, contudo, uma maior concentração de quartzitos na sua porção mediana, os quais podem ser distinguidos por granulometria fina, teor elevado de micas, estratificações cruzadas de pequeno porte (às vezes, laminações cruzadas) e laminações irregulares de corrente. Os filitos, quase sempre muito intemperizados (às vezes caolinítico) ou capeados por manto de alteração são constituídos por sericita e moscovita (mais raramente clorita e biotita), quartzo (até 50%), turmalina (3-10%) e opacos (hematita e magnetita/martita).

O Membro Caldeirões, com espessuras variando entre 100 e 200 metros, é caracterizado por um arranjo imensamente heterogêneo de litotipos de seção para seção em que predominam quartzitos e metaconglomerados em horizontes descontínuos ao longo do *trend* regional N-S (cf. Schöll, 1980). Os quartzitos são ferruginosos, com granulometria média a grossa, apresentando quantidades variáveis de sericita/moscovita. Os óxidos de ferro, normalmente hematita, podem estar difusos na matriz ou formando bandas milimétricas mais enriquecidas;

localmente podem constituir concreções ferruginosas de tamanhos centimétricos até decimétricos, as quais podem reaparecer retrabalhadas nos metaconglomerados da unidade.

As rochas mais características do Membro Caldeirões, correspondente à "fácies conglomerática" de Schöll & Fogaça (1979), são os metaconglomerados associados a estratos marcados por variados tipos de quartzitos (finos, médios, grosseiros e puros, micáceos ou ferruginosos), e, menos comumente, filitos, metassiltitos e, em vários locais, filitos hematíticos relacionados a xistos verdes, tanto na forma de diques como em níveis métricos intercalados nos quartzitos (estes últimos estudos em detalhe por Hoppe & Otto, 1982).

Os metaconglomerados correspondem a corpos lenticulares métricos (0,20–0,30m a 2-3m de espessura e extensões extremamente variadas, podendo atingir 150-200m), a bancos tabulares ou então (cf. Almeida-Abreu, 1993) a leques (lobos) com raios de poucos a vários metros com faces voltadas para leste. Predominam os tipos polimíticos, com matriz essencialmente quartzítica média até grosseira, possuindo conteúdos variáveis em micas e/ou óxidos de ferro e quantidades acessórias de zircão, turmalina e, raramente, rutilo. Entre os seixos, normalmente com bom grau de arredondamento e dimensões que variam de alguns a 25-30cm de diâmetro, predominam os de quartzitos (a maioria também encontrados na seqüência metassedimentar do Membro Caldeirões ou dos níveis mais basais das formações Sopa-Brumadinho e São João da Chapada) sobre menores quantidades de quartzo de veio, de filitos, de metassiltitos e de metaconglomerados. Seixos de formações ferríferas bandadas, de metavulcânicas ácidas e xistos verdes (sericita-clorita xisto) são ocasionais.

Destacam-se como estruturas sedimentares preservadas, além do acamamento, diversos tipos de estratificações cruzadas, em geral de médio porte (localmente de grande porte), incluindo tabulares, tangenciais a base, acanaladas e, localmente, "espinha de peixe" (Knauer, 1990). Marcas onduladas, tanto simétricas como assimétricas, são facilmente reconhecíveis, com variados tamanhos e comprimentos de onda.

O Membro Campo Sampaio, unidade superior da Formação Sopa-Brumadinho, possui distribuição mais restrita e localizada, com espessuras entre 2-3m a 50m (Fogaça, 1995). Com as seqüências do Membro Caldeirões, apresenta contatos inferiores marcadamente gradacionais, sendo caracterizado por um predomínio de metapelitos e quartzitos finos mais para o topo. Intercalados neste conjunto e com contatos bruscos e erosivos, ocorrem horizontes métricos (até 3m) de metabrechas polimíticas de matriz filítica e seixos angulosos e centimétricos de quartzitos predominantemente ferruginosos e peculiarmente oxidados (arroxeados, Fogaça,1995).

Apresenta, freqüentemente, um excelente grau de preservação de estruturas sedimentares de pequeno porte, incluindo laminações plano-paralelas e cruzadas, irregulares ou *flaser*, "espinha de peixe", além de marcas onduladas, inclusive de interferência (Fogaça & Almeida-Abreu, 1982).

2.2.4.2 – Formação Galho do Miguel

Definida por Pflug (1968), a Formação Galho do Miguel corresponde à unidade com maior extensão geográfica da Folha Diamantina, ultrapassando 1000km^2 (Fogaça, 1995). Destaca-se das demais unidades por possuir considerável homogeneidade litológica, comportando, da base para o topo, espessas camadas de quartzitos com alto grau de maturidade (quartzo arenitos ou "ortoquartzitos") e abundantes estratificações cruzadas de grande porte (mega-estratificações). Espessuras máximas são estimadas em até 3000 metros por Pflug (*op.cit.*), e entre 1000 e 1200 metros por Fogaça (*op. cit.*).

Petrograficamente correspondem a quartzitos com granulação variando de fina a média, com alto grau de maturidade (constituídos por mais de 95% de quartzo), podendo, raramente, apresentar como acessórios sericita/moscovita, turmalina, opacos e, localmente, grãos de feldspato potássico. Os quartzitos micáceos (contendo sericita/moscovita) são mais freqüentes nas porções basal e no topo da unidade (*e.g.* Fogaça, 1995), apresentando-se como uma variação vertical dos pacotes de quartzitos puros.

Os contatos inferiores, quando não tectônicos, assinalam uma superfície de discordância regional (Schöll, 1980). Apenas localmente podem ser observados contatos inferiores gradacionais com a porção superior do Membro Campo Sampaio, marcados por uma progressiva diminuição na quantidade de sericita/moscovita. Características gradacionais são também observadas no contato com a Formação Santa Rita, unidade sobreposta (*e.g.* Knauer & Grossi-Sad, 1995a). A espessura da zona de transição varia de 1-10m (Diniz & Pinheiro, 1980, *in* Fogaça, 1995), ocorrendo predomínio de quartzitos sericíticos, bimodais e filitos quartzosos acinzentados.

Estratificações cruzadas gigantes caracterizam, principalmente, a porção basal da unidade, podendo atingir alturas de 15-20m e extensões laterais com 100-200m (Schöll & Fogaça, 1979), predominando os tipos tabulares, tangenciais à base e acanaladas. Marcas onduladas também são comuns, podendo ser simétricas ou levemente assimétricas, retilíneas ou sinuosas e de claro caráter bifurcado (*e.g.* Fogaça, 1995; Knauer, 1999).

O contexto paleoambiental da Formação Galho do Miguel foi interpretado como marinho (Pflug, 1968; Schöll & Fogaça, 1979; Pflug *et al.*, 1980; Fogaça, 1985), contudo a partir da década de oitenta, trabalhos (*e.g.* Dossin *et al.*, 1985), sugerem um ambiente continental (eólico), localmente com algum retrabalhamento marinho, para a sedimentação das rochas desta unidade. Almeida-Abreu (1993), por exemplo, utilizando dados apresentados por Köster (1984, *in* Almeida-Abreu, 1993), que descreve metarenitos vermelhos e metapelitos com níveis de turmalina e estratificações convolutas na região de Santa Rita, caracteriza depósitos do tipo *wadi* desenvolvidos em *playas* durante a sedimentação da unidade.

2.2.4.3 – Grupo Conselheiro Mata

O Grupo Conselheiro Mata (termo introduzido por Dossin *et al.*, 1984) distribui-se por cerca de 1000km^2, sendo exclusivo da borda oeste da Serra do Espinhaço Meridional. Suas seqüências, podendo atingir 800m de espessura (Knauer, 1999), foram originalmente definidas por Pflug (1968), sendo denominadas, da base para o topo, de formações Santa Rita, Córrego dos Borges, Córrego da Bandeira, Córrego Pereira e Rio Pardo Grande (Figura 2.2.9).

Para Dupont (1995), o Grupo Conselheiro Mata corresponderia a uma superposição de três seqüências deposicionais, cada uma com porção basal transgressiva e superior progradante, com subdivisão marcada por três superfícies de afogamento nas porções intermediárias das formações Santa Rita, Córrego da Bandeira e Rio Pardo Grande (Figura 2.2.10). De acordo com Martins-Neto (1995b, c, 1998, 2000), a "Tectonosseqüência" Conselheiro Mata marcaria a fase flexural da Bacia Espinhaço, com sua base representando a expressão geográfica máxima do "Mar Espinhaço".

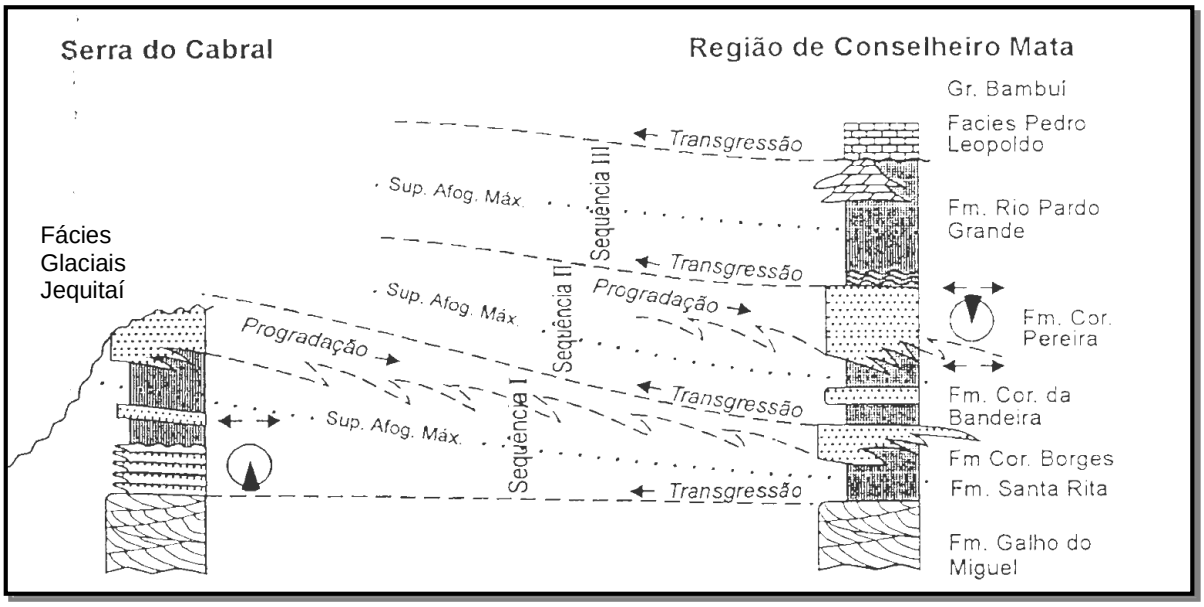


***Figura 2.2.9**: Perfil estratigráfico do Grupo Conselheiro Mata (Dupont, 1995).*

2.2.4.3.a – Formação Santa Rita

Descrita originalmente por Pflug (1968), a Formação Santa Rita estende-se por uma faixa estreita e sinuosa com direção N-S, ocupando a porção ocidental da Folha Diamantina. Recobre concordantemente os quartzitos da Formação Galho do Miguel, com espessuras oscilando entre 100 e 250m (esta última estimada por Pflug, 1968).

É constituída por metassedimentos com alternância de camadas delgadas de filitos, metassiltitos e quartzitos finos, sericíticos (Fogaça, 1995). Os quartzitos sericíticos, marcantemente bimodais, gradam lateral e verticalmente para filitos quartzosos (até 60% de sericita) contendo turmalina e opacos. Os metassiltitos, com distribuição mais ampla, possuem quartzo e sericita em proporções equivalentes (entre 45-55%), além de opacos, turmalina e como acessórios constantes, zircão, rutilo e, ocasionalmente, fragmentos de feldspato.

Segundo Dupont (1995), na região de Conselheiro Mata a distribuição de litotipos da unidade mostra-se caracterizada por uma base fina (lagunar), uma porção intermediária quartzítica e um topo novamente fino (representando uma porção plataformal).

A presença de estruturas sedimentares é algo raro, podendo ser reconhecidas nos quartzitos estratificações cruzadas tabulares e tangenciais à base de pequeno porte e, muito localmente, marcas de onda pequenas e simétricas. Nos metassiltitos, destacam-se as laminações plano-paralelas, irregulares, lenticulares e *flaser*. Típicos dessa unidade são diques de arenitos (descritos por Pflug & Schöll, 1974 e Schöll & Walde, 1980) representando, talvez, (*e.g.* Schöll & Fogaça, 1979) injeções sinsedimentares de areia em camadas de metassiltitos bandados.

2.2.4.3.b – Formação Córrego dos Borges

Estendendo-se como uma faixa meridiana na Folha Diamantina, a Formação Córrego dos Borges (Pflug, 1968) é predominantemente constituída por quartzitos com espessuras variando entre 100 e 150m.

Possui contatos concordantes e gradacionais com as seqüências da Formação Santa Rita (nestes locais são comuns níveis argilosos na base da Formação Córrego dos Borges, Fogaça, 1995), quando não tectonizados, prevalecem quartzitos finos e micáceos (até 15-20% de sericita) com marcante laminação plano-paralela. Localmente, há presença de feldspatos (até 10% de microclina e plagioclásio) e mais freqüentemente de turmalina, com esta última podendo constituir níveis milimétricos na rocha. A bimodalidade é uma característica comum nestas sucessões quartzíticas, sendo que em direção ao topo podem ocorrer intercalações de metassiltitos e filitos, os quais se tornam, progressivamente, mais importantes.

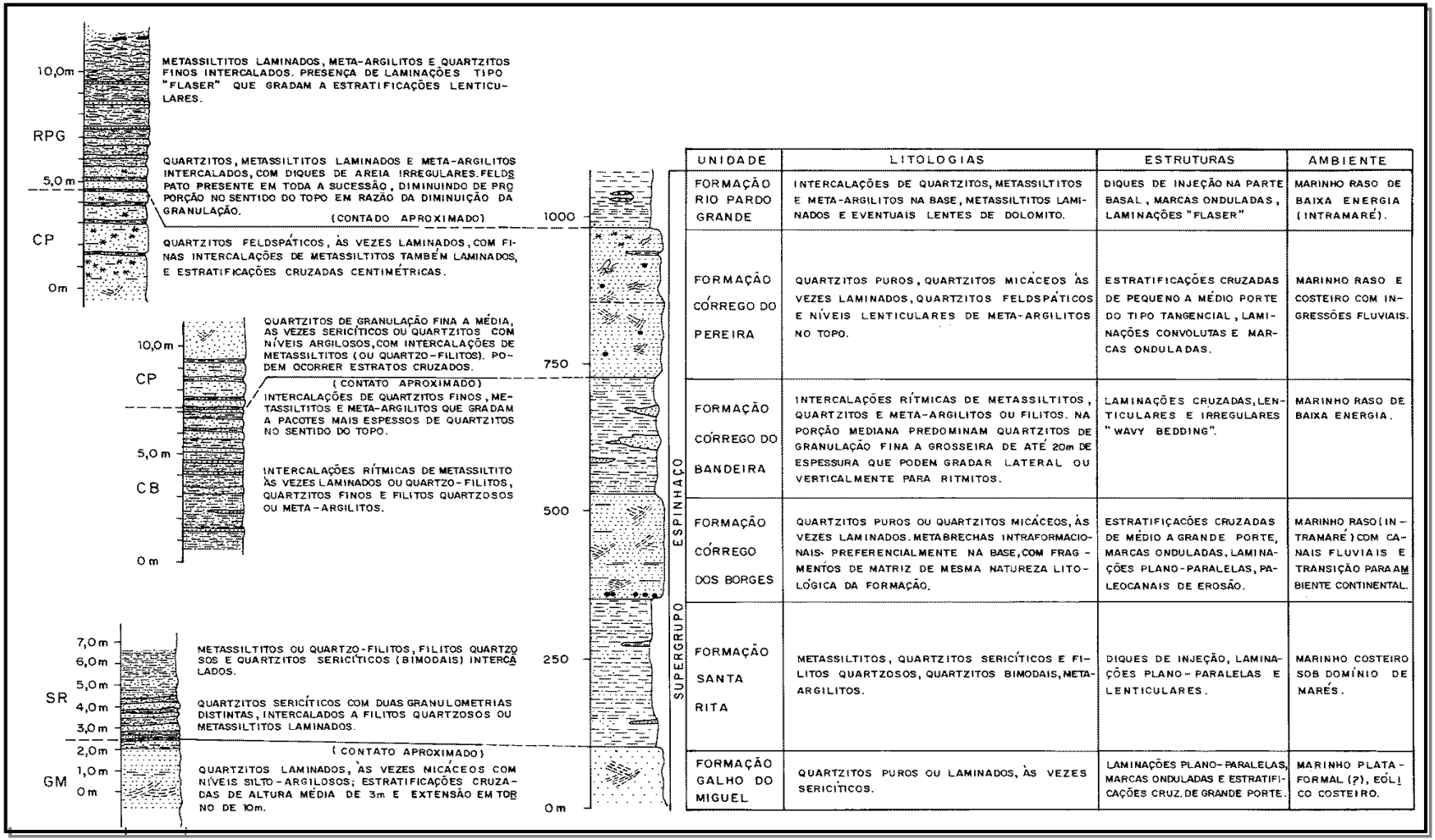


***Figura 2.2.10**: Coluna estratigráfica esquemática representando algumas características geológicas do Grupo Conselheiro Mata na Folha Diamantina. No lado esquerdo colunas estratigráficas de detalhe nas áreas de contato entre as Formações Galho do Miguel e Santa Rita (GM, SR); Córrego da Bandeira e Córrego Pereira (CB, CP); Córrego Pereira e Rio Pardo Grande (CP, RPG). Adaptado por Fogaça (1995) de Diniz & Pinheiro (1980).*

Com caráter local, há a presença de corpos tabulares, até métricos, de metabrechas caracterizadas por uma matriz quartzítica envolvendo fragmentos dos próprios quartzitos da unidade (*e.g.* Pflug, 1968; Schöll & Fogaça, 1979).

Como estruturas sedimentares preservadas ocorrem, além das laminações plano-paralelas, estratificações cruzadas de médio porte, tabulares e tangenciais a base e, muito localmente, marcas de onda assimétricas e bifurcadas (*e.g*. Knauer & Grossi-Sad, 1995b). Estruturas de corte e preenchimento são representadas por pequenos canais de erosão, mais freqüentes nas porções inferiores da unidade (Schöll & Fogaça, 1979).

2.2.4.3.c – Formação Córrego da Bandeira

A Formação Córrego da Bandeira (Pflug, 1968) constitui uma faixa contínua meridiana na Folha Diamantina, com espessuras médias estimadas em 200m por Pflug (*op. cit.*), entretanto, Schöll & Fogaça (1979) sugerem, devido o grau de deformação acentuado da seqüência, uma espessura em torno de 100m.

Esta unidade, marcada pela alternância de filitos e quartzitos finos em horizontes com espessura variável, possui contatos (quando não tectônicos ou tectonizados), tanto inferiores (com as seqüências Formação Córrego dos Borges) como superiores (com a Formação Córrego Pereira), concordantes e gradacionais (Knauer, 1999).

Fogaça (1995) descreve pacotes de metassiltitos com feições rítmicas tanto na base como no topo da unidade, separados por um horizonte lenticular pouco espesso (até 10-15m) de quartzitos finos contendo abundantes estruturas sedimentares, destacando-se laminações plano-paralelas, lenticulares, irregulares e cruzadas (*climbing ripples*).

2.2.4.3.d – Formação Córrego Pereira

Correspondendo a uma seqüência quartzítica com espessuras que oscilam em torno dos 250 metros (Schöll & Fogaça, 1979), a Formação Córrego Pereira (Pflug, 1968) apresenta contato superior, concordante com rochas da Formação Rio Pardo Grande, marcado segundo Dupont (1995) por uma camada guia com poucos centímetros de espessura, caracterizada por ondulações cavalgantes, laminações truncadas por ondas e pequenos diques de areia.

Dentre os diversos tipos de quartzitos descritos nesta unidade, predominam os quartzitos puros (contendo mais de 95% de quartzo) na porção mediana do pacote e quartzitos micáceos na base e topo da seqüência. Os quartzitos feldspáticos, descritos em vários locais do topo da unidade podem conter até 15% de feldspato, entre 3 e 10% de sericita, além de opacos (1-2%), turmalina, zircão, apatita, epidoto e rutilo como minerais acessórios (Fogaça, 1995).

Segundo Fogaça (*op. cit.*), as estruturas sedimentares preservadas são representadas por estratificações cruzadas de baixo ângulo, dominantemente tabulares, diques de areia,

laminações cruzadas, irregulares, onduladas, lenticulares, convolutas e *flaser*, marcas onduladas e *mud ball's*.

2.2.4.3.e – Formação Rio Pardo Grande

Ocupando exclusivamente a porção centro-oeste da Folha Diamantina (Fogaça, 1995), a Formação Rio Pardo Grande (Pflug, 1968) assenta-se concordantemente sobre as rochas da Formação Córrego Pereira, estando preservada especialmente nos núcleos de sinclinais de eixos de direção meridiana (Fogaça, *op.cit.*, Knauer, 1999).

Os litotipos predominantes desta formação estão representados por uma alternância de camadas delgadas (até 12-15cm de espessura) de filitos, metassiltitos e metargilitos, sendo que os primeiros são mais comuns na base da seqüência, indicando uma passagem gradual da unidade sotoposta (Formação Córrego Pereira) para esta. Os metassiltitos, caracterizados por uma laminação definida por níveis de quartzo, são constituídos (além de quartzo e sericita) por quantidades reduzidas de turmalina (atingindo até 5% da rocha), zircão, rutilo e opacos. Em direção ao topo da unidade, camadas de quartzitos finos e de calcários tornam-se relativamente freqüentes, sendo estes últimos acinzentados, microcristalinos, contendo intercalações argilosas irregulares (*e.g.* Fogaça, 1995). Rumo à região SW de Conselheiro Mata desenvolvem-se verdadeiras plataformas carbonáticas, onde foram identificados estromatólitos dos tipos *Conophyton* e *Jacutophyton* (Schöll & Fogaça, 1981).

As estruturas sedimentares, normalmente pouco preservadas, são invariavelmente de pequeno porte e podem ser exemplificadas por diversos tipos de laminações (plano-paralelas, lenticulares, irregulares e *flaser*). Segundo Schöll & Fogaça (1979), a sucessão mostrada por estes diversos tipos de laminações parece ser indicativa de repetições de ciclos turbulentos e calmos na bacia deposicional.

2.2.5 – UNIDADES DO NEOPROTEROZÓICO

As unidades de idade neoproterozóica (Suíte Metaígnea Pedro Lessa, Grupo Macaúbas e Grupo Bambuí, este último não aflorante na Folha Diamantina), possuem desenvolvimento posterior ao da evolução da "Bacia Espinhaço".

Se por um lado a idade da intrusão dos diques e soleiras de quimismo básico (metamorfisados no fácies xisto verde durante o Evento Brasiliano) da Suíte Metaígnea Pedro Lessa marcam um importante período de rifteamento (*e.g.* Oliveira & Knauer, 1993, *in* Knauer, 1999), com início entre os 1050 milhões de anos (D'Agrella-Filho *et al.*, 1990) e os 900 milhões de anos (Machado *et al.*, 1989), o posicionamento dos grupos Macaúbas e Bambuí é, ainda, objeto de algumas discussões (*e.g.* Uhlein *et al.*, 1995; Almeida-Abreu, 1995, Almeida-Abreu & Renger, 2002).

Este último é posterior ao período de rifteamento marcado pelos diques básicos (*e.g.* Renger & Knauer, 1995), apresentando idade Pb-Pb de 740 ± 22 Ma (Babinsky & Kaufman,

2003). Em um modelo tradicional, os grupos Macaúbas e Bambuí são incluídos no Supergrupo São Francisco, originalmente proposto por Pflug & Renger (1973).

Entretanto, alguns autores (*e.g.* Knauer & Grossi-Sad, 1995a, b) fazem restrições à junção dessas duas unidades em um mesmo supergrupo, decorrente, principalmente, de um provável grande lapso temporal existente entre suas épocas de sedimentação. Ao mesmo tempo, Almeida-Abreu (1993, 1995) e Almeida-Abreu & Renger (2002) atribuem aos metassedimentos do Grupo Macaúbas uma idade Mesoproterozóica, principalmente em virtude da observação (*e.g.* Frank, 1971; Moraes, 1937, ambos *in* Renger, 1979) de diques básicos, correlacionáveis aos da Suíte Metaígnea Pedro Lessa, intrusivos nesta seqüência.

Os contatos inferiores do Grupo Macaúbas com as rochas do Supergrupo Espinhaço são marcadamente discordantes *(e.g*. Dardenne & Walde, 1979), seja por discordâncias erosivas ou angulares (*e.g.* Pflug, 1965 e Kalt, 1991).

2.2.5.1 – Grupo Macaúbas

O Grupo Macaúbas (Schöll, 1972) foi originalmente definido como formação por Moraes (1929) e Moraes & Guimarães (1930) para nomear a seqüência predominantemente metassedimentar encontrada na região do rio homônimo e na Serra do Catuní. Características, pelo menos em parte, glaciais são sugeridas por Dardenne & Walde (1969), Karfunkel & Karfunkel (1976) e Pflug & Schöll (1975), entre outros.

Noce *et al.* (1993) propõem, para sua principal área de distribuição, uma divisão em três setores (ocidental, oriental e meridional) assinalados por divisões estratigráficas diferenciadas. Desta forma, o Setor Ocidental seria marcado pelas formações Duas Barras e Serra do Catuní, enquanto o Setor Oriental se caracterizaria, da base para o topo, pelas formações Rio Peixe Bravo, Nova Aurora, Chapada Acauã, Salinas e Capelinha. Finalmente, o Setor Meridional é caracterizado por variações, tanto laterais quanto verticais, de cinco formações, designadas de Domingas, Duas Barras, Serra do Catuní, Chapada Acauã e Salinas.

Na Folha Diamantina, o Grupo Macaúbas ocorre no extremo nordeste, podendo ser considerado como um típico representante do "Setor Ocidental" no sentido de Noce *et al.* (1993). Assim sendo, duas unidades podem ser definidas: as formações Duas Barras e Serra do Catuní, com a primeira assentada em discordância angular e erosiva sobre rochas quartzíticas das formações Sopa-Brumadinho e Galho do Miguel.

Com espessuras variando entre 50-60m (Fogaça, 1995), a Formação Duas Barras é representada por quartzitos médios a grosseiros, freqüentemente mal selecionados, localmente arcoseanos e com níveis conglomeráticos centimétricos. Os quartzitos desta unidade são constituídos por 95-97% de quartzo, com sericita e feldspato correspondendo a 2-5% da rocha total, além de rutilo, zircão, epidoto, turmalina, biotita, apatita e opacos (magnetita/hematita)

como minerais acessórios. A associação destas rochas com freqüentes estratificações cruzadas tabulares e acanaladas de pequeno porte sugere ambiente de deposição fluvial.

A Formação Serra do Catuní é representada por até 150 metros de metadiamictitos de matriz metassíltica até quartzítica envolvendo fragmentos sub-angulosos a sub-esféricos de quartzitos (predominante), quartzo e metapelitos, com freqüentes intercalações de metassiltitos e quartzitos finos a médios (Fogaça, *op. cit.*).

Datações U-Pb em zircões coletados em uma camada de quartzito, pertencente à Formação Chapada Acauã, indicaram a existência de dois grupos de idades: o mais antigo (*ca*. 2066Ma) e o mais antigo grão analisado (*ca*. 2744Ma) indicam fontes do embasamento, enquanto o grupo de zircões detríticos mais novos (1000-950Ma, com valor médio de 983 ± 10Ma) limitam a idade máxima da glaciação, possuindo como principal fonte rochas magmáticas formadas durante o estágio rift do sistema Araçuaí-Oeste-Congo (Pedrosa *et al*., 2000).

2.2.5.2 – Suíte Metaígnea Pedro Lessa

Proposta em Knauer (1990), a Suíte Metaígnea Pedro Lessa agrupa rochas básicas na forma de diques e soleiras com idades de intrusão próximas aos 906 ± 3 milhões de anos (datação U/Pb em zircão e badelleyita, Machado *et al.*, 1989), e posteriormente metamorfisadas no fácies xisto verde. Esses corpos são notavelmente expressivos nos metassedimentos do Supergrupo Espinhaço, com concentração destacada nas formações São João da Chapada, Sopa-Brumadinho e Galho do Miguel.

Os metagabros e metadiabásios que compõem essa unidade foram estudados com maior detalhe, entre outros, por Biondi (1979), Knauer (1990) e Silva (1993), e correspondem à litotipos com granulação fina a média, podendo ou não mostrar desenvolvimento de foliação (Hoffmann & Hoppe, 1981). Os tipos pouco ou não foliados mostram textura sub-ofítica a ofítica preservada, com o predomínio dos anfibólios sobre os plagioclásios (Fogaça, 1995; Knauer, 1999).

Schorscher (1975, 1976, ambos *in* Knauer 1990), examinando as rochas discordantes com quimismo básico aflorantes na Serra do Espinhaço, reconhece dois grupos: o primeiro constituído por metabasitos pós-sedimentares tardi-tectônicos e o segundo abrangendo basaltos pós-orogenéticos (com doleritos metamorfisados e augita-basaltos não metamórficos). Tanto o primeiro grupo de Schorscher (*op.cit.*) quanto, provavelmente, os "doleritos metamorfisados" do segundo grupo, são agrupados na Suíte Metamagmática Pedro Lessa.

Metagabros dos arredores de Pedro Lessa são descritos, petrograficamente, por Uhlein & Quemènèur (2000), que identificam minerais de origem secundária, como anfibólios da série tremolita-actinolita, formados a partir da uralitização do piroxênio original, e epidoto-clinozoisita, formados a partir da saussuritização do plagioclásio cálcico original. Podem,

também, ser distinguidos leucoxênio possuindo núcleo de ilmenita, clorita, albita neoformada, quartzo, biotita e, raramente, pirita.

Análises químicas em rochas desta suíte (em sua maioria retirados de Biondi, 1979; Bastos-Neto, 1982; Hoppe *et al.*, 1983; Herrgesell, 1984; Uhlein, 1991; Silva, 1993) analisadas com detalhe por Knauer (1990) e Knauer & Grossi-Sad (1995a), indicam magmas toleiíticos, com a concentração de Mg (entre 41 e 61) sugerindo forte fracionamento, característico de material continental (Knauer, 1999).

A relação dos diques desta suíte com as falhas inversas e/ou de empurrão de direção N-S, típicas do "Orógeno Espinhaço", não é constante, sendo motivo de algumas controvérsias entre os pesquisadores da região (*e.g.* Dussin & Dussin, 1995; Almeida-Abreu, 1993; Renger & Knauer, 1995). Dados de campo indicam que, por exemplo, na Folha Serro e no leste da Folha Presidente Kubitschek (ver Knauer & Fogaça, 1996) os diques e soleiras estão seccionados pelas falhas, entretanto, na Folha Diamantina e na região oeste da Folha Presidente Kubitschek alguns diques claramente cortam planos de falhas de direção N-S (Knauer, 1999), fato este considerado fundamental na definição de um "Evento Uruaçuano" por alguns autores (*e.g.* Kalt, 1991; Fogaça, 1995; Knauer & Ebert, 1997; Knauer, 1999).

2.3 – CARACTERIZAÇÃO ESTRUTURAL DAS UNIDADES

A estruturação do setor meridional da Serra do Espinhaço é atribuída a um sistema de falhas inversas ou de empurrão/zonas de cisalhamento dúctil, cujos planos possuem direções meridianas e mergulhos moderados até altos para os-quadrantes leste. Estudos estruturais (*e.g.* Herrgesell, 1984; Herrgesell & Pflug, 1986; Almeida-Abreu *et al*. 1986b; Rolim, 1992) mostram que pelo menos a maior parte destas falhas/zonas de cisalhamento dúctil corresponde a rampas frontais formadas a partir de grande transporte de massa aproximadamente de leste para oeste.

Os litotipos aflorantes neste setor da serra, com idades variando do Arqueano até o final do Neoproterozóico, permitiriam, teoricamente, a caracterização de pelo menos quatro grandes eventos tectono-metamórficos (*e.g.* Almeida & Hasui, 1984): Jequié (entre 2,7 e 2,5 G.a.), Transamazônico (entre 2,1 e 1,85 G.a.), Uruaçuano/Espinhaço (entre 1,3 e 1,0 G.a.) e Brasiliano (entre 0,7 e 0,45 G.a.).

De qualquer modo, adquiriu especial importância, principalmente nas últimas décadas, o caráter mono- ou policíclico da deformação das rochas do Supergrupo Espinhaço.

A ocorrência de apenas um evento deformacional, com transporte de massa de leste para oeste (defendida originalmente por Herrgesell, 1984 e Almeida-Abreu *et al*., 1986), de idade Brasiliana, é defendida por Dossin *et al.* (1990) e *Uhlein* (1991), entre outros. Por outro lado, autores como Knauer (1990), Kalt (1991) e Almeida-Abreu & Pflug (1994) defendem a atuação de dois grandes eventos aproximadamente coaxiais, com idades Uruaçuana e Brasiliana. Neste

caso, de acordo com a discussão apresentada em Knauer & Ebert (1997), resta o debate da importância relativa de cada um dos eventos na estruturação da serra.

2.3.1 – COMPLEXO DE GOUVEIA

A característica mais notável das rochas do Complexo de Gouveia é a presença de zonas de cisalhamento dúcteis com extensões quilométricas e direções variáveis entre N30-40°W e norte-sul (Knauer, 1990; Fogaça, 1995; Cruz *et al*., 2005). A foliação milonítica associada possui mergulhos moderados (localmente altos) para leste, sendo marcada por palhetas orientadas de sericita/moscovita, quartzo fino e, eventualmente, clorita, os quais envolvem, normalmente, cristais de feldspato potássico e/ou quartzo (Knauer, 1990).

Nestas regiões, tornam-se relativamente freqüentes planos do tipo "S/C", onde o ângulo entre "S" e "C" é inferior a 30º e decresce progressivamente com o aumento da intensidade do processo de milonitização (Fogaça, 1995).

Uma segunda foliação (S_{n+1}), superimposta à foliação milonítica, é observada localmente, sendo mais perceptível nos termos mais micáceos e finos. De acordo com Knauer (1999), na maior parte das áreas de afloramento na Folha Diamantina essa foliação (S_{n+1}), apresenta-se como uma clivagem espaçada, com direções próximas a norte-sul e altos mergulhos (localmente quase verticais) para leste.

Ainda nos litotipos mais finos e micáceos, podem ser observadas duas lineações de crenulação: uma (L_{C1}), com direções próximas a N-S (e que equivale à interseção de plano S_{n+1} com mergulhos altos para leste e a foliação milonítica principal) e outra, menos freqüente (L_{C2}), com direção próxima a E-W. Todavia, a lineação mais comum corresponde a uma lineação de estiramento mineral (sericita/moscovita, quartzo, turmalina, hematita) com direção S80-90ºE (Knauer, 1990).

Dobras mesoscópicas, pouco comuns, aparecem localmente como dobras centimétricas até decimétricas de eixo N-S e com estilos variáveis, desde abertos até isoclinais deitados. Muitas vezes estas dobras apresentam-se com flancos rompidos pelo próprio desenvolvimento contínuo da foliação milonítica, e um característico fluxo de material para a charneira pode ser observado (Knauer, 1990). Com direção essencialmente paralela (N-S) e com caimentos muito suaves para N ou para S, aparecem dobras maiores, normalmente abertas e com vergência para oeste, afetando a foliação milonítica e originando a clivagem de crenulação plano-axial (S_{n+1}).

Na escala microscópica, vários dos elementos assimétricos desenvolvidos durante o processo de milonitização são evidenciados, incluindo sombras de pressão, estruturas tipo "S-C" e *micafish*, além de fraturamento antitético de cristais de feldspato potássico.

Estruturas anteriores estão normalmente encobertas ou mesmo transpostas pelo processo de deformação responsável pela milonitização. Dentre as estruturas preservadas, Hoffman (1981, 1983a) inclui a orientação das faces (010) dos megacristais de feldspato

potássico, situada ao redor de NE-SW, a interpretando como de origem tectônica. Esta origem é contestada por muitos autores (*e.g.* Knauer, 1990; Almeida-Abreu, 1993) que atribuem a orientação dos megacristais ao fluxo magmático.

2.3.2 – GRUPO PEDRO PEREIRA

O Grupo Pedro Pereira, caracterizado pela má conservação de afloramentos que permitam uma análise mais apurada, possui como principais características estruturais (Knauer, 1999):

(1) Fina foliação, localmente com aspecto anastomosado em metaultramafitos/metamafitos, quase sempre com direções entre N20ºW e N05ºE e mergulhos moderados (até altos) para os quadrantes leste;

(2) Foliação de orientação similar em metavulcanitos ácidos, de origem milonítica, com forte desenvolvimento de estruturas "S/C";

(3) Lineação mineral e de estiramento com direções S80º- 85ºE e caimentos para SE;

(4) Clivagem de fratura a crenulação com direções próximas a norte-sul e fortes mergulhos para leste, originada no plano axial de amplas dobras abertas;

(5) Dobras de pequeno porte com eixos variando entre N25°W e N05°E, fechadas até isoclinais, com planos axiais apresentando mergulhos baixos a moderados, mais perceptíveis nas formações ferríferas bandadas; e

(6) Encurvamento progressivo dos eixos de dobras centi- a decimétricas em formações ferríferas da região de Pedro Pereira, em direção a leste-oeste, provavelmente originando as raras dobras em bainha descritas nesta região.

2.3.3 – GRUPO COSTA SENA

As rochas do Grupo Costa Sena, especialmente da Formação Barão do Guaicuí, estão, freqüentemente, afetadas por variáveis graus de milonitização (Schöll & Fogaça, 1979). A foliação principal, normalmente com aspecto anastomosado, possui máximos variáveis entre N10°W e N05°E e mergulhos moderados, localmente mais altos, para os quadrantes leste. Via de regra, esta foliação é marcada pela orientação de cristais de sericita/moscovita, cianita e/ou clorita, que contornam grãos maiores de quartzo, turmalina, cloritóide e/ou opacos (quase sempre representados por cristais de magnetita/martita).

Muitas vezes, essa foliação (S_n) apresenta-se como o resultado do desenvolvimento de planos "S-C" que raramente chegam ao paralelismo (ocorrendo, aparentemente, predomínio de situações com ângulos entre 20-30º). Especialmente nas áreas onde afloram rochas pertencentes à Formação Bandeirinha, onde o acamamento pode estar preservado, é nítido o paralelismo entre este e a foliação descrita (Knauer, 1990). Segundo Fogaça & Schöll (1984), a foliação S_n

é responsável por mascarar um plano mais antigo (S_1 na concepção destes autores) com direção NW-SE.

Esta foliação S_1 é comprovada pelos dados obtidos por Schöll & Fogaça (1981), os quais evidenciam um máximo de orientação aproximada N45°W (o que seria comprovado pelo padrão de fraturamento N45°W/90°, não observado em rochas pertencentes ao Supergrupo Espinhaço). Autores como Schöll & Fogaça (1984) ainda associam a este "evento" as dobras assimétricas fechadas até isoclinais descritas na região entre Guinda e Gouveia.

Associada à foliação S_n desenvolve-se uma significativa estrutura linear, penetrativa, com direção variando entre S70°E e S85°E, sendo visível principalmente nos quartzo-mica xistos com cianita. Esta estrutura pode apresentar-se como uma lineação mineral nos xistos (sericita/moscovita, clorita, turmalina) e nos quartzitos (sericita/moscovita); lineação mineral em cianita (podendo mostrar localmente 70% dos grãos orientados segundo S80°E, enquanto os outros 30% distribuem-se igualmente entre as direções S50°-60°E e S100°-110°E, Knauer, 1999); lineação de estiramento essencialmente em sericita, quartzo, cianita e hematita; e lineação de estiramento de seixos, especialmente nos raros metaconglomerados com matriz xistosa.

Duas estruturas planares superpostas à foliação milonítica estão representadas por uma clivagem (de crenulação ou, menos comumente, de fratura) de direções meridianas e altos mergulhos para leste (mesma orientação de ocasionais de *shear bands* tardias), possivelmente associada às dobras com vergência para oeste (Fogaça, 1995; Knauer, 1990, 1999). A outra estrutura, mais rara e discreta, possui direções próximas a E-W e mergulhos subverticais, com origem a partir da compressão responsável pelas ondulações observadas nos eixos destas dobras (Knauer, 1999).

Dobras em diferentes escalas constituem elementos estruturais extremamente comuns e difundidos, com predomínio daquelas com eixos de direção próxima a norte-sul e caimento pequeno para norte e/ou para sul. Localmente, estes eixos podem sofrer progressivo encurvamento até direções próximas a E-W, isto é, paralelas à direção do principal transporte tectônico.

Em escala microscópica podem ser observados cristais sintectônicos rotacionados de cloritóide ou cianita, além de sombras de pressão, estruturas "S-C", estruturas do tipo *micafish* e, menos freqüentemente, estruturas do tipo *pull-apart* em cristais de quartzo (*e.g.* Schöll & Fogaça, 1981; Hartmann, 1987; Knauer, 1990; Fogaça, 1995).

2.3.4 – SUPERGRUPO ESPINHAÇO

O Supergrupo Espinhaço encontra-se estruturado na Folha Diamantina por um importante sistema de falhas de empurrão/zonas de cisalhamento com direção geral N-S e por

amplas dobras abertas, assimétricas (com vergência para W), e eixos tendendo para N-S (Fogaça & Schöll, 1981; Fogaça, 1995).

Na porção oeste da folha, uma estruturação em anticlinais e sinclinais abertos sucessivos é nítida, especialmente nas regiões de afloramento do Grupo Conselheiro Mata. Os eixos, com direção média N-S, apresentam freqüentes inflexões para NE ou NW, mas seu posicionamento sub-horizontal é invariável, com caimento leve tanto para N (aparentemente mais freqüente) como para S (Fogaça, 1995).

Na região leste há maior desenvolvimento do sistema de falhas de empurrão/zonas de cisalhamento, o qual é responsável por ocultar parte dessas amplas dobras (Fogaça, 1995). Na área entre Guinda e Gouveia, Fogaça & Schöll (1984) reconheceram uma série de dobras de primeira ordem, abrangendo os então denominados "Sinclinal de Juá", "Anticlinal da Braúna", "Sinclinal da Miúda", "Anticlinal da Natureza", "Sinclinal do Dumbá" e "Zona Anticlinal da Matriculada". Estruturas dobradas de mesmo porte foram reconhecidas na área de Sopa (*e.g.* Chaves *et al*., 1985), destacando-se o "Anticlinal do Morro do Chapéu", o "Sinclinal do Morro da Gota" e o "Anticlinal da Lavra do Damásio", todas originalmente reconhecidas por Pflug (1965).

O acervo estrutural das unidades do Supergrupo Espinhaço, independente da escala analisada, é farto e bastante diversificado. Estudos detalhados, assim como interpretações deles originados, podem ser verificados em Schöll & Fogaça (1981), Almeida-Abreu (1981, 1989, 1993); Knauer (1984, 1990, 1999); Uhlein (1984, 1991); Silva & Uhlein (1985); Chaves *et al.* (1985); Uhlein *et al.* (1986 *a, b*); Rosière *et al*. (1994); Knauer & Ebert (1997); entre outros.

Nas áreas menos deformadas, duas estruturas planares se destacam, as quais foram denominadas por Knauer (1990) de S* e S_{n+1}. A primeira estrutura mostra-se sempre paralela ao plano da estrutura sedimentar onde se destaca (seja o plano de acamamento, sejam os planos de estratificação cruzada). Estes planos, contendo minerais planares orientados (essencialmente sericita e/ou moscovita), paralelos ao acamamento foram correlacionados por Uhlein (1984) ao plano axial de minidobras isoclinais deitadas a recumbentes descritas exclusivamente em afloramentos da porção altamente tectonizada da região de Datas. Knauer (1990), entretanto, descaracteriza o caráter tectônico destes planos, associando-os a processos deposicionais e/ou diagenéticos.

A segunda estrutura planar dessas áreas menos deformadas (S_{n+1}) é representada por uma clivagem (de fratura ou ardosiana) com direções próximas a N-S e com altos mergulhos para leste, a qual evolui, localmente, para uma xistosidade. Knauer (1999) relaciona esta foliação às grandes dobras abertas (até localmente fechadas) com eixo N-S, características da maior parte das áreas de afloramento do Supergrupo Espinhaço.

Uma terceira estrutura planar (S_{n+2}), com direção E-W e mergulhos sub-verticais, apresenta-se, também, como uma clivagem de fratura nas rochas mais competentes e de

crenulação nos xistos e filitos, com ocorrência menos freqüente e conspícua do que S_{n+1} (Rolim, 1992).

Entre as estruturas planares de origem tectônica, destaca-se uma foliação "Sn", mais facilmente reconhecida nos litotipos pelíticos, mas também eventualmente observável em quartzitos e metaconglomerados da unidade. Sua direção situa-se, normalmente, entre N05°W e N15°E, com mergulhos moderados até altos para os quadrantes leste. O aspecto anastomosado desta foliação associado ao aparecimento local de estruturas "S-C" tanto em filitos quanto em quartzitos, além da ocorrência de *boudinage* de foliação em filitos, é utilizado para definir uma origem milonítica para esta foliação (*e.g.* Knauer 1990, 1999).

Esta foliação é afetada pela clivagem S_{n+1}, às vezes evidenciada apenas pela presença de estrutura linear penetrativa (L_{C1}). Uma segunda estrutura linear penetrativa (L_{C2}), com direções variando entre N80°E e S80°E pode aparecer, especialmente nos litotipos mais micáceos, provavelmente resultante dos mesmos esforços que originaram as ondulações observadas nos eixos das dobras abertas (Knauer, 1999).

Contudo, a estrutura linear mais comum é representada por uma lineação de estiramento ou mineral (sericita/moscovita, clorita, hematita e, localmente, cianita) com direções próximas a S70°-85ºE, também marcada freqüentemente por estiramento de seixos de metaconglomerados (*e.g.* Schöll & Fogaça, 1981; Silva & Uhlein, 1985).

Elementos lineares não penetrativos são representados por *rods*, *mullions* e *boudins* assimétricos de quartzo, estes últimos sem duvida com maior desenvolvimento. Sempre com eixos por volta de N00°-10°E, são mais comuns em áreas/afloramentos com predomínio de rochas de origem pelítica a semi-pelítica.

Afora as dobras amplas, destacam-se aquelas centi- a decimétricas, "sin-miloníticas", com ocorrência mais comum nos metapelitos. São, normalmente, dobras fechadas até isoclinais, com planos axiais possuindo mergulhos fracos a moderados para leste e direções próximas a N-S. Com o aumento local da deformação (*e.g.* leste da Serra da Miúda, na Quadrícula de Guinda), pode ser observado um progressivo encurvamento dos eixos, alcançando valores extremos entre N40°W e N50°E.

Em seções delgadas, paralelas à lineação de estiramento, são facilmente notadas sombras de pressão cristalizadas a partir de concentrações maiores de hematita ou de agregados fibro-radiais de turmalina ou cloritóide, principalmente em metavulcanitos ácidos e filitos hematíticos.

Rolim (1992) apresenta uma série de considerações interpretativas das estruturas tectônicas do Supergrupo Espinhaço baseadas na geometria dos falhamentos de empurrão (que em parte envolvem terrenos da Folha Diamantina), sugerindo que a diversidade das estruturas encontradas se deve mais às heterogeneidades espaciais da deformação do que a superposição de distintas fases ou eventos tectônicos.

Neste modelo é mostrado que a leste do Complexo de Gouveia predominam duplexes verdadeiros ou superpostos (no sentido de Mitra, 1986), com uma grande freqüência de rampas em detrimento de patamares, enquanto a oeste, o predomínio de largos patamares é bastante nítido.

2.3.5 – UNIDADES DO NEOPROTEROZÓICO

O comportamento das unidades neoproterozóicas é similar àquele descrito para o Supergrupo Espinhaço, com um acervo estrutural compatível com transporte tectônico de leste para oeste. As rochas pertencentes à Suíte Metaígnea Pedro Lessa, apesar de não se mostrarem ideais para a caracterização estrutural, encontram-se localmente afetadas por planos de foliação com direções variáveis entre N05°W e N10°E e mergulhos normalmente altos para leste.

Assim, como as rochas que integram o Supergrupo Espinhaço, boa parte das seqüências rochosas inseridas no Grupo Macaúbas, especialmente os quartzitos, é caracterizada pela presença de um plano de orientação de micas paralelo ao acamamento, provavelmente com origem relacionada a processos diagenéticos e/ou deposicionais. O padrão estrutural observado no quadrante nordeste da Folha Diamantina é relativamente anômalo, na medida em que a maior parte das macro- e mesoestruturas apresenta direções NW, enquanto nas demais áreas, direções próximas a N-S são características como, por exemplo, do setor oeste da Folha Rio Vermelho (Knauer, 1999).

No quadrante em questão, Knauer (*op.cit.*) descreve além de uma foliação S*, a presença de uma foliação S_n com características miloníticas locais, com máximos por volta de N35°-45°W e mergulhos moderados até altos para NE. Pelo menos duas clivagens são definidas sem um claro relacionamento entre si: uma com máximos próximos a E-W e mergulhos moderados para norte, e outra, com direção média N00°-10°E e mergulhos altos para oeste.

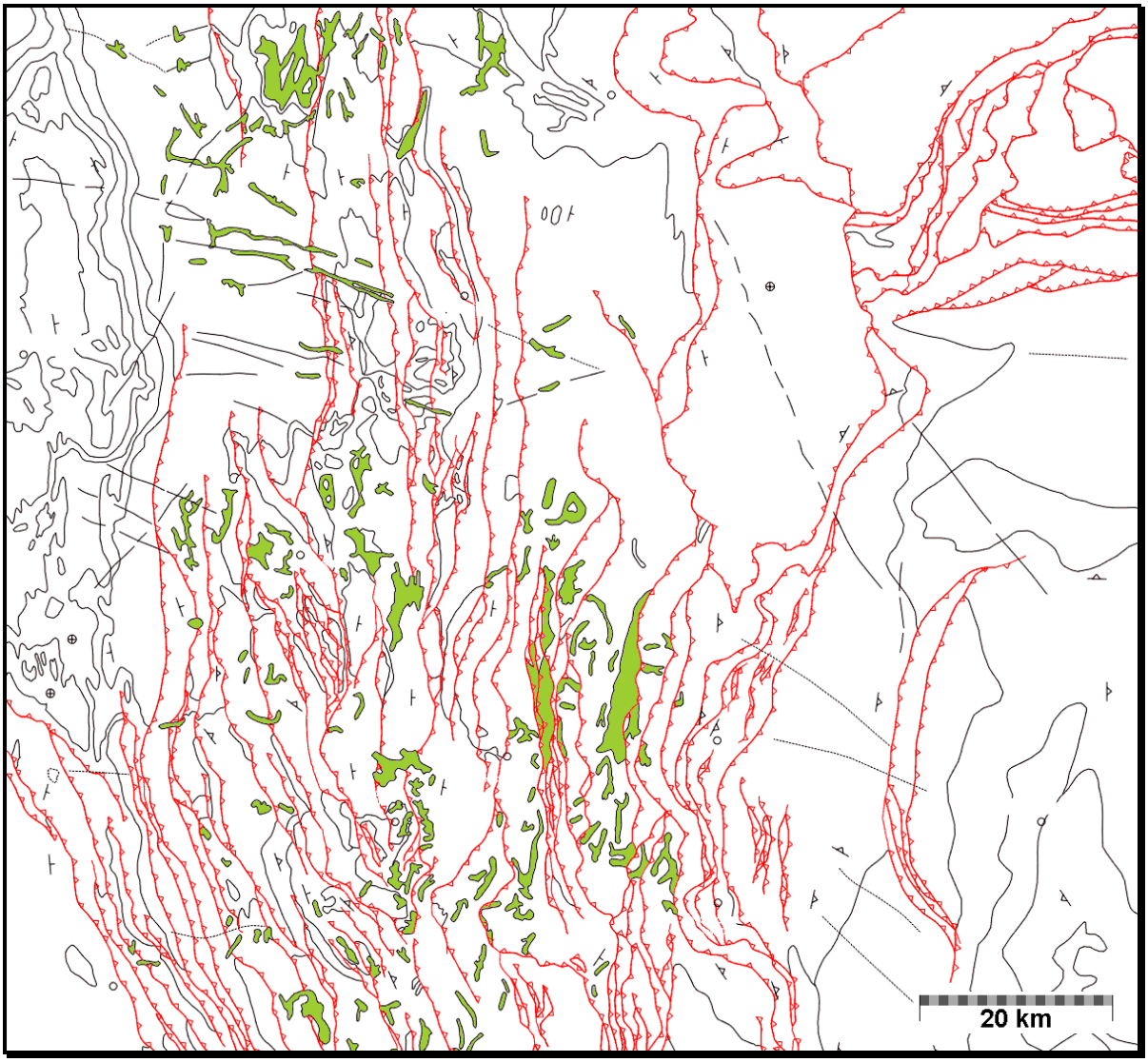


***Figura 2.3.1**: Mapa estrutural simplificado da Folha Diamantina (Knauer, 1999).*

2.4 - EVOLUÇÃO GEOLÓGICA

Dezenas de modelos de evolução tectônica para a região da Serra do Espinhaço (e adjacências) podem ser verificadas na literatura geológica. Estas diferentes modelagens correspondem, em realidade, ao produto das tendências geotectônicas vigentes no mundo em cada momento.

Desta forma, Barbosa (1954) descreve um ciclo geotectônico completo iniciando a sua evolução com um eugeossinclinal (pré-Minas), continuando com um miogeossinclinal (Minas e Espinhaço) e finalizando com formações pós-tectônicas (grupos Chapada Diamantina, Macaúbas e Bambuí).

Influenciado por este modelo, Pflug (1965, 1967) admite que a Serra do Espinhaço Meridional, durante a sedimentação do Supergrupo Minas (que segundo esse autor inclui o Supergrupo Espinhaço), foi a zona marginal de um extenso ortogeossinclinal ao longo da

margem oriental do cráton do São Francisco, podendo ser caracterizadas diferenciações de fácies sedimentares desde miogeossinclinal (fácies Diamantina) até eugeossinclinal (fácies Guanhães), passando por uma fácies transicional (fácies Itabira). Assim, uma interdigitação de fácies entre os supergrupos Espinhaço (fácies Diamantina) e Minas (fácies Itabira) é admitida por Pflug (1965, 1967), com esse modelo sendo reafirmado em estudos posteriores por diversos autores (ver sínteses em Pflug & Renger, 1973 e Renger, 1979).

Contrapondo-se a este modelo de evolução geossinclinal, Almeida (1976, 1977) baseando-se na litologia, estruturas e grande extensão sobre o Cráton do São Francisco, interpretou o Supergrupo Espinhaço, inclusive o Grupo Chapada Diamantina, como uma cobertura de plataforma deformada.

Além de diferenças entre as concepções geotectônicas existentes nestes dois modelos, há, também, uma grande diferença estratigráfica: para Pflug (1965, 1968, 1970) e Pflug & Renger (1973), as rochas da região de Diamantina seriam correlacionáveis às seqüências integrantes do Supergrupo Minas do Quadrilátero Ferrífero, enquanto que para Almeida (1977, 1981) estas últimas seriam mais antigas.

Dados geocronológicos apresentados e discutidos por Brito-Neves *et al.* (1979), levaram estes autores a proporem um modelo evolutivo no qual se destaca a atribuição de idades arqueanas ao "embasamento granito/gnáissico/migmatítico" (com uma importante fase de formação de rochas graníticas e migmatíticas durante o Evento Transamazônico) e o início da individualização da Bacia Espinhaço entre 1,8 e 1,7 Ga. Além disso, esses autores ressaltam a existência de dois grandes processos tectono-metamórficos, o primeiro com idades entre 1,3 e 1,2 Ga (a qual corresponderia à fase principal de dobramentos e metamorfismo, em intensidade variável de acordo com os diversos ambientes) e o outro idades entre 650-700 Ma de anos.

O modelo proposto por **Almeida-Abreu (1995)**, baseado em idéias parcialmente apresentadas em Almeida-Abreu *et al.* (1989) e Almeida-Abreu (1993), afirma que o "*Rift* Espinhaço", termalmente controlado, evoluiu em três fases distintas, evidenciadas pelos sistemas deposicionais responsáveis pela sedimentação das rochas das formações Bandeirinha, São João da Chapada e Sopa-Brumadinho.

A primeira fase, correspondente aos metassedimentos fluviais com contribuição eólica da Formação Bandeirinha, seria marcada por climas áridos e semi-áridos (evidenciado pela presença de *red beds*) e intensa atividade termal, com vulcanismo basáltico localizado (*e.g.* região de Desembargador Otoni - Planalto de Minas, Chula *et al*., 1995).

A intensa atividade tectônica sin-extensional durante a sedimentação da Formação Bandeirinha é evidenciada pela discordância angular e erosiva que a separa da Formação São João da Chapada, sendo que a extensão crustal foi acomodada por uma *master fault* (*detachment*) vergente para oeste, considerando que os blocos da Formação Bandeirinha foram basculados para leste (ver discussão em Almeida-Abreu, 1993: 79-82).

A segunda fase de evolução do *rift* caracteriza-se por um breve relaxamento termal da crosta, permitindo a instalação de uma larga e extensa bacia fluvial praticamente sem atividade tectônica sin-extensional associada (Formação São João da Chapada). Os ciclos sedimentares dessa formação são depósitos de fluxo progradantes (de oeste para leste) alternados com depósitos agradacionais sugerindo que os espaços de sedimentação e a evolução da bacia foram controlados por subsidência mecânica sob regime constantemente úmido.

Na terceira fase do desenvolvimento do *rift* (Formação Sopa-Brumadinho) ocorreria a retomada da extensão crustal, o que poderia explicar o provável vulcanismo kimberlítico, que prograda sucessivamente para leste (com as calhas abandonadas sendo progressivamente assoreadas pelos sedimentos eólicos da Formação Galho do Miguel).

No mesmo período (provavelmente entre 1,71 e 1,65 Ga), em direção a leste, ocorreria a deposição dos sedimentos lagunares da Seqüência Itapanhoacanga, as unidades plataformais incluídas na Seqüência Serra do Sapo, os sedimentos batiais/abissais da Seqüência Jacém e os diápiros mantélicos/crosta oceânica correspondentes a Seqüência Serro.

A bacia, para Almeida-Abreu (1995), desenvolveu-se precocemente na região de Serro/Itapanhoacanga, e concomitantemente à exposição do manto litosférico, rapidamente diminuem os processos de rifteamento, com relaxamento termal e pronunciada subsidência. Uma transgressão marinha acabaria por levar a zona costeira da margem passiva a pelo menos oitenta quilômetros para oeste, o que explicaria a deposição das unidades hoje incluídas no Grupo Conselheiro Mata.

O início da inversão tectônica é estimado em 1,5 Ga, e seus efeitos teriam perdurado, ao menos localmente, por duas ou três centenas de milhões de anos. A norte, já no extremo sul do setor setentrional da Serra do Espinhaço, as relações observadas entre os metassedimentos do Supergrupo Espinhaço e as seqüências constituintes da Faixa Araçuaí configurariam (Almeida-Abreu, 1993) um clássico perfil de orógeno colisional, ou seja, o metamorfismo e a deformação crescem da zona externa (W) para a zona interna (E) do orógeno. Deste modo, as rochas normalmente consideradas de idade Neoproterozóica (*e.g*. Pedrosa-Soares *et al.,* 1992) teriam suas idades reavaliadas, fazendo parte da evolução mesoproterozóica do "Orógeno Espinhaço".

Estes processos orogenéticos seriam corroborados pelos depósitos glaciais do Grupo Macaúbas e equivalentes, interpretados então como do tipo Alpino. Levando-se em conta os dados paleomagnéticos, efetuados em rochas vulcânicas básicas do litoral sul da Bahia, apresentados por D'Agrella-Filho *et al*. (1990), a nova idade do processo glacial seria estimada entre os 1,1 e os 1,05 Ga. No final do Neoproterozóico ocorreu um relevante processo de aquecimento termal e de reativação tectônica, resultado da colisão na Faixa Oeste-Congolesa a cerca de 500 quilômetros de distância da Serra do Espinhaço Meridional.

O esquema de evolução geodinâmica proposto por **Dussin & Dussin (1995)**, e que em realidade complementa e aperfeiçoa propostas anteriores (Dossin *et al*., 1984, 1990), abrange

apenas o período posterior ao da deformação do Paleoproterozóico. Durante o Mesoproterozóico desenvolve-se um processo de rifteamento que resultaria na instalação de uma bacia onde se depositariam os sedimentos do Supergrupo Espinhaço (Figura 2.4.1).

A chamada "fase *rift*" teria seu desenvolvimento por volta dos 1,7 Ga, sendo marcada pelos sedimentos das formações São João da Chapada e Sopa-Brumadinho, cujas características, especialmente a freqüência e a rapidez das variações faciológicas tanto verticais quanto laterais, indicam período de grande instabilidade tectônica. Magmas alcalinos alimentariam o *rift* (representados, em parte, pelos atuais filitos hematíticos) e, no mesmo período, seriam gerados os magmas kimberlíticos responsáveis pelas ocorrências diamantíferas. Nas bordas da bacia, magmas graníticos originam desde riolitos (em especial na região de Conceição do Mato Dentro) até verdadeiros granitos (os chamados "Granitos Borrachudos") intrudidos em contexto anorogênico intraplaca. O fim da instabilidade crustal é caracterizado pela deposição eólica a marinha rasa dos sedimentos atualmente englobados na Formação Galho do Miguel. A uma "fase pós-*rift*" associam-se condições gerais transgressivas na bacia em fase de estabilidade tectônica, resultando na deposição dos sedimentos do Grupo Conselheiro Mata.

Associado a um período de fragmentação de um suposto continente "Proto-Pangea" no início do Neoproterozóico, um segundo período de grande extensão crustal afetou a região por volta dos 900 milhões de anos. O chamado "*Rift* Araçuaí" teve taxas de extensão mais importantes para leste, caracterizadas pela deposição de sedimentos glaciais litorâneos e turbiditos de plataforma do Grupo Macaúbas. Ainda mais para leste, sedimentos marinhos e máficas/ultramáficas associadas (incluídas na Formação Salinas) testemunhariam o início do desenvolvimento de verdadeira crosta oceânica (*e.g.* Pedrosa-Soares *et al*., 1992). Uma compressão brasiliana (com idades entre os 650 e os 550 milhões de anos para a fase tectônica principal) estrutura a Faixa Araçuaí, sendo responsável pelo fechamento das bacias do Neoproterozóico e do Mesoproterozóico.

A presença de enxames de diques de basaltos de afinidade alcalina, cortando todas as unidades estratigráficas regionais, caracteriza um novo e último evento tectônico que afetou a borda oriental do Craton São Francisco, entre 190 e 170 milhões de anos.

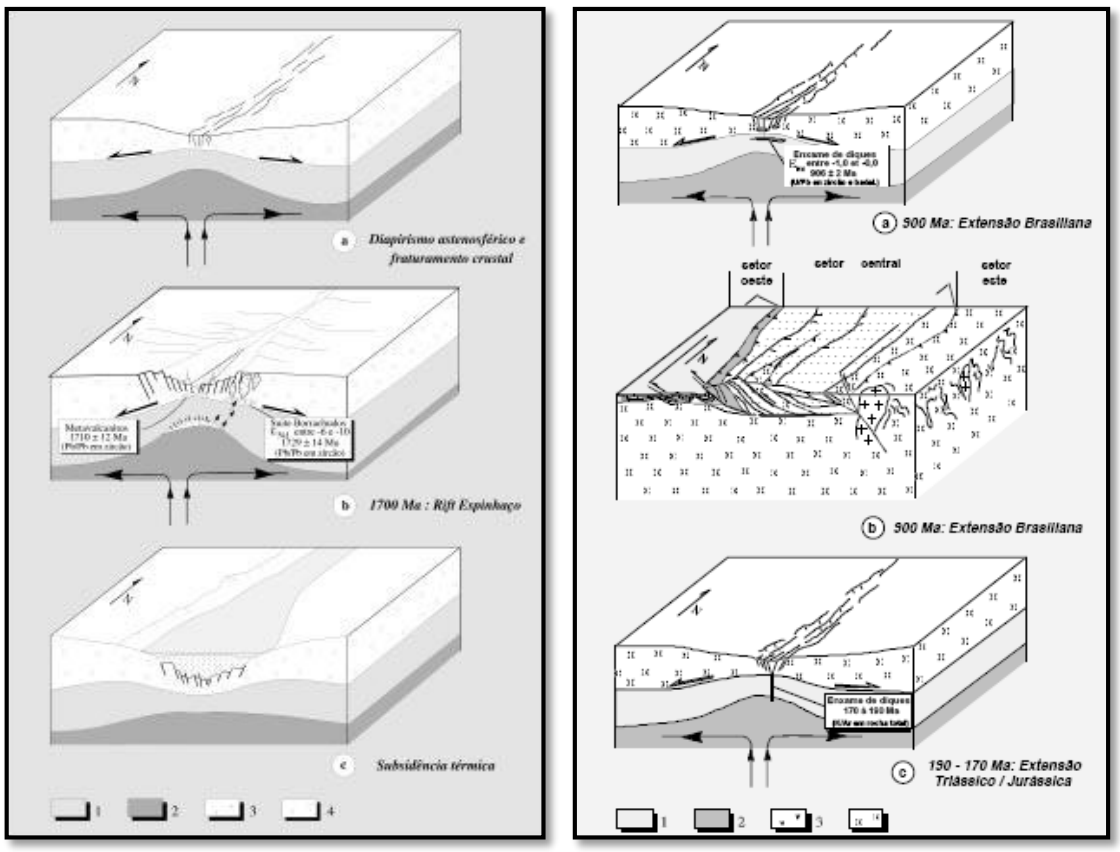


Figura 2.4.1*: Representação esquemática da evolução geodinâmica do Espinhaço Meridional. (1) Litosfera; (2) Astenosfera; (3) Zona de fusão parcial e (4) Crosta (Dussin & Dussin, 1995).*

Uhlein *et al.* (1995) reafirmam a fundamental importância do Ciclo Brasiliano na estruturação geológica do país, com o Supergrupo Espinhaço representando um *rift* ensiálico do Mesoproterozóico tectonizado durante a Orogênese Brasiliana. Para os autores, a "Seqüência Inferior" (formações São João da Chapada, Sopa-Brumadinho e, provavelmente, Bandeirinha) teria se depositado em bacia na forma de semi-*graben* ou *graben* assimétrico, durante uma fase de forte tectonismo sin-sedimentar, inclusive com vulcanismo associado. A "Seqüência Média" (Formação Galho do Miguel) se relacionaria com fase de quiescência tectônica e de alargamento do sítio deposicional, seguida por uma fase de calmaria tectônica da bacia, marcada apenas por subsidência térmica e flexural, com deposição dos sedimentos do Grupo Conselheiro Mata.

Entre 1100 e 900 milhões de anos, um tectonismo extensional teria sido responsável pela geração de um enorme *rift* na margem sudeste do futuro Cráton São Francisco, o qual, localmente, evoluiria para formação de crosta. Entre 900 e 700 milhões de anos preenchem o *rift* os sedimentos incluídos na Formação Jequitaí e no Grupo Macaúbas, pelo menos em parte de origem glacial. A continuidade da sedimentação (localizada na cunha mioclinal), posterior a glaciação seria representada pelas rochas do Grupo Bambuí (entre os 800 e os 600 milhões de anos).

A chamada “Fase Orogenética Brasiliana” teria sido a responsável pela inversão da Faixa Araçuaí dentro do intervalo entre 650 e 550 milhões de anos. Segundo Uhlein *et al*. (1995), a Serra do Espinhaço, inserida no domínio externo da Faixa Araçuaí, tem sua tectogênese associada ao Ciclo Brasiliano. A coincidência entre o quadro estrutural do Supergrupo Espinhaço e aqueles dos grupos Macaúbas e Bambuí é considerada pelos autores como prova mais do que suficiente para limitar o tectonismo do primeiro apenas ao Brasiliano, descartando portando qualquer evento compressivo Mesoproterozóico na região.

Knauer (1999, 2007) generaliza a evolução do Supergrupo Espinhaço em duas grandes linhas: (1) *rift* original abortado, com toda a deformação de idade brasiliana (*e.g.* Dussin & Dussin, 1995; Uhlein *et al*., 1995) e (2) *rift* evoluído para margem passiva, com fechamento nos tempos finais do Uruaçuano (*e.g.* Pflug *et al*., 1980; Almeida-Abreu, 1995; Knauer, 1990), ressaltando que para esta última hipótese faz-se necessário que as seqüências da região do Serro (formações Serra do Sapo e Jacém e Suíte Ultramáfica de Alvorada de Minas) pertençam ao Supergrupo Espinhaço.

Visto que os dados geocronológicos existentes não indicam a atuação de um evento tectônico de idade Uruaçuana na região, Knauer (2007) sugere a utilização de modelos mais conservadores, com a evolução abortada antes do desenvolvimento de margem passiva no Mesoproterozóico.

Os metassedimentos que compõem as porções mais basais do Grupo Costa Sena (principalmente da Formação Barão do Guaicuí) têm deposição posterior à intrusão dos “granitos de Gouveia”. Knauer (*op.cit.*) sugere para essas rochas deposição em ambiente continental a marinho raso, com possível desenvolvimento, local, de evaporitos.

Concomitante ao magmatismo ácido calcialcalino (com idades U-Pb de cerca de 2,05 Ga) que pode ser resultante de processos compressivos relacionados ao Evento Transamazônico, desenvolve-se um novo ambiente deposicional continental (abrangendo sítios fluviais até marinhos rasos com retrabalhamento eólico) caracterizado pelos metassedimentos da Formação Bandeirinha.

A “Bacia Espinhaço” tem seu desenvolvimento a partir da evolução de um evento extensional (por volta de 1,8 Ga) que teria aproveitado as linhas de fraqueza herdadas do Evento Transamazônico. Os metassedimentos basais do Supergrupo Espinhaço na sua região Meridional, dadas suas características predominantemente continentais, podem ser caracterizados como pertencentes à fase *rift* do desenvolvimento da bacia.

Durante a deposição da Formação São João da Chapada instalam-se condições que originam extensos e espessos derrames basálticos de características toleiíticas até transicionais e alcalinas, particularmente importantes na região de Diamantina, onde estiveram em exposição sub-área originando, após os processos de intemperismo e metamorfismo, os filitos hematíticos e rochas contendo cloritóide.

A presença de xistos verdes e filitos hematíticos na forma de corpos concordantes e discordantes nos litotipos da Formação Sopa-Brumadinho, além da possibilidade de parte dessas rochas corresponderem às fontes originais dos diamantes na região, leva Knauer (2007) a acreditar que as duas unidades basais da região central da Serra do Espinhaço não correspondam à deposição em um típico ambiente de *rift*, e sim a uma estrutura continental sem adelgaçamento importante de crosta.

Para oeste a bacia é recoberta pelos sedimentos eólicos da Formação Galho do Miguel, e mais tarde, ainda mais para oeste, como resultado de subsidência termal localizada, desenvolve-se a bacia interior responsável pelos sedimentos do Grupo Conselheiro Mata.

3 – A Quantificação da Deformação

A deformação ou *strain* pode ser definida como a mudança na posição, forma e volume de um corpo rochoso devido à ação da aplicação de um campo de esforços dirigidos ou tectônicos (Fiori, 1997).

A análise da deformação trata essencialmente da descrição geométrica do estado deformado de um objeto ou de um corpo rochoso, e a quantidade de deformação é definida por comparação dos seus estados deformados com os indeformados.

3.1 – OS MÉTODOS DE QUANTIFICAÇÃO

De acordo com Fiori (1997), a forma final de seixos, em rochas deformadas, é o resultado da superposição de pelo menos um elipsóide de deformação sobre a forma elipsoidal inicial dos seixos. Assim, para determinar a deformação de um seixo, é necessário, antes de qualquer coisa, conhecer sua forma original, o que geralmente não é possível.

Um grande número de técnicas de quantificação (e/ou análise) da deformação, a maioria baseada nos conceitos iniciais propostos por Ramsay (1967), Robin (1977); Sanderson (1977) e Fry (1979) tem sido proposto nas últimas décadas (*e.g.*, Harvey & Laxton, 1980; Lloyd, 1983; Erslev, 1988; Erslev & Ge, 1990; McNaught, 1994; Launeau & Robin, 1996; Mulchrone, 2002; Mulchrone *et al.*, 2003; González-Casado *et al.*, 2003; Mulchrone, 2005a; Yamaji, 2005; Horsman & Tikoff, 2007; Shan *et al.*, *in press*, manuscrito aceito) sendo testadas e discutidas nos anos seguintes (Borradaile & Poulsen, 1981; De Paor, 1986; Onasch, 1990; Wu & Groshong, 1991; Onasch & Dunne, 1993; Fletcher & Bartley, 1994; Fry, 1999; Harrison & Onasch, 2000; McNaught, 2002; Mulchrone & Choudhury, 2004; Launeau & Robin, 2005; Mulchrone, 2005b; Wynn & Stewart, 2005; Choudhury & Mulchrone, 2006; entre outros). Todos os métodos exigem a presença de "marcadores de deformação", cujas relações de forma, arranjo e posicionamento permitem quantificar as mudanças de um corpo rochoso quando sujeito à esforços tectônicos.

O caráter heterogêneo da deformação, em diferentes escalas, também tem sido objeto de diversas discussões como pode ser verificado em Oertel (1981), Siddans (1983), Goldstein *et al*. (1995), Koyi *et al*. (2003) e Jones *et al*. (2005) dentre outros.

Na análise aqui apresentada, foram considerados sete métodos: o método Rf/ϕ (Ramsay, 1967; Ramsay & Huber, 1983; Marshak & Mitra, 1988) e uma de suas variações disponível no programa "SPO2003"; o método da Projeção (Panozzo, 1987; Marshak & Mitra, 1988); o método do Intercepto (Launeau & Robin, 1996); o método da Orientação Preferencial das Formas (Launeau & Robin, 1996); o método desenvolvido por Fry (1979), incluindo uma de suas variações propostas em Tolson (1995, *in* Knauer, 1999); o método do Centro-a-Centro (Ramsay & Huber, 1983) e a adaptação do método dos mínimos quadrados apresentada por Dayan (1986).

3.1.1 – O MÉTODO RF/ϕ

O método Rf/ϕ (*e.g.* Ramsay & Huber, 1983) assume, como princípio, que os objetos elipsoidais observados são deformados em conjunto (e na mesma proporção) com a matriz que os envolve.

Para sua aplicação, são medidas as razões entre os eixos maior e menor de vários objetos (Rf) e a sua orientação relativa (ϕ), as quais são dependentes não apenas do *strain*, mas também da sua orientação original (θ) e das razões axiais originais (Ri). Normalmente estes dois últimos parâmetros são desconhecidos, sendo determinados estatisticamente através da aplicação do método original ou de suas modificações posteriores.

O procedimento sugerido por Fiori (1997) pode ser resumido em:

(1) Dispondo-se de uma fotografia do afloramento ou de um corte artificial da rocha, desenha-se uma linha qualquer de referência sobre o plano a ser analisado e mede-se o ângulo ϕ_f, entre essa linha e o eixo maior de cada seixo, e o tamanho dos dois eixos, obtendo-se valor de R_f.

(2) Os valores obtidos devem ser plotados em um gráfico de R_f contra ϕ_f, com os diversos pontos situando-se sobre ou em torno de uma curva simétrica com relação a uma linha com um determinado valor de ϕ_f.

(3) Em seguida os valores de R_f máximos e mínimos são lidos ao longo da linha ϕ_f, obtendo-se os valores de *Rs* (razão de deformação) e *Ri* (ou R_0) através das equações:

$$Rf_{\max} = Rs \,.\, Ri_{max}$$

$$Rf_{min} = \frac{Rs}{Ri_{max}}$$

A variação na orientação dos eixos maiores dos objetos deformados é denominada ângulo de flutuação (Δ). Ramsay (1967) apresenta uma expressão que descreve a relação existente entre o ângulo de flutuação máximo, a razão da deformação e a razão inicial dos objetos:

$$\Delta = \tan^{-1}\left\{\frac{[\mathrm{R_s}(\mathrm{R_0^2}-1)]}{\sqrt{(\mathrm{R_0^2R_s^2}-1)(\mathrm{R_s^2}-\mathrm{R_0^2})}}\right\}$$

3.1.2 – O MÉTODO DA PROJEÇÃO (MÉTODO PANOZZO)

O chamado método da Projeção (ou método Panozzo), proposto por Panozzo (1987), parte do princípio da distribuição inicial homogênea e caótica de linhas ou lineações em amostras não deformadas. Traçando-se sucessivas retas de mesmo comprimento e de diferentes direções, estas seccionariam aproximadamente o mesmo número de linhas ou lineações da amostra considerada dentro de uma variação estatística esperada. Após a deformação, o número de interseções por unidade de comprimento permanece igual em cada uma das retas, entretanto, a densidade de pontos, ou o número de interseções por unidade de comprimento muda, ou seja, nas direções de encurtamento, as retas ficam menores e a densidade aumenta, já nas direções de extensão, as retas ficam maiores e a densidade de interseções diminui. O procedimento sugerido por Fiori (1997) é resumido em:

(a) Desenha-se na superfície a ser analisada uma linha de referência (x') com definição de um ponto central (C);

(b) Conta-se o número de interseções com uma série de retas paralelas progressivamente rotacionadas (em sentido anti-horário) de 10 em 10° (α');

(c) Plota-se o número de interseções (n') contra o angulo α';

(d) Interpola-se a curva unindo estes pontos, o que permite a imediata visualização de seus valores máximo (n'α'max) e mínimo (n'α'min), que fornecem a razão (R) de deformação através da equação R=n'α'max / n'α'min. A orientação do eixo maior da elipse obtida é dada pelo valor mínimo.

3.1.3 – OS MÉTODOS DO INTERCEPTO E DA ORIENTAÇÃO PREFERENCIAL DAS FORMAS

O método do intercepto, desenvolvido por Launeau & Robin (1996), é uma poderosa ferramenta para a análise numérica de *fabric*. Em aplicações geológicas pode ser utilizado quando um conjunto de objetos (por exemplo, grãos ou agregados de um mineral específico, lineamentos, etc.) possui características únicas que podem ser identificadas em uma imagem. O método do intercepto analisa a orientação da distribuição de objetos, e não a sua forma.

Diferentemente de implementações de outros métodos para imagens digitais, esse método pode ser aplicado em qualquer número de direções; os efeitos da anisotropia intrínseca ao *pixel* são eliminados pela utilização de um filtro unidimensional de suavização ao longo das linhas de teste. Cada fase é representada em uma imagem por tons de cinza. As medidas são realizadas automaticamente em cada imagem, não sendo necessário traçar objetos ou linhas.

As principais contribuições podem ser resumidas da seguinte maneira:

Rosetas: o método produz facilmente várias rosetas as quais podem servir como várias representações convenientes da anisotropia do *fabric*, sua intensidade, orientação e simetria:

(1) Roseta de contagem de interceptos

(2) Roseta da média dos comprimentos dos interceptos

Representação da série de Fourier: Hilliard (1962, *in* Launeau & Robin, 1996) sugeriu que a representação de rosetas de contagem pela série de Fourier fornece um método matematicamente elegante de extração de uma roseta de direções.

Análise da deformação: desde que as suposições da isotropia inicial e deformação passiva dos objetos sejam satisfeitas, a deformação de seções é dada pela roseta da média dos comprimentos dos interceptos. A validade das suposições pode ser testada objetivamente pelo exame de valores relativos e direções dos componentes de Fourier.

Análise de fabric: quando nenhuma deformação real pode ser extraída dos dados, a roseta de direções permite a análise da simetria de seções de *fabrics*. A orientação preferencial de diferentes minerais pode ser medida pela análise de sub-*fabrics* e sua obliqüidade.

O método da orientação preferencial das formas (SPO), aplicado através programa "SPO2003", analisa o centro de gravidade dos objetos, o qual corresponde aos valores médios das coordenadas *x* e *y*. O tensor inércia é obtido pela média ao quadrado das distâncias ao centro de gravidade ao longo das direções x e y.

Já o ângulo de orientação do eixo maior (α), os eixos maior e menor e a razão entre estes (r) são dados pelos autovetores e autovalores do tensor inércia, simplificados na figura 3.1.

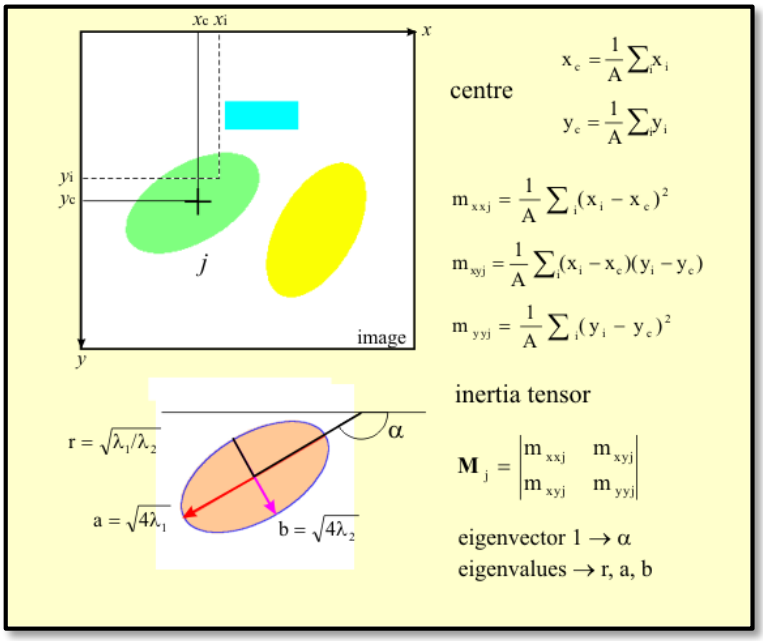


***Figura 3.1**: Relações matemáticas para análise do tensor inércia em um único grão. Fonte: [http:// www.sciences.univ-nantes.fr/geol/ UMR6112/SPO/](http://www.sciences.univ-nantes.fr/geol/ UMR6112/SPO/), último acesso em 03/07/2007.*

Na análise dos objetos de uma imagem são calculadas: (1) a forma média proporcional a área de superfície dos objetos, a qual equivale ao tensor inércia (M_T); (2) a média dos tensores inércia divididos por sua área de superfície (SPO/A) e (3) a forma média inversamente

proporcional à área de superfície dos objetos, a qual corresponde à média do tensor elipse (M_E ou SPO/E). Cada forma média é apresentada em um "empilhamento" de objetos, todos centrados pelos respectivos centros de gravidade (Figura 3.2).

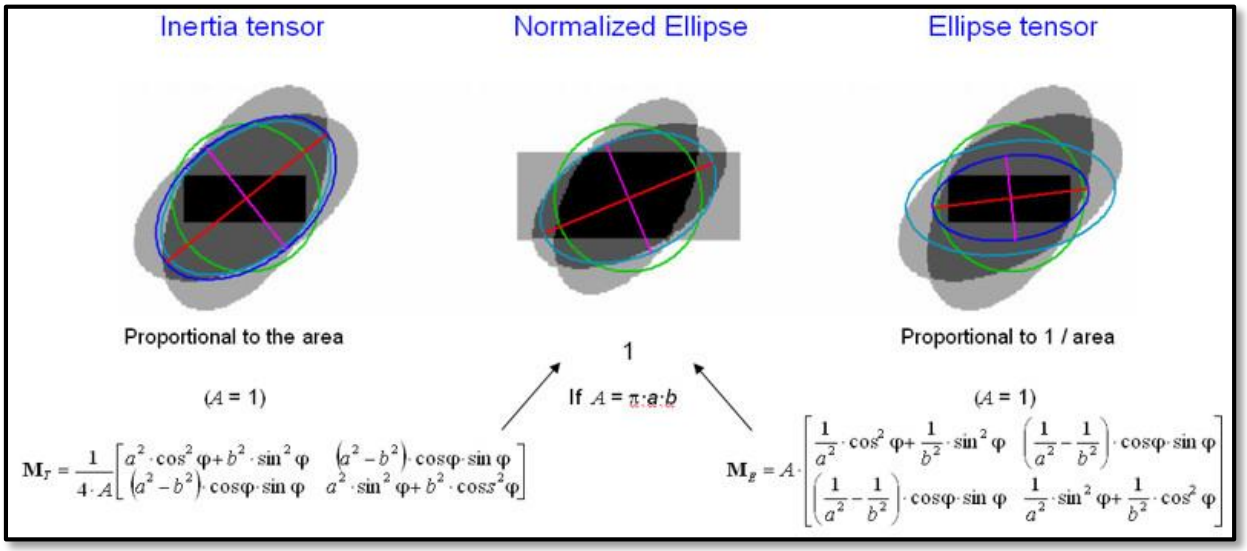


***Figura 3.2**: Relações matemáticas para análise dos tensores inércia e elipse, além da obtenção da elipse normalizada. Fonte: [http:// www.sciences.univ-nantes.fr/geol/ UMR6112/SPO/](http://www.sciences.univ-nantes.fr/geol/UMR6112/SPO/), último acesso em 03/07/2007.*

3.1.4 – O MÉTODO FRY

O método desenvolvido por Fry (1979) fornece uma rápida solução para a determinação da elipse de deformação, sendo facilmente aplicável a rochas ígneas equigranulares. Este método assume por princípio que as partículas consideradas têm distribuição uniforme antes dos eventos de deformação. Assim, as distâncias entre os centros, independentemente da direção considerada, seriam aproximadamente as mesmas, com a deformação tectônica sendo marcada por uma modificação nestas distâncias, com seu aumento no campo extensional e sua redução no campo contracional.

Tendo-se uma série de partículas estatística e uniformemente distribuídas no estado indeformado, o procedimento prático para a determinação da elipse de deformação, no estado deformado é o seguinte (Fiori, 1997):

1) Marcar o centro de todas as partículas sobre a amostra a ser analisada (por exemplo, fotografia, lâmina delgada, etc.) e numerar esses pontos;

2) Colocar um papel transparente sobre a foto e marcar um ponto de referência no centro do papel;

3) Colocar esse ponto de referência sobre o ponto número 1 e anotar a posição de todos os outros pontos (2, 3, 4, etc.) sobre o papel transparente;

4) Deslocar o *overlay*, mantendo, porém, um azimute constante, de modo que o ponto de referência se sobreponha ao ponto 2. Anotar a posição de todos os outros pontos (1, 3, 4, etc.) sobre o *overlay*;

5) Repetir o procedimento para todos os outros pontos. No final, obtém-se uma distribuição não homogênea de pontos.

Ao término da operação acima descrita, formar-se-á em torno do ponto de referência uma área com uma baixa concentração de pontos, limitada por uma franja de alta concentração, e que poderá ter uma forma circular (indicando que a rocha não sofreu deformação) ou elíptica (mostrando que a rocha foi deformada).

O método Fry é extremamente simples e relativamente rápido, podendo ser empregado em rochas que sofreram pressão de solução ao longo dos contatos entre grãos. Contudo, são necessários pelo menos 25 pontos, preferencialmente muitos mais, para produzir uma elipse razoável. Um grande problema está representado (já discutido, entre outros, por Lisle, 1994) pela definição do limite a ser considerado, se no início, no meio ou no fim desta franja de alta concentração dos pontos.

Uma das modificações propostas do método considera as observações feitas por De Paor (1989, *in* Knauer, 1999) a respeito dos problemas inerentes à seleção da melhor elipse nas rochas deformadas. De acordo com Tolson (1995, *in* Knauer, 1999), a análise da deformação através do método Fry é subjetiva nos casos em que a razão dos eixos das elipses é menor do que 1,5 ou quando há uma má distribuição original dos grãos nos protólitos não deformados. Uma possível correção para estes problemas é a quantificação da densidade dos pontos do diagrama de Fry original através de curvas de isodensidade, a partir das quais são calculadas as melhores elipses, que são, então, construídas utilizando valores e vetores próprios do tensor dos pontos ao longo do contorno.

3.1.5 – MÉTODO DO CENTRO-A-CENTRO

Este método, discutido detalhadamente por Ramsay & Huber (1983), baseia-se no fato de que as distâncias entre os centros de partículas arranjadas ao acaso são sistematicamente alteradas durante a deformação, havendo uma maior separação dos centros em uma direção paralela ao eixo *X* e uma maior aproximação paralelamente ao eixo *Z* do elipsóide. A razão entre as distâncias máxima (*d* max) e mínima (*d* min) medidas é igual à razão de deformação *Rs*, onde $R_s = \frac{d_{max}}{d_{min}}$.

O método do Centro-a-Centro leva em conta apenas as distâncias entre centros próximos, devendo-se usar a distância de um centro a outro, sem cruzar nenhuma outra partícula.

Para facilitar a determinação da razão de deformação (*Rs*) utiliza-se um gráfico onde são plotadas as distâncias (*d*) entre os centros adjacentes, no eixo das ordenadas, e a orientação das linhas que unem os centros em relação a uma linha de referência qualquer (ângulo α), no eixo das abscissas. Os valores plotados mostrarão um mínimo e um máximo (m_1 e m_2, respectivamente) paras as distâncias que serão utilizadas para o cálculo de *Rs*. A orientação da elipse é dada pelos dois valores de α_z e α_x correspondentes aos valores mínimo e máximo (Fiori, 1997).

A curva que melhor se adapta à distribuição de pontos pode ser determinada calculando-se os valores médios de *d* em intervalos regulares (por exemplo, de 10 em 10 graus) que são lançados no gráfico como pequenos círculos, interpolando-se a curva por esses pontos médios.

3.1.6 – ADAPTAÇÃO DE DAYAN DO MÉTODO DOS MÍNIMOS QUADRADOS

No Brasil, podem-se citar as duas técnicas desenvolvidas por Dayan (1986), derivadas do método dos mínimos quadrados (Hossain, 1979 *in* Ramsay & Huber (1983). Estas técnicas podem ser utilizadas para a estimativa da deformação bidimensional em dois casos possíveis:

(1) na situação onde é assumido que o eixo x do elipsóide de deformação finita é conhecido e

(2) para os casos nos quais esta suposição não pode ser feita, onde se faz necessário não apenas estimar a razão axial da elipse de deformação, como também sua orientação.

O primeiro método parte da mesma equação fundamental utilizada por Hossain (1979 *in* Ramsay & Huber, 1983) e proposta por Ramsay (1967) que relaciona a extensão quadrática λ' ao ângulo que ela faz com o eixo das coordenadas no estado indeformado:

$$\lambda' = \lambda'_1 \cos^2\theta' + \lambda'_2 \sin^2\theta'$$

onde λ'_1 e λ'_2 representam as extensões quadráticas dos eixos principais de uma elipse desconhecida e θ' o ângulo da linha estendida (magnitude $\sqrt{\lambda}$) medido relativo à direção principal conhecida λ_1.

A segunda técnica não assume conhecimento prévio da posição dos eixos principais da elipse de deformação, a qual pode ser representada pela seguinte forma simplificada:

$$Ax^2 + 2Dxy + By^2 = 1$$

Após uma série de manipulações matemáticas, obtêm-se as seguintes relações:

$$\lambda'_1 = A \cos^2\phi' + B \sin^2\phi' + D \sin 2\phi'$$

$$\lambda'_2 = A \sin^2\phi' + B \cos^2\phi' - D \sin 2\phi'$$

as quais permitem medir os semi-eixos, $\sqrt{\lambda_1}$ e $\sqrt{\lambda_2}$, de uma elipse desconhecida. O ângulo ϕ' representa o ângulo entre a nova elipse encontrada e a linha de referência escolhida (datum), enquanto a razão de deformação R ou a elipticidade da elipse de deformação é dada por:

$$R = \sqrt{\frac{\lambda'_2}{\lambda'_1}}$$

4 – A Quantificação da Deformação em Amostras Experimentais

Dentre as dezenas de técnicas de quantificação da deformação propostas nas últimas décadas, os métodos Rf/ϕ (Ramsay, 1967; Ramsay & Huber, 1983; Marshak & Mitra, 1988); Panozzo (Panozzo, 1987; Marshak & Mitra, 1988); os métodos do intercepto, da orientação preferencial dos grãos e uma variação do método Rf/ϕ (Launeau & Robin, 1996); o método desenvolvido por Fry (1979), utilizando dois diferentes programas e a variação proposta em Tolson (1995, *in* Knauer, 1999) esta última aqui denominada FryM; o método do Centro-a-Centro (Ramsay & Huber, 1983) e a adaptação do método dos mínimos quadrados apresentada por Dayan (1986), foram escolhidos para serem aplicados em 31 figuras (Figura 4.1), selecionadas, pelo menos inicialmente, de forma aleatória.

Essas figuras foram submetidas à deformação por cisalhamento simples em intervalos regulares, sendo que em cada um destes intervalos, os métodos de quantificação da deformação acima citados foram aplicados.

Os resultados obtidos através dessas análises viabilizaram a determinação de parâmetros tais como *Rs* (razão final da deformação), R_0 (razão inicial dos objetos) e grau de arredondamento das formas. No caso de *Rs*, os valores alcançados foram comparados com àqueles originados pelo cálculo da média aritmética (RfMA), média harmônica (RfMH) obtidos pelo método Rf/ϕ tradicional e com os resultados esperados de *Rs* para a deformação de um conjunto de círculos, tendo em vista as assertivas assumidas quando da aplicação de algumas técnicas de quantificação da deformação e impassíveis de serem verificadas em campo ou nas amostras de quartzitos analisadas.

Ademais, procurou-se estabelecer uma relação entre os gráficos obtidos por estas diferentes técnicas e a forma dos objetos ou a distribuição destes, visando um emprego mais adequado dessas técnicas na análise da deformação das variadas amostras de quartzitos coletadas na região abrangida pela Folha Diamantina (escala 1:100.000) em diferentes situações estruturais e contextos estratigráficos.

Desse modo, todos os gráficos obtidos, tanto aqueles comparativos das técnicas quanto das razões iniciais e finais dos objetos, podem ser visualizados ao longo do texto, com as tabelas correspondentes encontrando-se disponíveis no Anexo I (Tabelas A1.1 e A1.2).

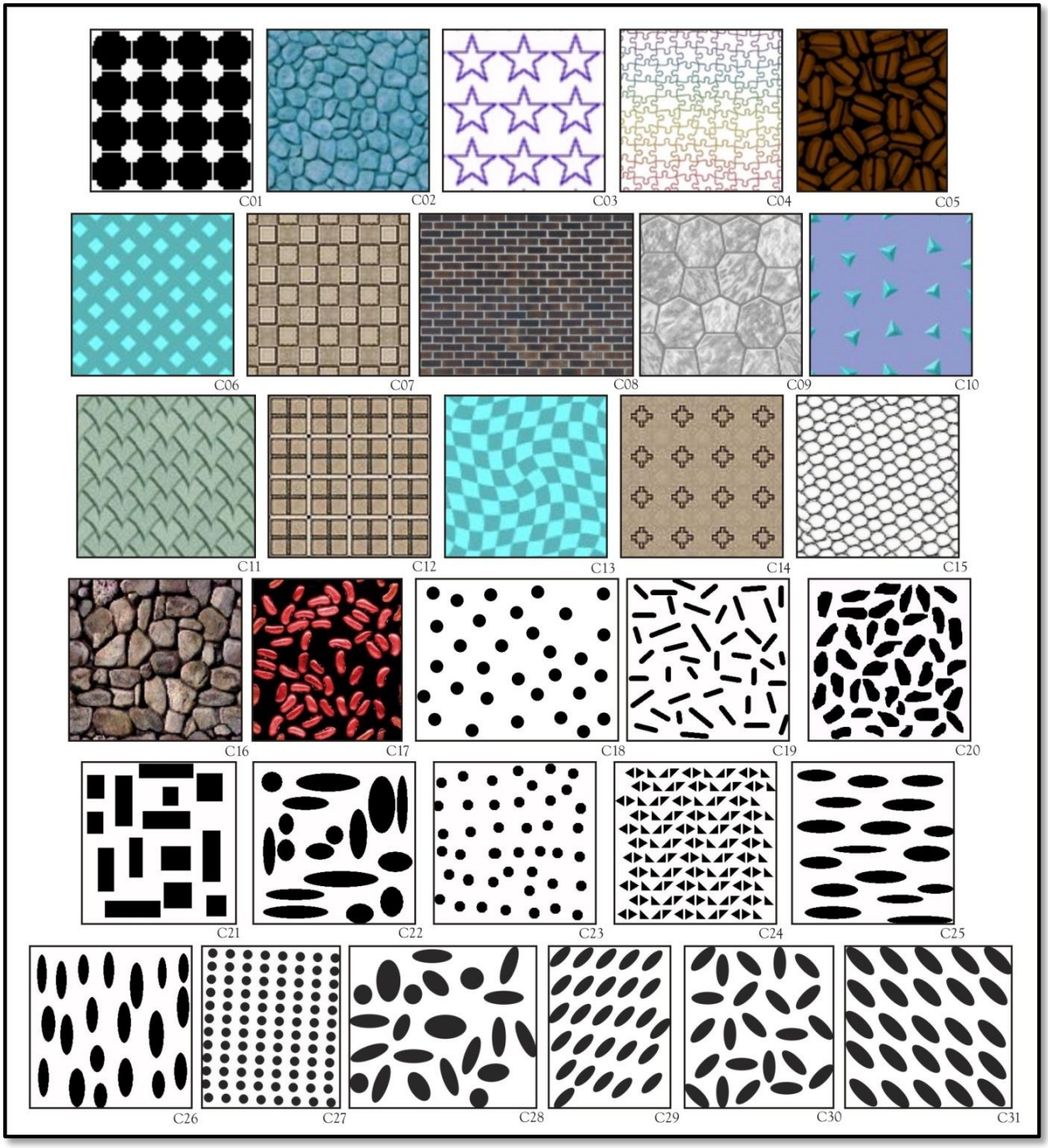


***Figura 4.1**: Figuras C01 a C31 (da esquerda para a direita, de cima para baixo) utilizadas para comparação das diferentes técnicas de quantificação da deformação.*

4.1– O TRATAMENTO DAS FIGURAS

As figuras C01 a C31 utilizadas para a quantificação experimental da deformação, quando não geradas, foram editadas nos programas gráficos "PaintShop Pro", versão 02 e "CorelDraw", versão 12, de tal forma que fosse possível definir uma matriz e grãos.

Ainda utilizando-se esses mesmos programas gráficos, cada figura foi deformada por cisalhamento simples com o ângulo de cisalhamento (ψ) variando de 5 a 45º, em intervalos de 5º, tal como mostrado nas figuras 4.2 e 4.3a, b.

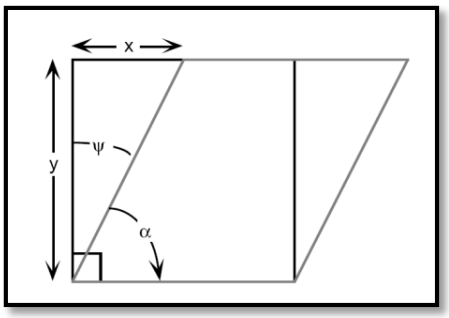
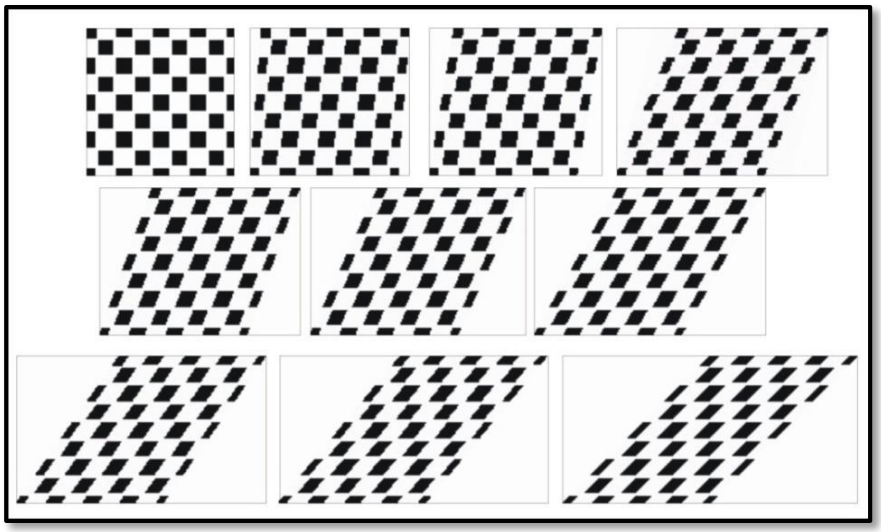
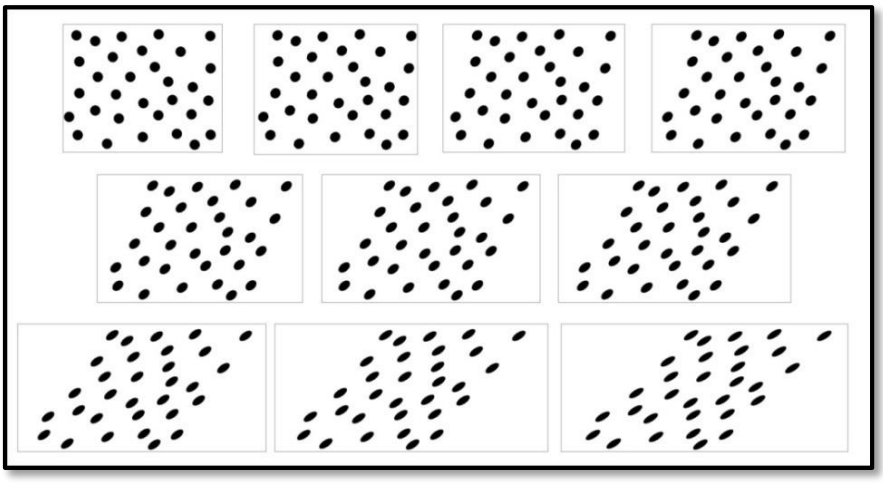


Figura 4.2: *Deformação por cisalhamento simples, ψ = cisalhamento angular.*



(a)



(b)

Figura 4.3: *Deformação por cisalhamento simples com ψ variando de 0 a 45º, da esquerda para a direita, de cima para baixo (a) figura C07 e (b) figura C18.*

As imagens assim obtidas foram exportadas para o programa "ImageTool", um analisador de imagens, o qual definiu objetos, sua orientação, seus tamanhos, relações axiais e

grau de arredondamento, entre outros atributos. Os dados gerados foram transportados para o programa "Microsoft Excel" produzindo planilhas e gráficos adequados para a aplicação do Método Rf/ϕ e de todos os parâmetros dele decorrentes.

Para a obtenção dos dados através dos métodos Fry e FryM, assim como para a construção dos diagramas correspondentes, foram utilizados os programas "Fabric7" (para a determinação via apenas Método Fry, aqui denominado Fry(F7)) e "NewFry 1.2" (para ambos os métodos). As amostras utilizadas em ambos os programas foram preparadas semelhantemente a anterior, com a diferença que em cada *overlay* foram determinados os centros dos grãos, definindo pontos que posteriormente plotados e tratados dentro dos programas, forneceram as nuvens de pontos necessárias para a interpretação através de Fry e, com a utilização do programa "NewFry 1.2" as próprias elipses calculadas via FryM.

A aquisição dos dados através dos métodos Panozzo e Centro-a-Centro foi realizada empregando-se o programa "Fabric7" (disponível em http://www.geolsoft. com). As amostras utilizadas neste programa correspondem àquelas preparadas para a aplicação dos métodos Fry e FryM, que tratadas no programa Fabric7, produziram os parâmetros e gráficos apropriados.

Os dados para a determinação através dos métodos do intercepto, da orientação preferencial dos grãos e uma variação do método Rf/ϕ foram obtidos utilizando-se dois programas ("SPO2003" e "Intercepts2003") disponíveis em http://www.sciences.univ-nantes.fr/geol/UMR6112. De maneira análoga ao método Panozzo, as amostras aqui utilizadas equivalem às empregadas nos métodos Fry e FryM.

Para a análise através da técnica dos mínimos quadrados empregou-se o programa "FITELI", o qual necessita da entrada manual dos valores correspondentes aos eixos maior e menor de cada objeto, assim como do ângulo ϕ de cada um, retornando os valores do *strain* e do ângulo ϕ apropriado.

Dada a delonga na aplicação dos métodos Panozzo, Fry tradicional, FryM e da técnica dos mínimos quadrados, estes foram aplicados apenas em algumas amostras isoladas.

Desta forma o método Panozzo foi empregado nas figuras C07, C10, C12, C18, C21, C22, C25, C26, C28, C29, C30 e C31; os métodos Fry tradicional e a modificação proposta em Tolson (1995, *in* Knauer, 1999), com suas aproximações inicial (FryM–i) e final (FryM-f) foram aplicados nas figuras C03, C06, C07, C10, C12, C13, C14, C17, C18, C19, C20, C21, C22, C25, C26, C27, C28, C29, C30 e C31, enquanto a adaptação do método dos mínimos quadrados apresentada por Dayan (1986) ficou restrita às figuras C26, C27, C28, C29, C30 e C31.

Todos os dados obtidos com a aplicação dessas diferentes técnicas foram transportados para o programa "Microsoft Excel", gerando planilhas e gráficos adequados para a análise comparativa e determinação dos parâmetros deles originados.

4.2 – A MAGNITUDE TEÓRICA DA DEFORMAÇÃO

Quando um corpo é deformado por cisalhamento simples, ocorre uma mudança na configuração relativa das partículas do corpo. Para descrever essas mudanças, pode-se imaginar um corpo no estado indeformado, com um círculo e um quadrado inscritos sobre si. No estado deformado, considerando-se uma deformação homogênea, o quadrado transforma-se em um paralelogramo e o círculo em uma elipse. A deformação pode ser definida através da comparação da forma e tamanho da elipse com a forma e o tamanho do círculo original (Fiori, 1997).

Sabendo-se que a relação entre o ângulo de cisalhamento ψ e o cisalhamento linear (γ) é:

$$\boldsymbol{\gamma} = \text{tg}\,\psi \;=\; S_1 - S_3$$

onde S_1 e S_3 correspondem, respectivamente, às magnitudes principais de extensão e encurtamento e que

$$\boldsymbol{S_1} = \sqrt{R_s}$$

$$\boldsymbol{S_3} = \frac{1}{\sqrt{R_s}}$$

pode-se reescrever:

$$\boldsymbol{\gamma} = \sqrt{R_s} - \frac{1}{\sqrt{R_s}}$$

Possibilitando assim, determinar a razão da deformação esperada (*Rs*) com relação ao ângulo de cisalhamento ψ aplicado nas figuras. Uma discussão detalhada para a obtenção desses parâmetros pode ser encontrada em Ragan (1985).

Diante disso, os valores teóricos assim obtidos de *Rs* em função do ângulo de cisalhamento (ψ) estão apresentados na Tabela 4.1, podendo ser comparados àqueles determinados via Rf/ϕ tradicional (com $R_s = \sqrt{R_{min}.R_{max}}$) para a deformação de um conjunto de círculos distribuídos de forma aproximadamente homogênea que compõem a figura C27.

***Tabela 4.1**: Valores das razões finais de deformação (Rs) em função do ângulo de cisalhamento (ψ).*

Ângulo de cisalhamento (ψ)	***Rs* (teórico)**	***Rs* (C27)**
0	1,00	1,03
5º	1,09	1,10
10º	1,19	1,21
15º	1,31	1,35
20º	1,44	1,48
25º	1,59	1,62
30º	1,77	1,82
35º	1,99	2,06
40º	2,26	2,35
45º	2,62	2,71
50º	3,10	3,23
55º	3,77	4,00
60º	4,79	5,06
65º	6,44	6,78
70º	9,44	10,63
75º	15,87	18,60

4.3 – RESULTADOS OBTIDOS

Nos gráficos de dispersão das razões de deformação em função do ângulo de cisalhamento empregado, obtidos pela aplicação das variadas técnicas de quantificação nas figuras C01 a C31, figuras 4.4, 4.5, 4.6 e 4.7, é possível observar, de uma maneira geral, que os valores de deformação mais consistentes (e quase sempre mais altos) correspondem àqueles determinados via método Rf/ϕ tradicional.

Uma mesma tendência de valores mais altos das razões da deformação, e similarmente consistentes, pode ser notada com o cálculo da média harmônica (MH), também determinados através de Rf/ϕ tradicional. Um comportamento "anômalo" destas razões pode ser observado nas figuras C05 (não há aumento da razão com o aumento do ângulo de cisalhamento), C08 (há

um decréscimo da razão entre os ângulos de cisalhamento de 5 e 30º) e C24 (novamente um decréscimo da razão entre os ângulos de 5 e 40º, voltando a crescer em 45º).

Os valores de deformação obtidos pela análise da orientação preferencial dos grãos (SPO) e de suas variações (SPO/A e SPO/E) são, quase sempre, coincidentes ou muito semelhantes. Algumas vezes (figuras C01, C03, C09, C13, C15, C17, C20, C22 e C23) é possível observar valores da razão SPO/A intermediários entre àqueles obtidos por SPO e SPO/E. Valores espelhados entre as técnicas SPO/A e SPO/E podem ser encontrados nos gráficos correspondentes às figuras C01 e C03.

Freqüentemente, os valores obtidos pela variação do método Rf/ϕ, fornecida pelo programa "SPO2003" e aqui designado Rf/ϕ (L&R), são coincidentes ou semelhantes àqueles determinados pelos métodos SPO, SPO/A e SPO/E. Valores de razões de deformação mais altos são encontrados nas figuras C06, C27 e C29, ao passo que nas figuras C03, C08, C26 e C31 as razões de deformação decrescem com o aumento do ângulo de cisalhamento. Já nas figuras C15, C23 e C25, notam-se valores de razões dispersos.

Assim como a técnica Rf/ϕ (L&R), os valores da razão de deformação determinados pelo método do Intercepto são semelhantes (um pouco inferiores) àqueles definidos pelas técnicas SPO, SPO/A e SPO/E. Razões sempre mais baixas, quase constantes, podem ser verificadas nas figuras C07, C08, C09, C10 e C19, ao passo que razões dispersas são encontradas nas figuras C02, C03, C04, C11 e C15.

Com freqüência, as razões obtidas pelo método Fry(F7) são equivalentes (ou possuem a mesma tendência) aos outros métodos aplicados, apresentando valores "anômalos" a partir do ângulo de cisalhamento de 35º nas figuras C06, C18 e C24. Razões de deformação com valores dispersos são encontrados nas figuras C02, C04, C05, C12, C13, C15, C16, C17, C19, C20 e C23, enquanto nas figuras C14, C21, C25 e C27 observam-se valores quase constantes de deformação, independente do ângulo de cisalhamento aplicado.

O método Fry tradicional apresenta resultados concordantes tanto com aqueles obtidos pelos demais métodos quanto aos determinados pelo método Fry(F7) – figuras C03, C06, C07, C10, C17, C18 e C23. Em três figuras (C12, C13, C19) os valores encontrados por esta técnica são maiores do que os obtidos pelas outras técnicas (com exceção dos valores de Rf/ϕ tradicional na figura C19). Razões de deformação baixas e/ou quase constantes foram obtidas para as figuras C14, C25 e C27. Uma similaridade com as demais técnicas quanto ao ângulo de inclinação da reta, mas com valores oscilantes, é encontrada nas figuras C20, C21, C23 e C26.

Dentre as técnicas aplicadas, os resultados obtidos com o método FryM (seja, na aproximação inicial – FryM-i, seja na final – FryM-f) correspondem aos mais inconsistentes, possuindo valores aproximadamente constantes com o aumento do ângulo de cisalhamento (figuras C03, C10, C12 (FryM-i), C14, C18, C19, C20, C21, C22, C25, C26, C27 (até o ângulo de 45º), C28 e C29, ou simplesmente oscilantes.

Com relativa freqüência, a técnica do Centro-a-Centro apresenta valores de deformação muito mais altos e/ou sem um padrão crescente das razões, do que aqueles determinados por todas as outras técnicas (figuras C01, C02, C04, C07, C09, C10, C14, C15 e C24). Uma correspondência aproximada, pelo menos em termos de tendência, entre os valores obtidos entre este e os demais métodos pode ser verificada nas figuras C06, C08, C11, C12, C13, C16, C17, C18, C19, C20, C22, C23, C26, C27 (a partir de $\psi = 30^{o}$), C28, C29 e C30.

As razões obtidas pela técnica Panozzo são, quase sempre, equivalentes (seja quanto aos valores obtidos, seja pela inclinação da reta que estes valores formam) àquelas obtidas principalmente via Rf/ϕ tradicional e média harmônica.

Por último, os resultados alcançados com a aplicação do método dos mínimos quadrados (aqui denominada "Dayan") são semelhantes àqueles fornecidos, principalmente, pelos métodos Rf/ϕ tradicional, MH e Panozzo.

Um parâmetro fornecido pelo programa "ImageTool" e aqui analisado, corresponde ao grau de arredondamento, determinado para cada figura à medida que alterava-se o ângulo de cisalhamento.

Nota-se, de uma maneira geral, uma propensão à redução do arredondamento dos objetos com o aumento da deformação submetida, o que pode ser visualizado por uma inclinação negativa das retas formadas por estes valores nas figuras 4.8 e 4.9

Algumas figuras, contudo fogem a esta tendência, apresentando valores muito oscilantes, na maior parte das vezes em decorrência da irregularidade da forma inicial (figuras C02, C04, C05, C06, C08, C26 e C27) ou então, aumento do grau de arredondamento à medida que aumenta, também, o ângulo de cisalhamento aplicado, como é o caso das figuras C07, C10, C14, C25 (a qual apresenta arredondamento aproximadamente constante com aumento do ângulo), C28 (arredondamento começa a decrescer a partir do ângulo de 30º) e C31, sendo o resultado nesta última já esperado, dada a orientação inicial dos objetos.

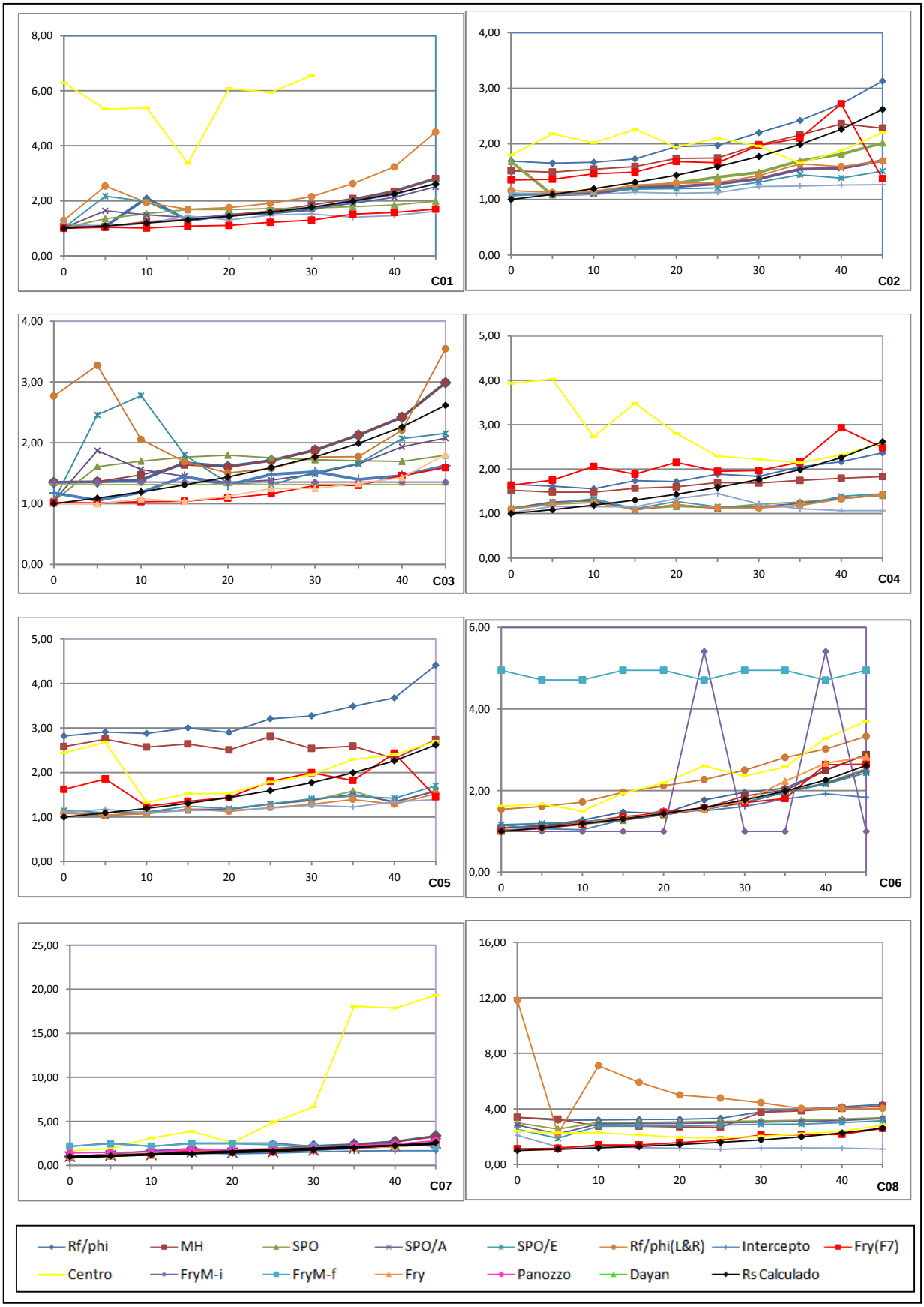


***Figura 4.4**: Gráficos comparativos dos resultados obtidos pelas diferentes técnicas de quantificação da deformação (em função do ângulo de cisalhamento aplicado) nas figuras C01, C02, C03, C04, C05, C06, C07 e C08 (da esquerda para a direita e de cima para baixo).*

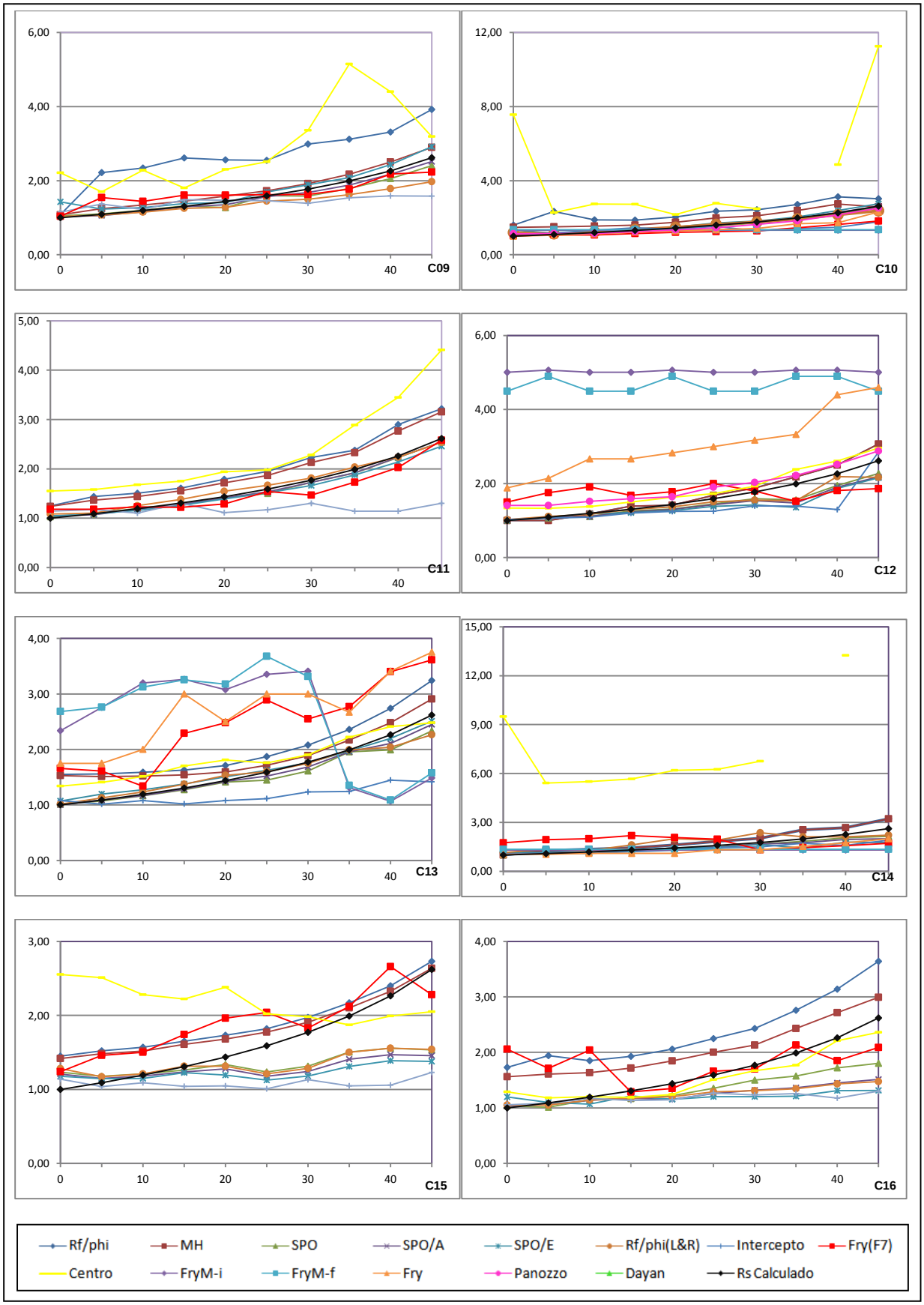


***Figura 4.5**: Gráficos comparativos dos resultados obtidos pelas diferentes técnicas de quantificação da deformação (em função do ângulo de cisalhamento aplicado) nas figuras C09, C10, C11, C12, C13, C14, C15 e C16 (da esquerda para a direita e de cima para baixo).*

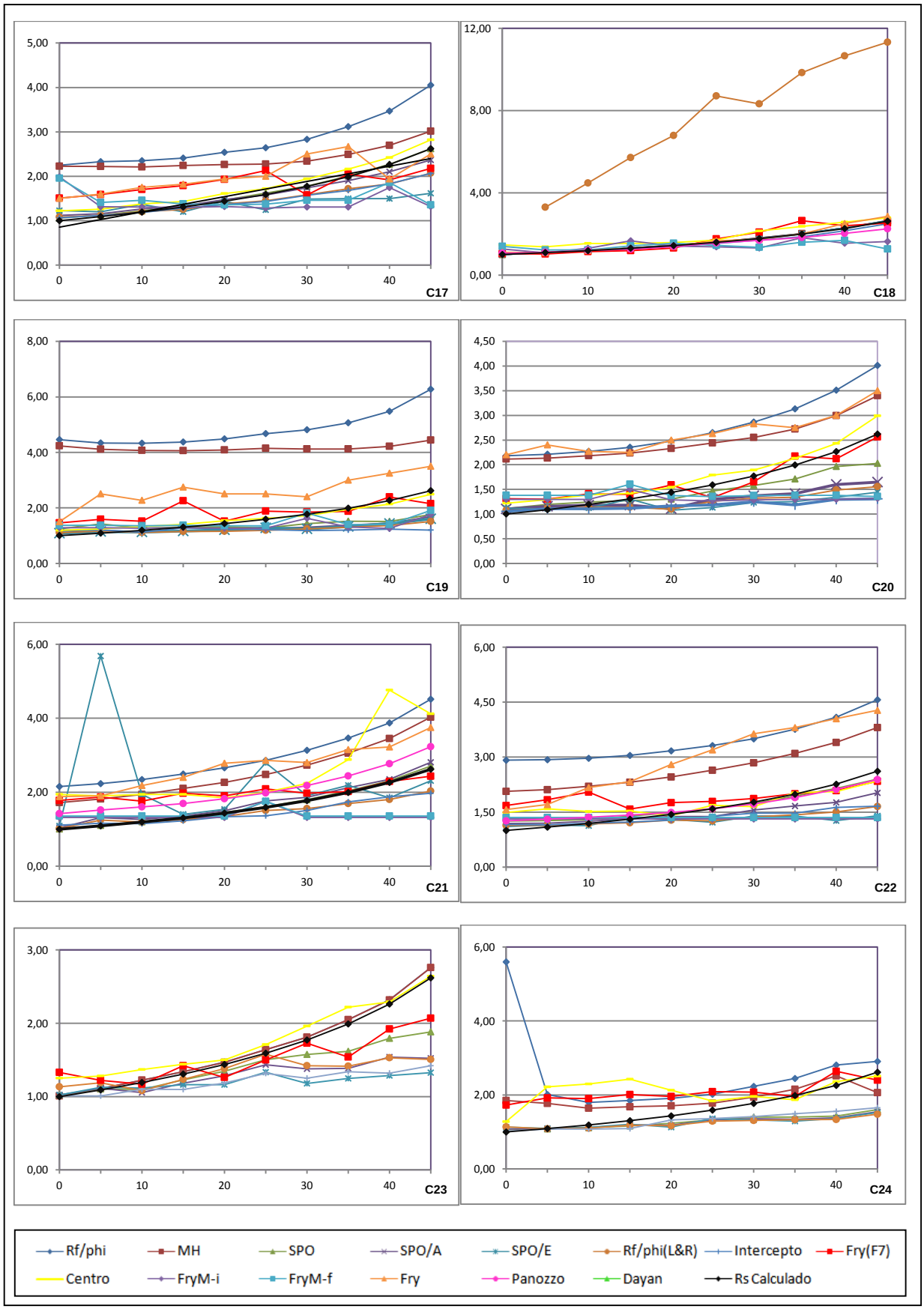


***Figura 4.6**: Gráficos comparativos dos resultados obtidos pelas diferentes técnicas de quantificação da deformação (em função do ângulo de cisalhamento aplicado) nas figuras C17, C18, C19, C20, C21, C22, C23 e C24 (da esquerda para a direita e de cima para baixo).*

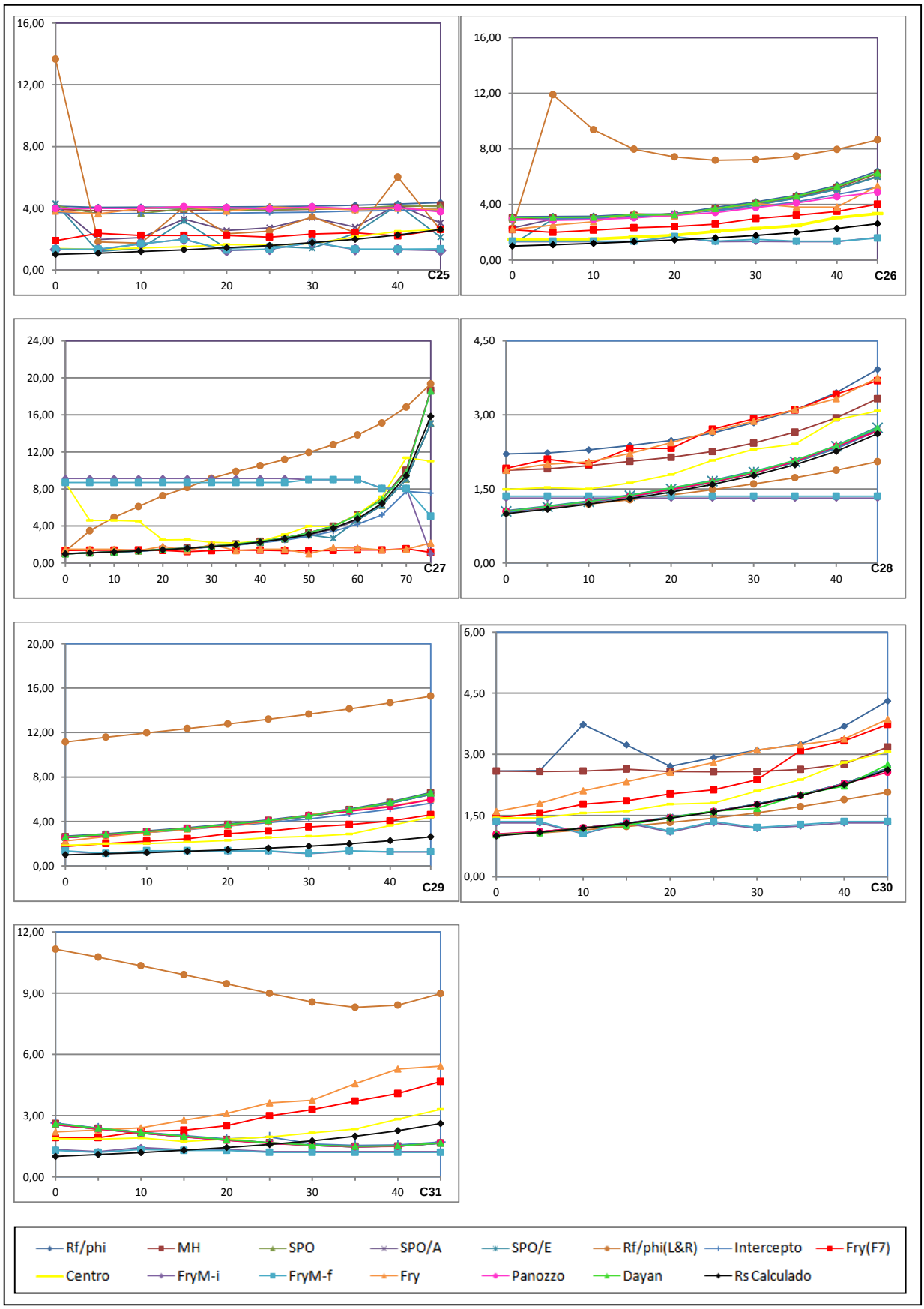


***Figura 4.7**: Gráficos comparativos dos resultados obtidos pelas diferentes técnicas de quantificação da deformação (em função do ângulo de cisalhamento aplicado) nas figuras C25, C26, C27, C28, C29, C30 e C31 (da esquerda para a direita e de cima para baixo).*

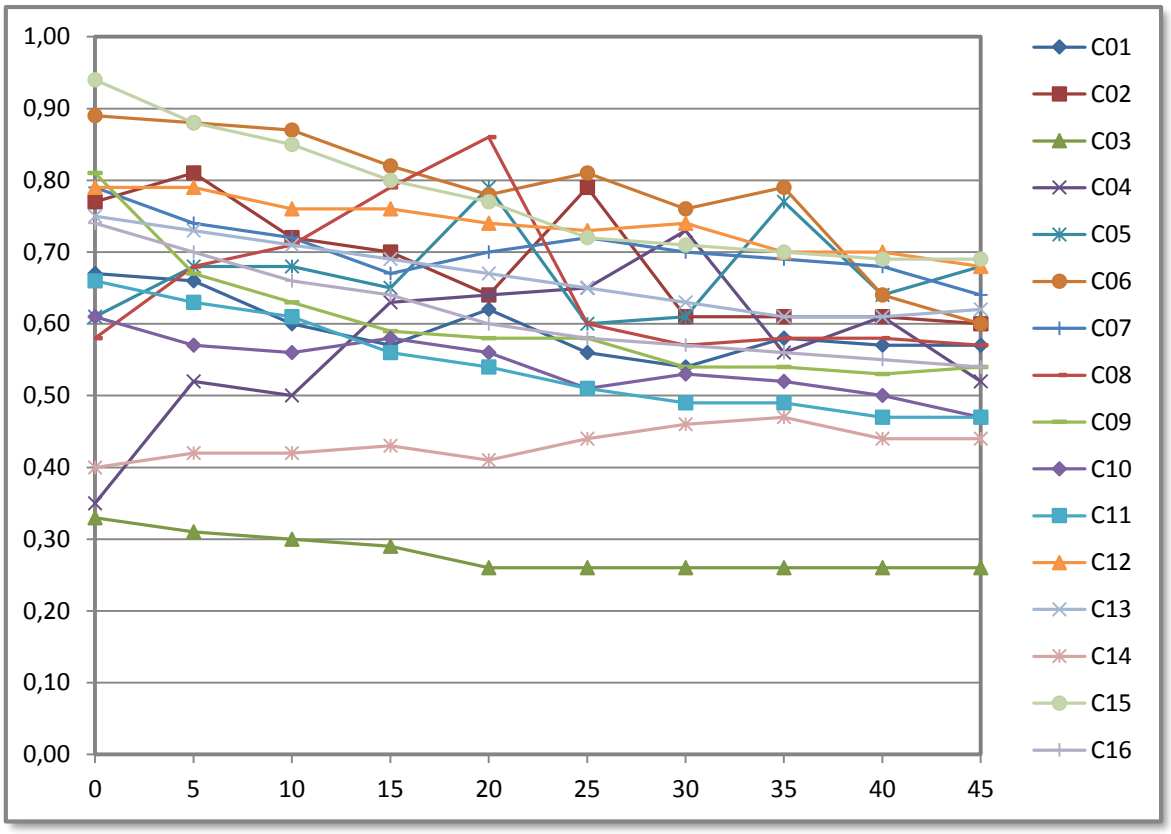


***Figura 4.8**: Grau de arredondamento em função do ângulo de cisalhamento das figuras C01 a C16.*

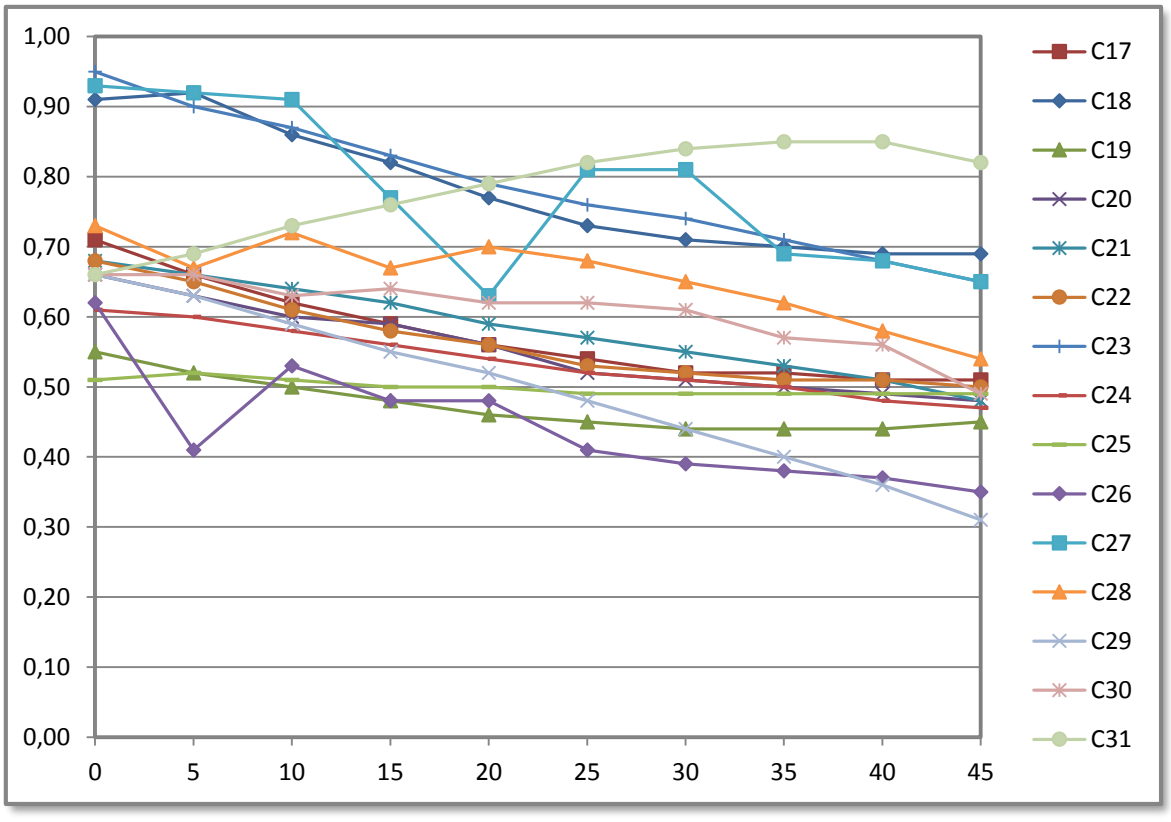


***Figura 4.9**: Grau de arredondamento em função do ângulo de cisalhamento das figuras C17 a C31.*

4.4 – DISCUSSÃO E INTERPRETAÇÃO DOS RESULTADOS

Uma análise mais imediata dos resultados obtidos com a aplicação de diferentes técnicas de quantificação da deformação em amostras experimentais (com exceção daqueles determinados via FryM, tanto a forma inicial quanto a final) possibilita algumas conclusões de caráter mais geral e outras meramente especulativas.

A comparação dos resultados obtidos pelos cálculos da média aritmética (RfMA), média harmônica (RfMH) e *Rs*, todos fornecidos pelo método Rf/ϕ tradicional, indica que, em nove figuras (C01 – com exceção de um único ângulo, C03, C12, C14, C18, C23, C27, C29, C31) os valores são equivalentes, nas demais os valores de RfMA e *Rs* são sempre maiores do que aqueles obtidos por RfMH.

Um parâmetro que deve ser conjugado a esta análise diz respeito à forma dos objetos antes da deformação (R_0), obtida pela aplicação de Rf/ϕ ($R_0 = \sqrt{\frac{R_{\max}}{R_{min}}}$).

A observação desta razão inicial com o aumento do ângulo de cisalhamento permite duas deduções imediatas: (1) quase sempre os objetos com formas irregulares possuem valores oscilantes de R_0 e (2) objetos com formas inicialmente elipsoidais tendem a apresentar R_0 constante, freqüentemente igual a 1,0 (figuras 4.10, 4.11, 4.12, 4.13, 4.14 e 4.15).

Quanto às razões de deformação obtidas considerando-se as formas das figuras, nota-se uma similaridade entre os valores nos objetos inicialmente circulares distribuídos heterogeneamente (figuras C18 e C23). Na figura C27, a distribuição homogênea dos objetos invalida a quantificação pelos métodos que utilizam o centro das partículas (Fry e Fry(F7)), entretanto, a técnica do Centro-a-Centro mostra a mesma tendência obtida pelas demais técnicas a partir do ângulo de cisalhamento de 30º.

Um comportamento semelhante é identificado nos objetos quadrados também distribuídos homogeneamente, fato este decorrente da interpretação destes objetos como círculos nos programas aqui utilizados (figuras C01, C06, C07, C12 e C14).

Pode-se perceber que a forma dos objetos é um fator limitante independente da técnica considerada. Quanto mais irregular a forma dos objetos analisados, mais irregulares também são os valores obtidos, algumas vezes obtendo-se valores aproximadamente constantes com o aumento do ângulo de cisalhamento (e conseqüentemente, da deformação) Tal comportamento pode ser verificado nas figuras C03, C04, C05 e C24.

As figuras mais relevantes na análise comparativa das diferentes técnicas empregadas correspondem àquelas que se assemelham à forma e/ou distribuição dos grãos de quartzo nas

amostras de quartzitos coletadas na Serra do Espinhaço Meridional (ver Capítulo 6 – A Quantificação da Deformação em Quartzitos dos Grupos Costa Sena e Guinda, Serra do Espinhaço Meridional) – figuras C02, C09, C16, C17 e C20.

Nestas figuras observa-se uma relativa oscilação dos valores da razão da deformação nas técnicas que utilizam o centro das partículas para esta quantificação (Fry, Fry(F7) e Centro-a-Centro), apresentando, entretanto, uma inclinação na reta que estes valores formam, muito similar àquela obtida pelos demais métodos.

A partir da análise dessas figuras, foram criados objetos que pudessem corresponder às situações geológicas que envolvem a porção da Serra do Espinhaço abrangida nessa dissertação. Assim, a figura C25 poderia representar uma deformação vertical pré-existente, originada, por exemplo, por empilhamento sedimentar/processos diagenéticos, ao passo que as figuras C26 e C29 representariam (após a aplicação de cisalhamento simples) a atuação de dois eventos deformacionais aproximadamente coaxiais. As figuras C21, C22, C28 e C30 retratam o comportamento de objetos, deformados ou não, distribuídos aleatoriamente e sujeitos a uma deformação por cisalhamento simples. Por outro lado, a figura C31, quando submetida ao cisalhamento simples, reproduziria a atuação de dois eventos deformacionais com direções aproximadamente opostas.

Os objetos que sofreram a atuação de dois eventos de deformação não-coaxiais, seja a primeira deformação vertical (figura C25) ou com direção aproximadamente oposta (figura C31) ao último evento deformacional, apresentam razões de deformação que não retratam o cisalhamento simples aplicado.

As razões obtidas para a figura C25, independente do método analisado, são quase constantes, entretanto, a análise da forma inicial (R_0) fornece um valor próximo a 1,50.

No caso da figura C31 (Figura 4.10) nota-se um decréscimo da razão de deformação, chegando a aproximar-se de uma forma circular próximo a $\psi = 30^o$, quando, então a razão torna-se crescente.

Os únicos métodos que conseguem retratar a deformação sofrida, pelo menos para a figura C31, são aqueles que utilizam o centro das partículas para a quantificação (métodos Fry, Fry(F7) e Centro-a-Centro – figura 4.7).

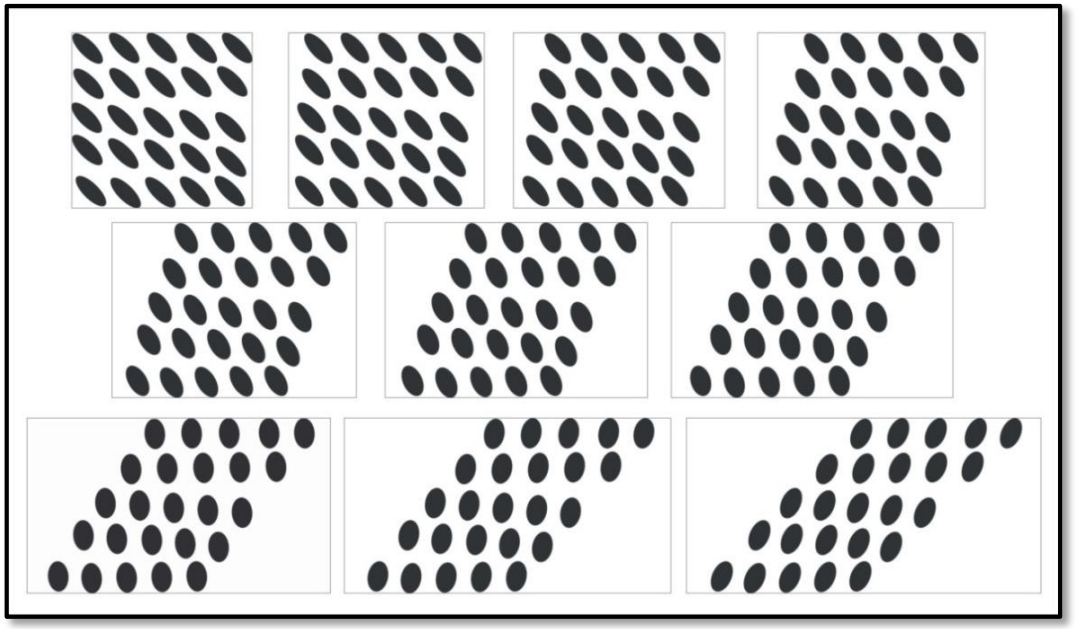


***Figura 4.10**: Figura C31 deformada por cisalhamento simples de 0 a 45º (da esquerda para a direita, de cima para baixo).*

As figuras C26 e C29, por outro lado, retratam a atuação da segunda deformação a eles imposta, apresentando valores crescentes com o aumento do ângulo de cisalhamento e semelhantes quando comparados entre as diferentes técnicas. Contudo, a razão inicial (R_0) calculada para a figura C29 apesar de constante, retorna a uma forma circular (R_0 = 1,0), anterior aos "dois eventos" deformacionais, coaxiais impostos à amostra (para a figura C26, R_0 = 1,45), como pode ser verificado na Figura 4.15.

Os resultados obtidos com a aplicação das diferentes técnicas na análise quantitativa da deformação por cisalhamento simples em objetos inicialmente deformados ou não e com distribuição aleatória (figuras C21, C22, C28 e C30) são semelhantes, apresentando aproximadamente a mesma inclinação da reta formada pelos valores da razão da deformação (figuras 4.6 e 4.7).

As razões iniciais (R_0) mostram-se aproximadamente constantes para as figuras C21 e C22, já para a figura C28 nota-se um aumento dessa razão a partir de ψ = 25º, voltando a manter-se constante após esse ângulo. Entretanto, a figura C30 apresenta R_0 crescente com o aumento do ângulo de cisalhamento (figuras 4.14 e 4.15).

A partir dessas análises percebe-se a necessidade de cautela na interpretação dos resultados obtidos com a aplicação das técnicas aqui discutidas e com os parâmetros deles decorrentes (como a razão inicial da deformação), principalmente nas situações em que houver a atuação de dois eventos deformacionais, sejam eles sedimentares e/ou tectônicos.

No caso da Serra do Espinhaço Meridional, a quantificação da deformação realizada por Knauer (1999) ressaltou a existência de uma razão inicial dos grãos (R_0) relativamente alta

(entre 1,35 e 2,26), sendo maior do que aquela associada a processos sedimentares/diagenéticos determinada por Paterson & Yu (1994). Esses altos valores foram relacionados pelo autor em questão a problemas com a metodologia aplicada, ou a processos de deformação sedimentares, ou mesmo representar a atuação de evento tectônico anterior com orientação de esforços similar aquela do último tectonismo.

Pelos dados aqui apresentados e discutidos nota-se que, quando sujeitos a uma deformação vertical seguida por uma deformação por cisalhamento simples, os objetos propendem a apresentar uma razão inicial (R_0) que refletiria a forma dos objetos quando submetidos apenas à deformação vertical.

Para as situações em que há superposição de deformação, seja do tipo coaxial ou não coaxial (sendo esta última com sentido oposto ao do primeiro evento deformacional), não é possível separá-las a partir de uma razão inicial (R_0), visto que esta tende sempre a retornar para uma forma circular independente do ângulo de cisalhamento aplicado.

Nos casos em que os objetos, inicialmente deformados e indeformados, distribuídos aleatoriamente, são submetidos a uma deformação por cisalhamento simples, apesar da razão inicial não regressar a uma forma circular, essa razão varia com o ângulo de cisalhamento aplicado. Em amostras naturais, sem orientação preferencial dos grãos e com estes possuindo grau de esfericidade variável, os valores assim determinados de R_0 podem não refletir uma condição inicial real.

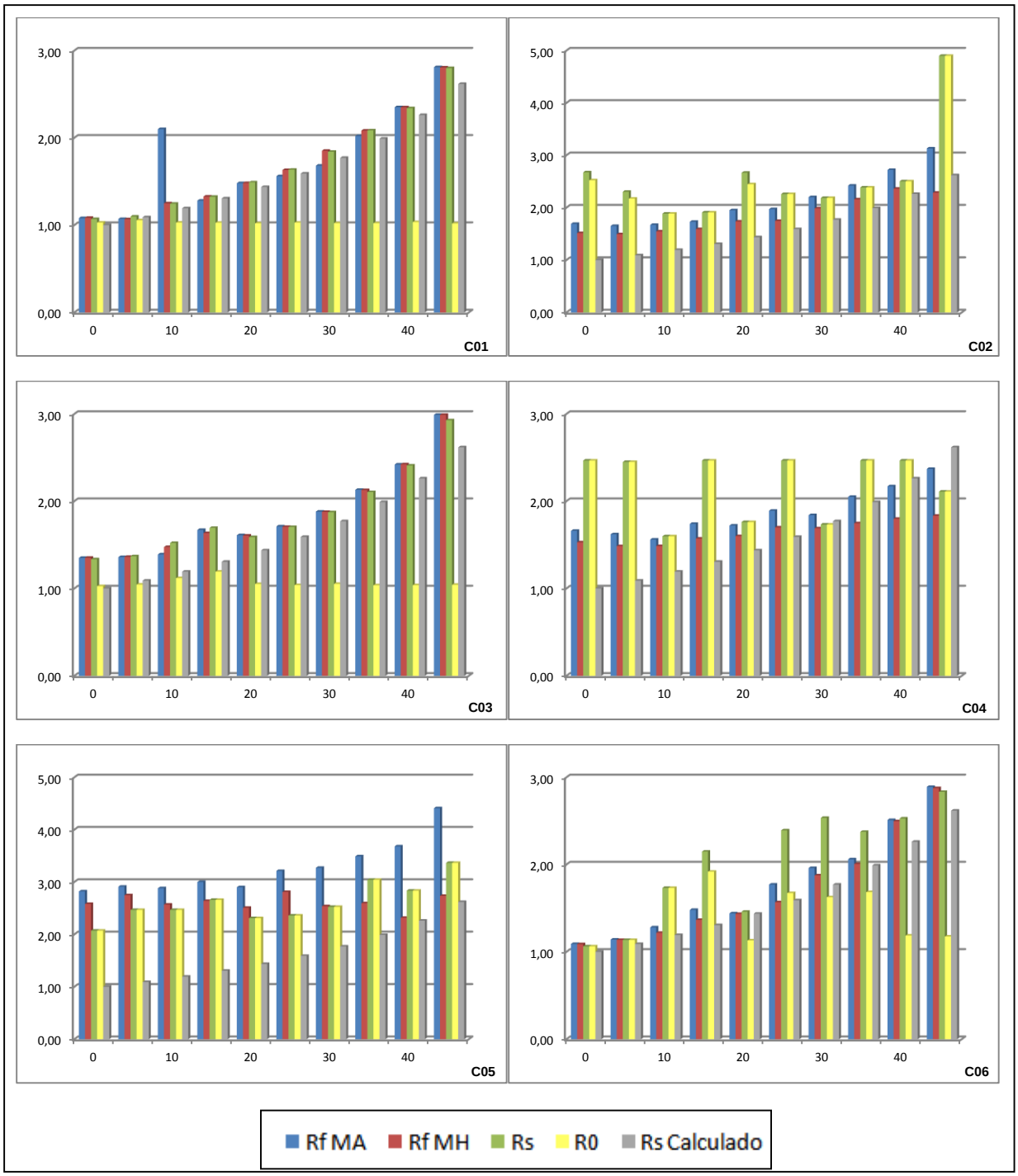


***Figura 4.11**: Gráfico comparativo dos resultados obtidos pelos cálculos da média aritmética (RfMA), média harmônica (RfMH), Rs via aplicação da fórmula $Rs=(Rmax*Rmin)^{1/2}$, R0 através da aplicação da fórmula $R0=(Rmax/Rmin)^{1/2}$; e Rs esperado (Rs Calculado) obtido pela relação matemática $\gamma = \sqrt{Rs} - 1/\sqrt{Rs}$ nas figuras C01, C02, C03, C04, C05 e C06 (da esquerda para a direita e de cima para baixo).*

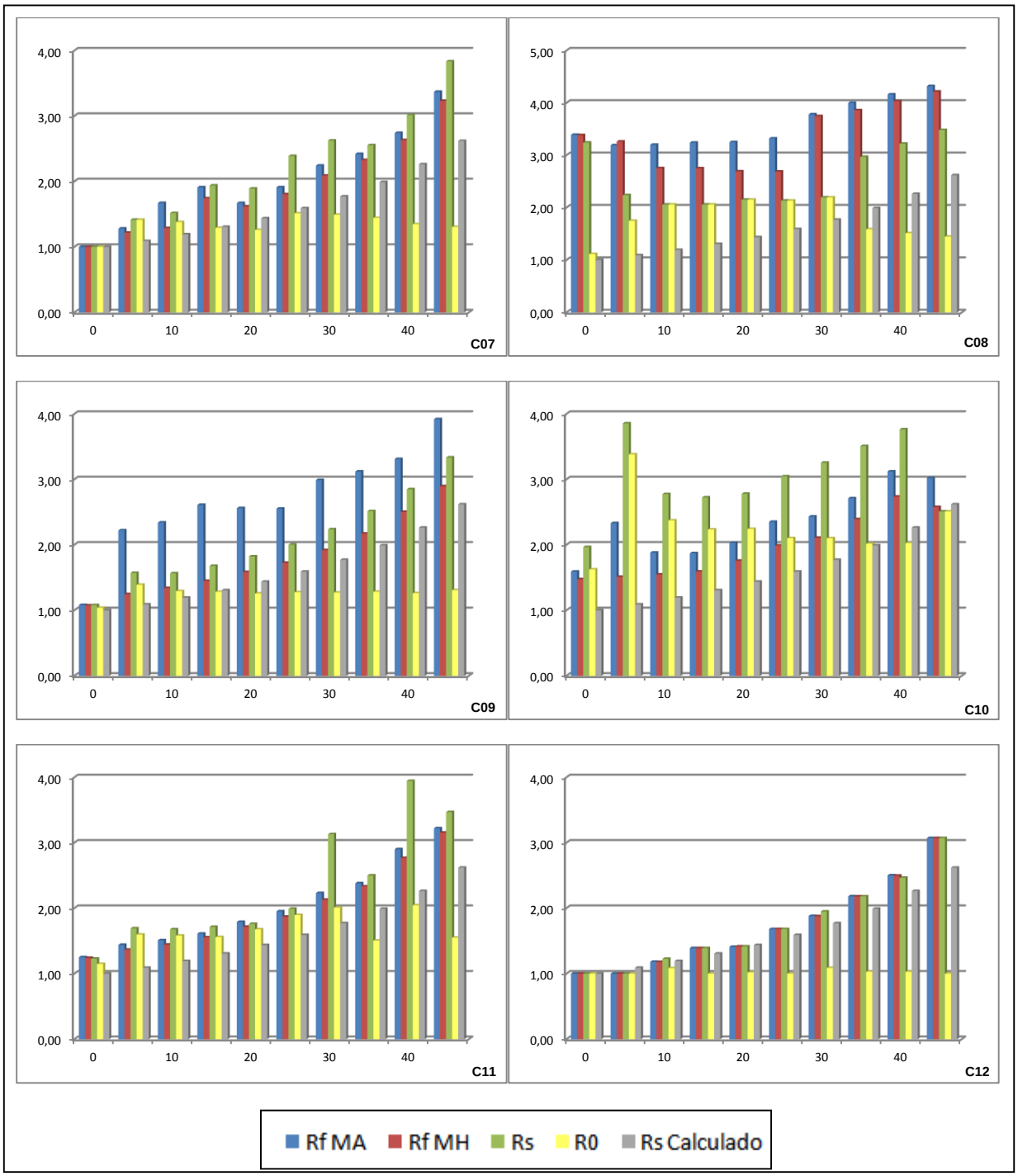


Figura 4.12: *Gráfico comparativo dos resultados obtidos pelos cálculos da média aritmética (RfMA), média harmônica (RfMH), Rs via aplicação da fórmula* $Rs=(Rmax*Rmin)^{1/2}$*, R0 através da aplicação da fórmula* $R0=(Rmax/Rmin)^{1/2}$*; e Rs esperado (Rs Calculado) obtido pela relação matemática* $\gamma = \sqrt{Rs} - 1/\sqrt{Rs}$ *nas figuras C07, C08, C09, C10, C11 e C12 (da esquerda para a direita e de cima para baixo).*

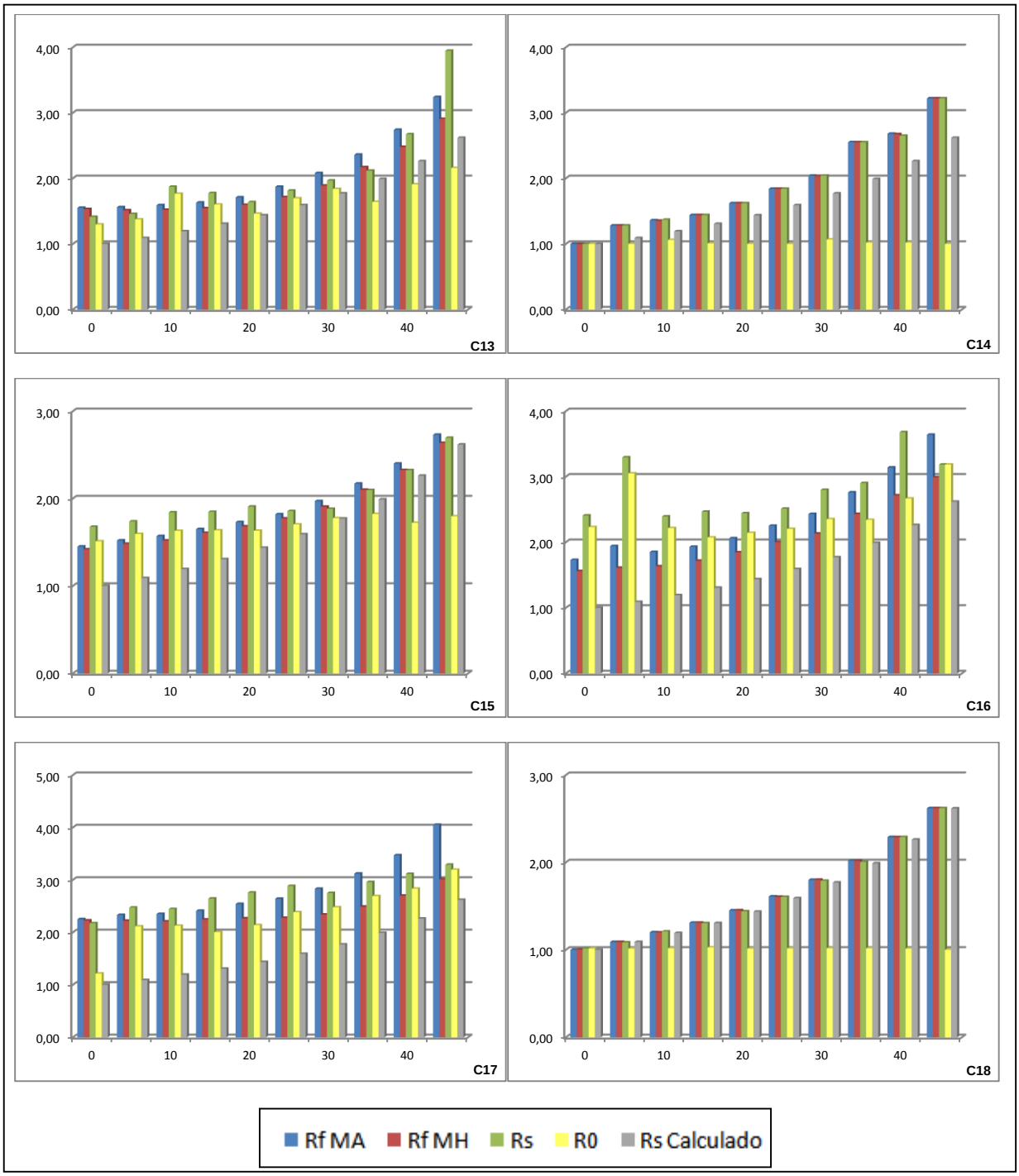


***Figura 4.13**: Gráfico comparativo dos resultados obtidos pelos cálculos da média aritmética (RfMA), média harmônica (RfMH), Rs via aplicação da fórmula $Rs=(Rmax*Rmin)^{1/2}$, R0 através da aplicação da fórmula $R0=(Rmax/Rmin)^{1/2}$; e Rs esperado (Rs Calculado) obtido pela relação matemática $\gamma = \sqrt{Rs} - 1/\sqrt{Rs}$ nas figuras C13, C14, C15, C16, C17 e C18 (da esquerda para a direita e de cima para baixo).*

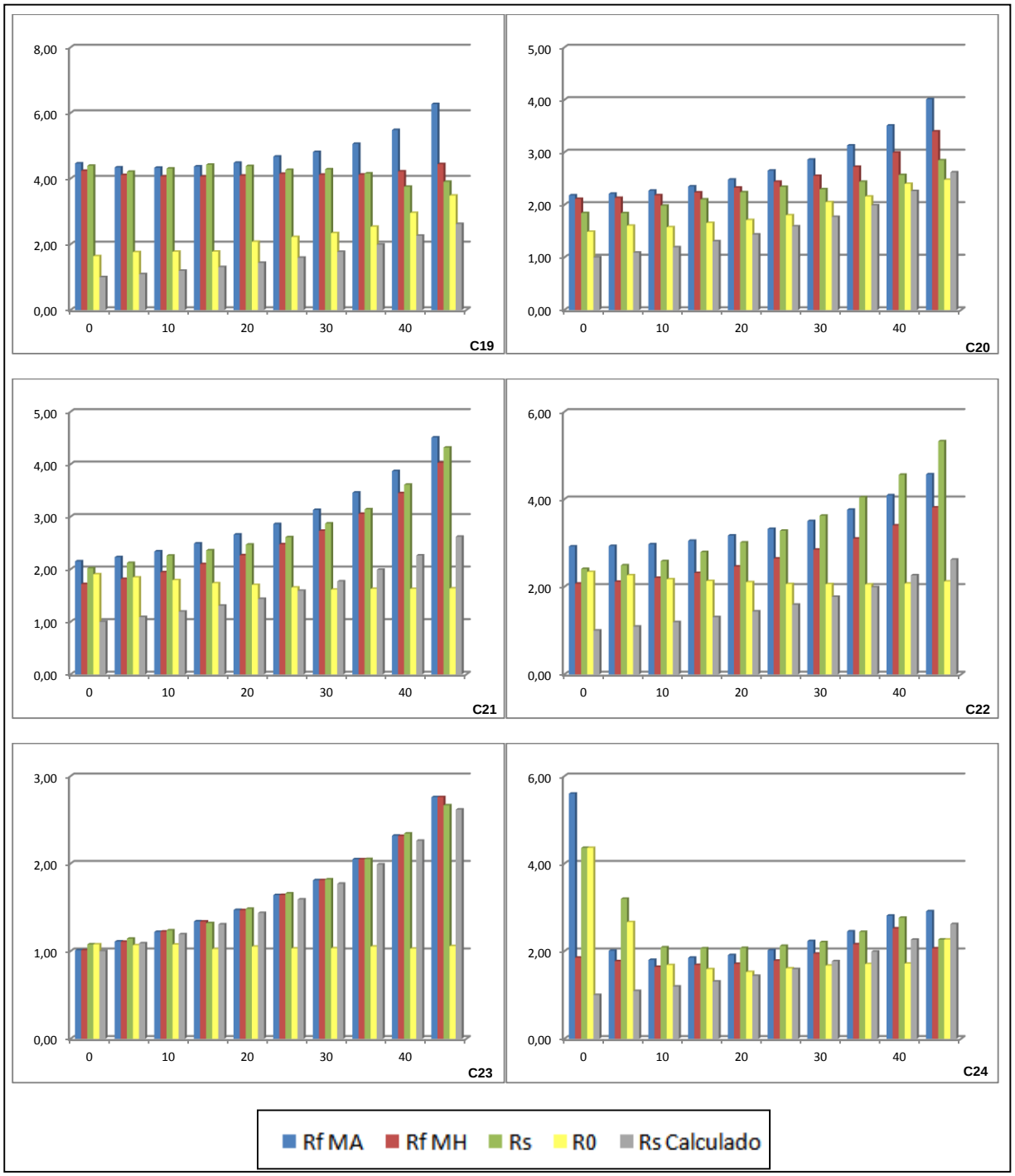


***Figura 4.14**: Gráfico comparativo dos resultados obtidos pelos cálculos da média aritmética (RfMA), média harmônica (RfMH), Rs via aplicação da fórmula $Rs=(Rmax*Rmin)^{1/2}$, R0 através da aplicação da fórmula $R0=(Rmax/Rmin)^{1/2}$; e Rs esperado (Rs Calculado) obtido pela relação matemática $\gamma = \sqrt{Rs} - 1/\sqrt{Rs}$ nas figuras C19, C20, C21, C22, C23 e C24 (da esquerda para a direita e de cima para baixo).*

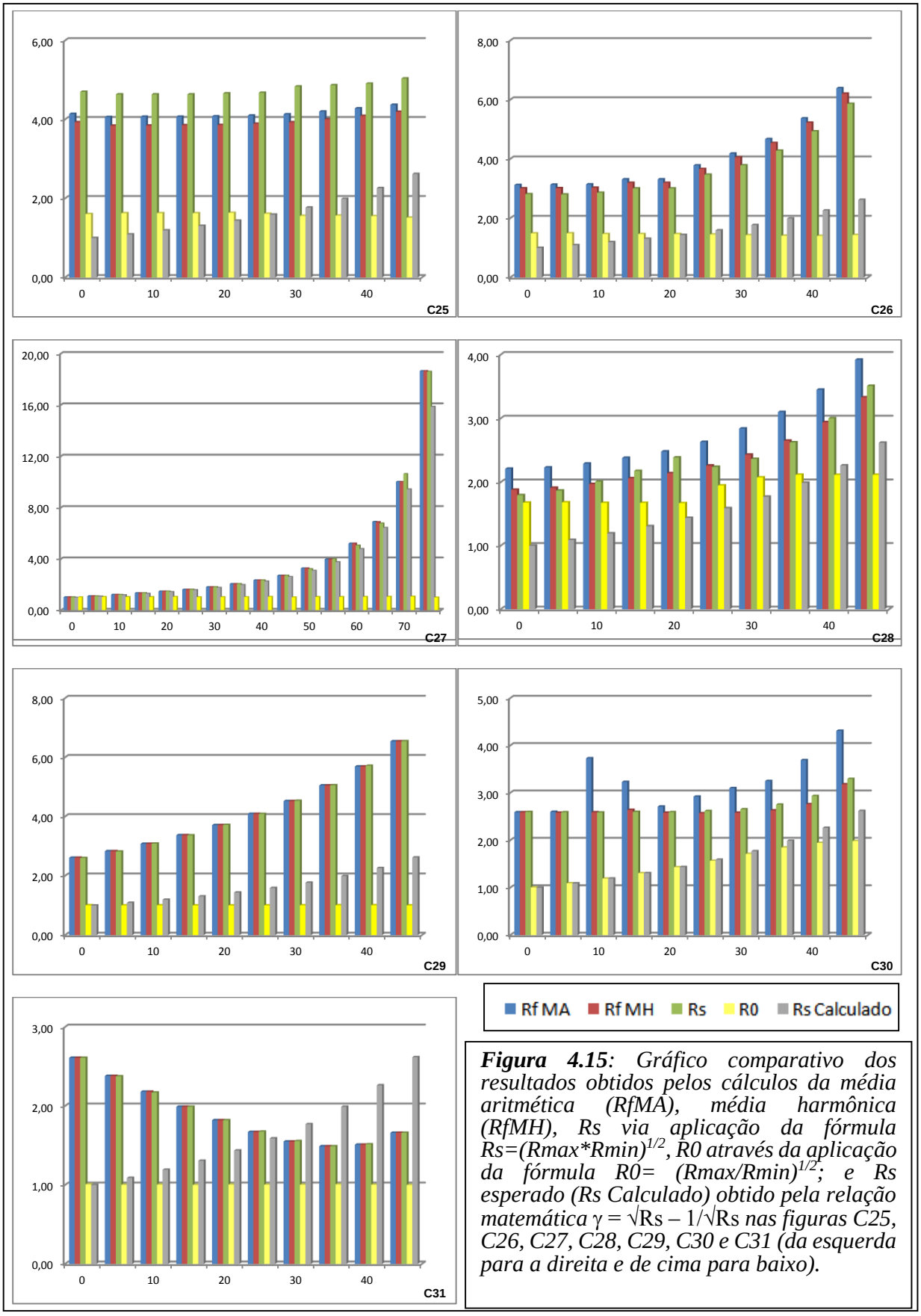


***Figura 4.15**: Gráfico comparativo dos resultados obtidos pelos cálculos da média aritmética (RfMA), média harmônica (RfMH), Rs via aplicação da fórmula $Rs=(Rmax*Rmin)^{1/2}$, R0 através da aplicação da fórmula $R0= (Rmax/Rmin)^{1/2}$; e Rs esperado (Rs Calculado) obtido pela relação matemática $\gamma = \sqrt{Rs} - 1/\sqrt{Rs}$ nas figuras C25, C26, C27, C28, C29, C30 e C31 (da esquerda para a direita e de cima para baixo).*

5 – A Quantificação da Deformação em Metassedimentos

O caráter relativamente raro dos estudos de determinação quantitativa da deformação torna-se evidente quando são consideradas as seqüências com origem sedimentar afetadas por baixo grau metamórfico de idades pré-cambrianas. Esta lacuna relaciona-se a uma série de fatores limitantes para a aplicação segura das técnicas de quantificação, entre os quais se incluem o eventual caráter policíclico dos esforços, a ausência de afloramentos com bom grau de preservação, a raridade de fósseis e o desconhecimento das relações angulares e de simetria entre os poucos preservados.

No caso da Serra do Espinhaço Meridional, o não reconhecimento de fósseis exige a utilização de técnicas de quantificação que considerem apenas características intrínsecas não-paleontológicas das rochas.

Poucos afloramentos desta região foram objetos de determinações anteriores e mostraram resultados concordantes, pelo menos em caráter inicial, com as prévias interpretações estruturais. Ao mesmo tempo, a dificuldade de obtenção de conclusões mais precisas e menos gerais pode ser uma conseqüência direta da característica regional das medidas.

Utilizando dois diferentes métodos de quantificação, Silva & Uhlein (1985) analisam a deformação de metaconglomerados pertencentes à Formação Sopa-Brumadinho situados nas regiões de Datas e Guinda.

Através da metodologia de Closs (1947, *in* Silva & Uhlein, 1985), os valores obtidos para os semi-eixos do elipsóide de deformação foram:

Datas: $(\lambda_1)^{1/2} = 5{,}27$; $(\lambda_2)^{1/2} = 2{,}45$ e $(\lambda_3)^{1/2} = 1{,}00$

Guinda: $(\lambda_1)^{1/2} = 1{,}94$; $(\lambda_2)^{1/2} = 1{,}43$ e $(\lambda_3)^{1/2} = 1{,}00$

mostrando que as rochas da região de Datas estão aproximadamente 2,7 vezes mais deformadas do que as rochas da região de Guinda.

Seguindo o procedimento sugerido por Ramsay (1967), os valores da razão axial da deformação finita (*Rs*), no plano XZ, da ordem de 4,55 e 1,96 para Datas e Guinda, respectivamente, indicam que as rochas da região de Datas sofreram uma deformação 2,3 vezes maior do que as de Guinda.

Uma análise dos dados no diagrama de Flinn permitiu a Silva & Uhlein (1985) concluírem que as rochas da região de Datas sofreram deformação do tipo estiramento, com elipsóide do tipo prolato (k = 1,23), enquanto as rochas de Guinda foram deformadas por achatamento, com elipsóides do tipo oblato (k = 0,81).

A quantificação da deformação realizada por Knauer (1999) em 35 amostras de quartzitos das folhas Diamantina e Presidente Kubitschek, pertencentes aos grupos Costa Sena,

Guinda e Conselheiro Mata confirmam, para este autor, o caráter não-coaxial da deformação, com maiores valores de *strain* obtidos corroborando os critérios estruturais, estratigráficos e fotogeológicos empregados para o reconhecimento das principais falhas de empurrão/zonas de cisalhamento dúcteis presentes nas áreas estudadas.

A análise dos dados mostra, para a maior parte das amostras, uma maior absorção da deformação pelos grãos, com valores de *Rs* variando, para o plano XZ, entre 1,41 e 7,19 quando determinados através do Método Rf/ϕ. Para Knauer (1999), o controle da deformação mais do que estratigráfico é litológico (com maior deformação sendo obtida nos litotipos mais micáceos) e geográfico, com dados indicando aumento do *strain* para leste e sudeste.

Considerando os dados obtidos via Rf/ϕ para o "Parâmetro Flinn", Knauer (1999) obteve para 90% das amostras elipsóides oblatos, com apenas quatro afloramentos apresentando análises indicativas de elipsóides prolatos, sempre em quartzitos ferruginosos ou micáceos pertencentes ao Grupo Guinda. Uma estimativa para as mudanças sofridas em cada eixo cinemático mostra variações entre +22% e +190% no eixo X, entre -15% e +22% no eixo Y, e entre -60% e -24% no eixo Z. Os valores obtidos para afloramentos onde o grau de preservação das estruturas primárias é muito alto, mostram que as relações axiais estão muito próximas daquelas definidas para processos diagenéticos/compactacionais.

Dentre os raros estudos de quantificação da deformação em metassedimentos no Brasil, Campanha & Sadowski (2002) estimam a deformação finita em metassedimentos do Supergrupo Açungui, subgrupos Lajeado e Ribeira, na região do Alto e Médio Vale do Ribeira, SP. Este estudo visava a obtenção de dados que contribuíssem para avaliar as espessuras originais dos metassedimentos da área, o encurtamento tectônico sofrido, bem como o mapeamento da orientação dos eixos principais e o tipo de elipsóide de deformação. Foram obtidas 14 determinações completas em metarenitos, metassiltitos, seixos de metaconglomerado e cristais de rutilo, com a maioria das amostras indicando deformações baixas ($2>X/Z>1,4$), duas deformações altas ($X/Z>5$), três muito baixas ($X/Z<1,4$), e duas com valores médios ($5>X/Z>2$). A maior parte dos elipsóides obtidos aproxima-se do tipo associado com deformação planar ($k=1$), três deles são fortemente prolatos ($k>>1$) e um é fortemente oblato ($k<<1$).

Estes resultados confirmam, para Campanha & Sadowski (2002), a impressão qualitativa de que as rochas do Subgrupo Lajeado são de modo geral pouco ou muito pouco deformadas com exceção das proximidades de zonas de cisalhamento, contrastando com aquelas do Subgrupo Ribeira onde os valores de deformação são mais altos.

Além disso, a quase totalidade dos eixos Z é coerente com a presença de um plano de máximo achatamento com direção NE e mergulho forte para NW, paralelo às direções médias da xistosidade e clivagem ardosiana dos litotipos analisados. Já os eixos X mostram atitudes com tendência geral NE/SW sub-horizontal, evidenciando a importância da tectônica

transcorrente da região, enquanto três amostras localizadas nas proximidades das zonas de cisalhamento Figueira e Agudos Grandes possuem forte caimento para NW, sugerindo movimentação inversa ou obliqua.

Para Campanha & Sadowski (*op. cit.*), estes padrões de distribuição da deformação finita atestam a importância de uma tectônica de blocos com diferentes ductilidades, fortemente marcada pelo evento de tectônica transcorrente de caráter regional, permitindo-se imaginar, em termos de um *strain partitioning* diacrônico, um componente de cisalhamento simples de baixo ângulo NW-SE, um componente de encurtamento horizontal NW-SE, e um componente de cisalhamento simples destral, com direção NE-SW.

Sallun Filho *et al.* (2005) qualificam e quantificam a deformação de estromatólitos (*Conophyton*) em metacalcários do Grupo Itaiacoca, pertencente à Faixa Ribeira, em três localidades ao sul do município de Itapeva (SP): pedreiras Indumine/Chiquinho de Barros, Lavrinhas e da Fazenda Santo Antônio.

Visando comparar quantitativamente a deformação nos metacalcários de Indumine com os de Lavrinhas, foram calculadas as razões entre os eixos maior e menor da elipse de *strain* (deformação finita), sendo que na Faz. Santo Antônio não foi realizada esta análise. O método utilizado pressupõe que as seções perpendiculares às colunas dos estromatólitos (seções transversais) eram, originalmente, aproximadamente circulares ou, no máximo, ligeiramente elípticas. Foi adotado o método proposto por Ramsay & Huber (1983) que se baseia em: (a) medidas de eixo maior e menor das elipses; (b) cálculo da elipsidade (Rf) de cada objeto deformado; (c) cálculo da razão de *strain* (*Rs*) por meio da média harmônica dos Rf.

Foram utilizadas 58 medidas de eixo maior e eixo menor de colunas de estromatólitos em corte perpendicular ao eixo das colunas, tomadas em amostras, em afloramentos e a partir de fotografias para Indumine. Os valores calculados de Rf variam entre 1,13 e 5,67, com *Rs* igual a 1,91. Também, em Indumine, foi aplicado o método Fry (1979) para a obtenção de *Rs*, obtendo-se o valor de 2,15.

Em Lavrinhas foram utilizadas 50 medidas de eixo maior e eixo menor de uma amostra com oólitos da região de Bom Sucesso (SP), com valores de Rf variando entre 1 e 3,5, com *Rs* igual a 1,34.

Para os metacalcários dolomíticos de Lavrinhas, o valor de *Rs* de 1,34 é compatível com os valores de *Rs* entre 1,31 e 1,91 em rochas do Subgrupo Lajeado, determinadas por Campanha & Sadowski (2002), a sudeste da região estudada. Em Indumine, o valor de *Rs* de 1,91 é mais elevado do que aqueles encontrados em metacalcários do Subgrupo Lajeado por Campanha & Sadowski (2002). Desta forma, Sallun Filho *et al.* (2005) interpretam que o valor de *Rs* obtido para os metacalcários dolomíticos pode ser considerado como um valor mais próximo de um valor médio para os metacalcários do Grupo Itaiacoca, sendo que o valor de *Rs* para Indumine é um valor restrito a esta localidade.

De modo geral, para Sallun Filho *et al*. (*op. cit*.), as diferenças na deformação observada nos estromatólitos está intimamente relacionada com a composição da rocha, destacando-se a questão da pureza do calcário com relação a presença de resíduos insolúveis (não-carbonáticos). Assim, o metacalcário dolomítico (mais puro) da Pedreira Lavrinhas possui comportamento competente, enquanto o metacalcário calcítico (mais argiloso) atuou de forma mais plástica na Pedreira Indumine.

Em um agregado de partículas sub-elipsoidais (oólitos, pisólitos, conglomerados) submetidos à deformação finita homogênea, a forma final e orientação de cada partícula dependem (Dunnet, 1969):

(1) da forma inicial da partícula;

(2) da orientação axial inicial;

(3) da intensidade da deformação;

(4) da orientação da deformação;

(5) do contraste de ductilidade das partículas no sistema partícula/matriz.

O número de partículas medidas necessárias para quantificar a deformação em um diagrama Rf/ϕ depende da razão da forma inicial, do grau de orientação preferencial inicial e da precisão com a qual as medidas são realizadas, desta forma, Dunnet (1969) sugere um mínimo de 50 ou 60 partículas para definir a deformação tectônica em conglomerados e grãos de quartzo, considerando valores entre 60 e 100 fragmentos como números ótimos.

Ainda no mesmo trabalho, Dunnet (*op cit.*) aponta algumas limitações na determinação das razões da deformação finita em diagramas Rf/ϕ, decorrentes, principalmente, da (1) orientação preferencial do *fabric*; (2) deformação superimposta; (3) deformação rotacional; (4) contraste da ductilidade; e (5) deformação heterogênea na escala analisada.

Paterson & Yu (1994) analisaram amostras de arenitos não tectonicamente deformados visando não apenas a verificação das afirmativas de Dunnet (*op. cit.*), mas também a comprovação das influências do próprio ambiente de deposição no elipsóide de *fabric*. As amostras trabalhadas compreendiam arenitos continentais da Califórnia e da Austrália, areias turbidíticas e de planícies abissais da costa do Oregon, arenitos proximais e distais de antearco e arenitos turbidíticos do Cretáceo da Califórnia.

Os arenitos analisados são, do ponto de vista petrológico, constituídos por 50 a 75% de quartzo, 10 a 20% de feldspatos e quantidades variáveis de argilas e micas detríticas. Os grãos, caracterizados por bordas angulares e formas elípticas e retangulares, foram utilizados na construção de elipsóides de *fabric* representativos de suas populações, produzidos através da medição de mais de 50 grãos em pelo menos três seções perpendiculares entre si (sendo uma paralela ao acamamento) e aplicação do método algébrico desenvolvido por Shimamoto & Ikeda (1976).

A maior parte dos grãos apresentou relações axiais entre 1,0 e 3,0, sem um forte desenvolvimento de um alinhamento preferencial. Os grãos com relações axiais maiores são caracterizados por uma tendência de se paralelizarem ao plano de acamamento ou ao plano de orientação de filossilicatos de origem detrítica, sugerindo uma importante compactação pós-deposicional. Nos cortes perpendiculares ao plano de acamamento, Paterson & Yu (1994) notaram distribuições uniformes a fracamente gaussianas da orientação dos eixos maiores dos grãos e das razões dos eixos extremos.

A análise tridimensional efetuada aponta a inexistência de relações entre o elipsóide de *fabric* e o plano de acamamento e entre a intensidade da deformação e a profundidade. A afirmação de que os elipsóides (prolatos e oblatos) estão associados à origem também é negada através da plotagem dos dados no diagrama de Flinn modificado.

A partir de 21 amostras de rochas não deformadas de idades variando desde o Pré-Cambriano até o Pleistoceno (incluindo conglomerados, arenitos, tufos, oólitos e pisólitos), Holst (1982) discute o papel do *fabric* inicial nas determinações de *strain*. Todas as amostras foram analisadas em pelo menos três planos, sendo um paralelo ao acamamento e dois a ele perpendiculares, com pelo menos de 100 partículas sendo medidas em cada seção.

Os resultados obtidos mostraram um *strain* bidimensional variável, com valores médios por volta de 1,26: 1,00, e que as seções paralelas ao acamamento tendem a um *fabric* randômico, enquanto as seções perpendiculares usualmente mostram orientação paralela ao acamamento.

A aplicabilidade da técnica Rf/ϕ para análise de deformação finita em marcadores elípticos com forma modificada por solução de pressão é investigada por Onasch (1984). Marcadores elípticos com orientação variável, encurtados pela remoção de material em sistemas abertos e fechados são comparados a marcadores encurtados homogeneamente pelo mesmo fator, em três modelos examinados. Para cada um destes modelos, a técnica Rf/ϕ fornece corretamente a direção principal, a razão axial do marcador inicial, e a razão axial de um círculo deformado de forma semelhante.

Os diferentes modelos mostram que a inconsistência interna dos dados Rf/ϕ não é afetada pela quantidade de encurtamento, pelo número de superfícies de dissolução por marcador, ou quanto volume foi perdido. Os resultados obtidos por Onasch (1984) indicam que esse método pode ser aplicado a marcadores elípticos deformados heterogeneamente por solução de pressão, desde que o deslocamento entre superfícies individuais de dissolução seja menor quando comparado ao tamanho do marcador e nas situações em que a maioria das partículas esteja em contato com pelo menos uma superfície de dissolução.

Utilizando o método desenvolvido por Robin (1977) para a análise da deformação, Schnorr & Schwerdtner (1981), determinaram empiricamente como inclusões devem ser medidas para a obtenção da razão principal de deformação, a qual é reproduzível com erro de

± 10%. Seis amostras de leucogranito deformado com agregados de quartzo lenticular foram estudadas de um plúton da Província *Greenville*, sudeste do Canadá.

Entre 63 e 177 inclusões foram medidas por face de cada amostra, servindo de base para o cálculo da razão da deformação principal. Utilizando conjuntos de 100 medidas, dez razões de deformação foram calculados para cada amostra com 10, 15, 20,..., 45 inclusões marcadas aleatoriamente em cada conjunto de dados.

Schnorr & Schwerdtner (1981) concluem nessa análise que somente 35 inclusões são necessárias por face da amostra para obter uma razão da deformação de ± 10%, com um maior número de inclusões, aparentemente, não aumentando a precisão da análise.

Uma sucessão de incrementos de deformação não-coaxial, observados geologicamente, é aplicada homogeneamente por Siddans (1980) a dois modelos: (1) um conjunto de elipses orientadas randomicamente com razão axial constante e (2) um conjunto de elipses com razão axial variável e orientação semi-planar do eixo maior.

No primeiro modelo a elipse final situa-se na curva Rf/ϕ, a qual fornece uma estimativa do estado final da deformação, sugerindo valores corretos tanto da razão axial quanto da orientação. No estado deformado, o segundo modelo resulta em um *fabric* tectonicamente imbricado e mostra que uma tentativa para estimar a deformação finita pela técnica "Rf/ϕ indeformado" fornece uma razão axial incorreta. Uma possível razão para isso, sugerida por Siddans (1980), é que a história deformacional de cada elipse depende da razão axial (e orientações iniciais) e da sucessão dos incrementos de deformação. A única situação na qual o método "Rf/ϕ indeformado" dará resultados corretos será na análise de deformação do tipo cisalhamento puro progressivo.

Dunne *et al*. (1990) demonstram que o método Fry pode subestimar a deformação finita em situações onde os centros finais dos marcadores deformados não coincidem com os centros originais, o que ocorre em amostras sujeitas à deformação heterogênea na escala dos marcadores. Esta heterogeneidade pode manifestar-se, por exemplo, como dissolução transgranular ou por recristalização localizada.

Os efeitos da superposição da compactação e deformação tectônica durante o dobramento de uma seqüência composta por camadas com alternância regular de competência são analisados, através de modelagem e observação, por Mazzoli & Carnemolla (1993).

Os estados de deformação finita, obtidos através da modelagem, parecem estar de acordo com as observações de desenvolvimento de *fabric* em rochas naturalmente deformadas do sul dos Apeninos. Durante a deformação progressiva na modelagem, os elipsóides de deformação finita nas regiões dos flancos de camadas incompetentes dobradas são fortemente oblatos, com o plano XY fazendo um ângulo pequeno com o acamamento como conseqüência de uma compactação anterior. Uma clivagem natural faz um baixo ângulo com o acamamento em argilitos dobrados do sul dos Apeninos e pode ser interpretada como constituinte do plano XY

do elipsóide de deformação finita em sedimentos intensamente compactados, e não apenas resultante de deformação tectônica (Mazzoli & Carnemolla, 1993).

Nas regiões de charneira de dobras abertas, deformações finitas em camadas incompetentes, em modelos, são do tipo prolato e tornam-se oblatas quando o ângulo entre os flancos diminui. A presença de autênticas estruturas em "caneta" em dobras abertas e de clivagem espaçada associada com uma estrutura em caneta, em dobras mais fechadas, observadas muitas vezes na região sul dos Apeninos, refletem, provavelmente, a mudança de deformação prolata para deformação oblata em zonas de charneira com a continuidade do processo de dobramento.

Visando a verificação quantitativa efetiva de três conclusões difundidas na literatura sobre a compactação: (1) de que cresce com a profundidade durante o soterramento das rochas pelíticas; (2) de que as partículas tendem a rotacionar em direção ao acamamento e (3) de que sua magnitude seria largamente controlada pela razão entre filossilicatos e grãos mais equidimensionais, Paterson *et al*. (1995) apresentam uma coletânea de dados obtidos a partir da análise de rochas pelíticas fracamente até não deformadas. A orientação preferencial de filossilicatos (a qual pode ser empregada para definir o elipsóide de *fabric*) foi determinada utilizando goniometria de raios-X, sendo cada um deles representado em Diagrama de Flinn modificado.

Para uma representatividade dos tipos envolvidos, foram coletadas amostras orientadas de variados ambientes deposicionais e representando diferentes profundidades de soterramento:

(a) Argilitos da costa do Oregon (testemunhos do *Deep Sea Core* 174A);

(b) Siltitos de ambientes proximais e distais do antearco cretácico da Califórnia (contendo 15 a 25% de filossilicatos, 50 a 75% de quartzo e feldspatos e pequenas quantidades de fragmentos líticos e derivados vulcânicos);

(c) Argilitos de seqüências turbidíticas do Cretáceo Superior da Califórnia (consistindo de 50% de quartzo, 10 a 20% de feldspatos e quantidades variáveis de micas, cloritas e argilas);

(d) Siltitos e argilitos semipelágicos do prisma acrescionário de Nankai, com mais de 30 ou 40% de filossilicatos;

(e) Folhelhos (calcíticos, siltosos e/ou carbonosos) originados em águas profundas e amostrados em seções não deformadas do *Labrador Trough* (Paleoproterozóico);

(f) Argilitos devonianos fluviais até marinhos de ambiente deltaico do estado de Nova York;

(g) Argilitos e folhelhos de bacias rasas epicontinentais do Yorkshire; e

(h) Folhelhos lagunares do Eoceno de Utah.

A maior parte dos elipsóides localiza-se próxima do eixo horizontal do diagrama de Flinn, indicando elipsóides uniaxiais e oblatos e refletindo claramente os processos de compactação. Outras conclusões importantes da análise de Paterson *et al*. (1995) envolvem:

(1) Uma foliação paralela ao acamamento forma-se em rochas pelíticas durante a compactação, com encurtamentos que podem variando entre 3% e 74%;

(2) A quantidade de compactação é, pelo menos em parte, controlada pelos grãos equidimensionais (usualmente a porcentagem quartzo-feldspato); e

(3) É impossível determinar com precisão as quantidades de compactação, encurtamento horizontal e posterior *strain* tectônico em amostras deformadas, dada a variabilidade da compactação inicial.

O desenvolvimento da orientação preferencial das formas de corpos rígidos elípticos em uma matriz viscosa durante a deformação não-coaxial é simulada, em teoria, por Masuda *et al.* (1995). O modelo de distribuição inicial dos corpos elípticos é assumido como sendo randômico em um diagrama Rf/ϕ, e uma série de modelos de distribuição foi calculada utilizando-se a equação abaixo e aumentando-se a deformação com a variação de θ:

$$\phi' = V/(R^2 + 1) * [R^2 \sin^2\phi \cos\theta + \cos^2\phi \cos\theta - (R^2 - 1) \sin^2\phi \sin\theta]$$

onde ϕ' é a velocidade angular de um corpo rígido; ϕ é o ângulo entre o plano de cisalhamento e o eixo longo da elipse; R corresponde à razão da elipse; V é uma constante e θ é o ângulo índice introduzido para descrever o grau de não-coaxialidade entre os cisalhamentos simples e puro definidos como $\tan\theta = \varepsilon/\gamma$, em que γ e ε são as taxas de cisalhamento simples e puro, respectivamente.

Quando a deformação é por cisalhamento simples (isto é $\theta = 0^o$), todos os corpos elípticos rotacionam com várias velocidades angulares, resultando em uma distribuição inclinada no diagrama Rf/ϕ. Em contraste, para cisalhamento puro (ou seja, $\theta = 90^o$) todos os objetos têm seus eixos longos assintoticamente ajustados em um plano perpendicular ao eixo de compressão, resultando em modelo de distribuição fortemente concentrado e simétrico no diagrama Rf/ϕ. Quando a deformação é em geral não-coaxial ($0^o < \theta < 90^o$), o modelo de distribuição no diagrama Rf/ϕ muda sistematicamente dos modelos similares àqueles de $\theta = 0^o$ e $\theta = 90^o$ com o aumento de θ.

De acordo com Masuda *et al*. (1995), esses diagramas Rf/ϕ podem ser utilizados para a estimativa do grau de não-coaxialidade em rochas, exemplificando com a análise da orientação preferencial das formas de porfiroclastos em dois milonitos da Zona de Cisalhamento Kashio, região central de Honshu (Japão), concluindo que a deformação nestas rochas contém um componente de cisalhamento puro superimposto à um componente de cisalhamento simples.

Onasch *et al.* (1998) demonstram como a história completa de deformação de uma rocha pode ser determinada através (1) da identificação dos mecanismos de deformação atuantes, (2) da determinação da deformação associada com um cada destes mecanismo e (3) da integração dos mecanismos de deformação em uma seqüência deformada determinada pelas relações entre microestruturas. A litologia por eles utilizada corresponde a um quartzo arenito (arenito Massanutten, Siluriano Inferior, *foreland* Appalachian) deformado em baixas temperatura e pressão.

A deformação nestes arenitos foi acompanhada por três mecanismos de deformação: pressão de solução, deslocamento (*dislocation creep*) e microfraturamento. Destes, a pressão de solução foi o mecanismo mais importante na contribuição total da deformação finita. As relações entre microestruturas associadas indicam que esses mecanismos atuaram seqüencialmente, com cada um relacionado a um evento regional. Assim, a pressão de solução ocorreu durante a compactação (encurtamento normal ao acamamento), sendo anterior à deformação regional; o deslocamento deu-se como resposta a altas tensões diferenciais que caracterizam o encurtamento paralelo ao acamamento anterior ao dobramento e o microfraturamento parece estar relacionado ao dobramento.

Mulchrone & Meere (2001) desenvolveram um programa (disponível em http://www.iamg.org/CGEditor/index.htm), de fácil aplicação, para a análise de deformação tectônica utilizando marcadores elípticos. Fornecendo os valores de Rf/ϕ no formato de planilha, calculando e apresentando:

(1) Número total de dados.

(2) Média harmônica de *Rf* (a razão axial dos objetos deformados).

(3) Vetor médio de ϕ.

(4) Razão axial da elipse de deformação finita (*Rs*).

(5) Valor mais baixo de chi-quadrado.

(6) Grau de liberdade.

Um segundo programa (SAPE – "Semi-Automatic Parameter Extraction") desenvolvido por Mulchrone *et al*. (2005), apesar de não estar disponível gratuitamente, apresenta resultados análogos àqueles obtidos com o programa "ImageTool". Ambos os programas trabalham com algoritmos para identificar as regiões de interesse em uma imagem, bastando para isso determinar manualmente, em um *overlay*, os limites dos grãos de quartzo nas seções delgadas, por exemplo. A seguir, o programa calcula para cada região os parâmetros para a análise da deformação (*e.g.* R_i e ϕ_i).

Uma planilha "Excel" para análise de *strain* finito utilizando a técnica Rf/ϕ foi desenvolvida por Chew (2003), estando disponível em http://www.iamg.org/CGEditor index.htm. Esta planilha fornece, entre outros parâmetros, o valor de *Rs*, a média harmônica e

calcula a curva θ, apresentando como vantagens uma fácil modificação de sua estrutura e a capacidade para exportar e modificar os diagramas Rf/ϕ em uma variedade de outros programas.

A influência do tamanho da amostra na estimativa da deformação em rochas sedimentares clásticas é discutida por Meere & Mulchrone (2003). Estes autores aplicam os métodos de Robin (Robin, 1977), da linearização (Yu & Zheng, 1984; *in* Meere & Mulchrone, 2003), um método por eles desenvolvido (e aplicado nesta dissertação, Mulchrone & Meere, 2001) e o método da média do comprimento radial (Mulchrone *et al*., 2003) em um conjunto de dados simulados. Meere & Mulchrone (2003) concluem que um tamanho ótimo para análise da deformação em rochas sedimentares clásticas é dependente da intensidade da deformação sofrida por esta rocha, ou seja, quanto mais alto o regime de deformação, maior o tamanho da amostra, sugerindo uma análise mínima de n=150, valor este que pode ser mantido ou reduzido com base no valor inicial de *Rs* estimado.

A aplicação do método Fry para medir o *strain* em granitos porfiríticos deformados é discutida por Genier & Epard (2007). Além de questionar os critérios necessários à aplicação do método, ferramentas estatísticas são apresentadas para:

(1) Selecionar uma população apropriada de objetos;

(2) Escolher o número de centros;

(3) Checar a distribuição espacial dos centros; e

(4) Tentar evitar interpretações ruins do diagrama Fry.

Além disso, Genier & Epard (2007) testam os efeitos das deformações homogêneas e heterogêneas em diferentes distribuições espaciais de partículas. Os resultados obtidos mostram que (1) o método Fry pode ser empregado para a estimativa do *strain* em granito porfirítico (*augen* ortognaisse) e (2) este método é insensível à deformação distribuída em discretas *shear bands*. A não detecção desse tipo de deformação, que poderia ser considerado uma grande desvantagem, torna-se vantajosa à medida que irá ignorar a deformação magmática associada com a foliação de fluido.

A maior parte dos estudos de determinação quantitativa de *strain* em sedimentos/metassedimentos é realizada em rochas conglomeráticas (*e.g*. Burns & Spry, 1969) o que não será tratado em detalhe nesta dissertação. Um trabalho de cunho estrutural bastante interessante, com a determinação quantitativa de *strain* através dos métodos Rf/ϕ nos clastos e Fry para análise da rocha total, foi apresentado por Treagus & Treagus (2002). Os autores, utilizando estudos anteriores (*e.g.* Treagus & Treagus, 2001 e Treagus & Lan, 2000), modelos idealizados com duas a quatro fases e dois estudos de caso, quantificaram a influência da fase viscosa e volume na viscosidade total, revelando como isto controla a partição da deformação entre as diferentes fases.

Treagus & Lan (2003), dando continuidade a trabalhos anteriores, analisam o cisalhamento simples de objetos quadrados em contraste com a matriz, catalogando as mudanças nas formas e orientações desses objetos durante a progressão do cisalhamento.

Um modelo matemático de Perímetro-Área é utilizado por Wang *et al.* (*in press*) para a caracterização da deformação em grãos de quartzo de milonitos de diferentes tipos com diferentes graus de metamorfismo. Este modelo matemático associa a relação entre o perímetro (P) e a área (A) de formas fractais semelhante.

A área de estudo corresponde a uma zona localizada no noroeste da Escócia, a qual consiste em uma série de empurrões, com o empurrão Moine sendo considerado o mais velho, os milonitos encontram-se imediatamente embaixo dos afloramentos do Moine.

A modelagem quantitativa introduzida por Wang *et al.* (*op. cit.*) demonstra que com um aumento no grau de deformação, a forma tende a tornar-se mais irregular e estratificada, e o tamanho tende a diminuir com aumento da dispersão devido à deformação e fragmentação. O modelo Perímetro-Área mostrou-se efetivo para quantificar a mudança de irregularidade nos grãos de quartzo de milonitos com diferentes graus de deformação, permitindo, também, a utilização da técnica GIS como ferramenta auxiliar na caracterização de imagens de milonitos.

Apesar da razão entre os eixos maior e menor de minerais deformados ser comumente empregada como indicador do grau de deformação de grãos (quanto maior a razão, maior o grau de deformação), Wang *et al.* (*in press*) alertam para a dificuldade (a qual pode impossibilitar) na determinação da razão de deformação em grãos minerais irregulares, além disso, a razão entre os eixos maior e menor pode ser diferente quando medidos em grãos com diferentes tamanhos, problemas estes que não ocorrem com a aplicação do modelo Perímetro-Área, sugerindo, desta forma, o seu emprego no estudo petrológico.

Na área de Ghouri, sudoeste do Irã, afloram rochas associadas à faixa orogênica de Zagros, a qual, baseada em análises clássicas de deformação em microfósseis deformados com forma de elipsóide oblatos, é classificada como uma zona de transpressão dominada por cisalhamento puro. Contudo, indicadores assimétricos de cisalhamento sugerem que um significativo componente de cisalhamento simples esteve envolvido ao longo dos limites da zona de deformação. Os eixos longos dos microfósseis e seixos estirados de um conglomerado deformado foram utilizados por Sarkarinejad (2007) para indicar a direção de estiramento nessa zona.

As medidas dos eixos (longo, intermediário e curto) de microfósseis foram realizadas em quatorze estações em um nível de filito fossilífero no flanco NE do anticlinal Chah Sabz (paralelo ao plano axial da dobra), situado a noroeste de Ghouri. Em cada estação foram coletadas amostras orientadas, com as técnicas de deformação Rf/ϕ, Fry e métodos matemáticos (médias aritmética, geométrica e harmônica) sendo aplicadas.

Os valores de *Rs* obtidos por Sarkarinejad (2007) pelo método Rf/ϕ variaram de 2,78 ± 0,71 na seção XZ, 2,60 ± 0,30 na seção YZ e 2,20 na seção XY. A média dos valores para todas as seções principais mostram uma razão de deformação (XZ : XY : YZ) de 1,26 : 1,18 : 1,0, com elipsóides de deformação oblatos (k = 0,85 ± 0,16) definidos no diagrama de Flinn. Os valores de deformação obtidos através da aplicação do método Fry são mais baixos do que as razões correspondentes determinadas pela técnica Rf/ϕ, sugerindo um contraste de competência entre os fósseis e a matriz da rocha durante o processo deformacional.

Os eixos X dos microfósseis têm forte caimento (80º, N67ºW), enquanto dos seixos estirados têm caimento moderado (39º, N76ºW), entretanto, ambos são oblíquos aos limites da zona de deformação da zona de transpressão de Zagros com direção NW-SE (Sarkarinejad, 2007).

Uma revisão do conceito da magnitude da deformação e a demonstração de suas vantagens na interpretação de dados de *strain* relativo e absoluto são apresentadas por Brandon (1995), através dos resultados obtidos em estudos anteriores de deformação de arenitos da porção leste do *Franciscan Complex* da Califórnia (o qual foi acrescionado e deformado em uma fatia acrescionária sob condições de alta pressão – baixa temperatura durante o Cretáceo e início do Cenozóico).

Este enfoque visa auxiliar a utilização dos diagramas de Flinn e Nadai em um contexto mais amplo e fornecer uma base mais flexível para a análise entre as relações de volume de deformação e deformação diferencial. Desta forma, Brandon (1995) faz as seguintes recomendações:

(1) a magnitude da deformação total pode ser decomposta em dois componentes ortogonais, E_v e E_d, os quais são medidas escalares fundamentais do volume de deformação e distorção média produzida pela deformação em um ponto material;

(2) o diagrama de Nadai é a ferramenta preferencial por retratar o componente diferencial dos dados de deformação e por fornecer uma representação sem distorção da seção diferencial. A utilização deste diagrama deve estar restrita à classificação da simetria da deformação e à análise da trajetória da deformação diferencial;

(3) o diagrama S_v-S_y é o mais indicado para discriminar o tipo de deformação. Este diagrama é apropriado para dados tanto de deformação absoluta quanto relativa. Além disso, indica claramente como a interpretação dos dados de deformação relativa é influenciada pelas suposições sobre o volume de deformação;

(4) os diagramas E_v-E_d e S_v-S_x são úteis para análise da relação entre deformação diferencial e volume de deformação e relação entre processos deformacionais e formação de clivagem;

(5) a média da distribuição da magnitude da deformação não deve ser equiparada com o modo de distribuição. Em vez disso, um método mais apropriado de regulagem de tensor deve ser utilizado para que as informações de direção e magnitude estejam representadas em cálculo de valores médios; e

(6) como última recomendação, encorajar uma utilização mais ampla da magnitude da deformação no espaço como uma base para construção de diagramas de deformação e para interpretação das trajetórias de deformação. Atenção especial deve ser dada à escolha da escala da distância e a identificação de eixos de coordenadas apropriados para o problema em questão.

Considerando-se os trabalhos discutidos anteriormente, alguns pontos devem ser considerados quando da análise quantitativa da deformação em seqüências metassedimentares. Entre estes, destacam-se:

(a) Corroborando uma série de trabalhos clássicos de cunho sedimentológico, fica demonstrado que grãos individuais não são necessariamente esféricos antes da deformação tectônica;

(b) Não existe, na maior parte dos casos, distribuição uniforme inicial dos grãos e, em boa parte dos exemplos, nem mesmo em cortes paralelos à superfície de acamamento;

(c) A "assimetria de *fabric*" em relação ao acamamento demonstrou-se rara, não devendo portanto ser utilizada como base nas técnicas de determinação de *strain;*

(d) Qualquer análise de *strain* em arenitos baseada na forma e/ou orientação dos grãos na qual se caracterizem baixas razões (menores que 1,5) reflete em sua maior parte o *fabric* deposicional; e

(e) Rochas de origem pelítica, quando possível, não devem ser utilizadas para determinações quantitativas de *strain*, na medida que é impossível o cálculo (mesmo que aproximado) da quantidade de compactação e de sua influência no elipsóide de deformação finita.

Considerações tais como as anteriores levaram autores (*e.g*. Paterson & Yu, 1994) a não validarem nenhum dos métodos (sejam algébricos, sejam gráficos) de correção apresentados na literatura. Mesmo o método de aproximação algébrica proposto por Wheeler (1986) para a decomposição do elipsóide de *fabric* final em um elipsóide tectônico superimposto a um elipsóide primário parte de um pressuposto não verificável (a existência de *fabric* simétrico em relação ao acamamento). De qualquer modo, Paterson & Yu (*op. cit.*) sugerem que, na maioria dos casos, é possível a multiplicação do elipsóide final por uma média recíproca de elipsóides primários previamente conhecidos. Na impossibilidade de sua determinação na região

considerada, valores bibliográficos tornam-se aceitáveis, tais como aqueles para arenitos (1,31 : 1,14 : 1,00) sugeridos por Paterson & Yu (1994).

Uma discussão sobre a ocorrência de deformação em sedimentos é apresentada por van Lonn (2003), a qual sugere que parte da deformação atribuída a processos tectônicos tenha sido originada, na realidade, durante processos sedimentares, propondo, como conseqüência, uma reinterpretação do ponto de vista sedimentológico de algumas estruturas específicas. Um exemplo é o estudo realizado por Kusky & De Paor (1991), o qual mostrou-se capaz de simplificar a história de uma unidade metamórfica no Canadá através apenas da reinterpretação de estruturas de deformação, para as quais foram propostas uma origem sedimentar.

5.1 – OS PARÂMETROS DA DEFORMAÇÃO

As técnicas de quantificação aplicadas nas amostras da Folha Diamantina, porção central Serra do Espinhaço Meridional, (Rf/ϕ, Fry, método Panozzo, método do intercepto, método da orientação das formas – SPO e centro-a-centro) permitem apenas análises bidimensionais, que tratadas em conjunto com observações diretas definem apenas alguns fatores: elipsidade, ou seja, quociente entre o comprimento do eixo maior e menor da elipse de deformação, originada de um círculo unitário (*Rs*), ângulo entre o eixo maior da elipse de deformação e a direção da foliação (θ), grau de arredondamento dos grãos e flutuação (Δ), que corresponde à diferença entre as orientações extremas do eixo maior de cada seixo e uma linha horizontal de referência, sendo que, para o ângulo θ foi empregada a relação matemática (Ramsay, 1967):

$$\boldsymbol{\cos 2\theta} = \left[\frac{(\mathrm{R_0} - 1)(\mathrm{R_s} + 1)}{(\mathrm{R_0} + 1)(\mathrm{R_s} - 1)}\right]$$

onde:

$$\boldsymbol{R_s} = \sqrt{\mathrm{R_{max}}.\mathrm{R_{min}}}$$

e

$$\boldsymbol{R_0} = \sqrt{\frac{\mathrm{R_{max}}}{\mathrm{R_{min}}}}$$

Por sua vez, o valor do ângulo de flutuação (Δ) foi obtido pela seguinte fórmula (Ramsay & Huber, 1983):

$$\Delta = \tan^{-1}\left\{\frac{[\mathrm{R_s}(\mathrm{R_0^2} - 1)]}{\sqrt{(\mathrm{R_0^2R_s^2} - 1)(\mathrm{R_s^2} - \mathrm{R_0^2})}}\right\}$$

Os demais parâmetros necessários para a quantificação da deformação são obtidos através da associação destes dados e dos dois planos analisados (planos cinemáticos XZ e YZ). Uma discussão detalhada para a obtenção de parte destes parâmetros pode ser encontrada, entre outros, em Ramsay & Huber (1983) e em Fiori (1997).

Dois parâmetros facilmente obtidos a partir dos dados das seções paralelas a XZ e YZ são o "Parâmetro de Flinn" (k) e o "Parâmetro Logarítmico de Flinn" (K), definidos pelas fórmulas:

$$\boldsymbol{k} = \frac{(R_{xy}-1)}{(R_{yz}-1)}, \text{ e}$$

$$\boldsymbol{K} = \frac{\ln(R_{xy}-1)}{\ln(R_{yz}-1)}$$

O parâmetro de Flinn é empregado para a definição da forma do elipsóide de deformação. Desta forma, quando apresenta valores maiores que 0 e menores que 1, define elipsóides oblatos, situados no campo do achatamento aparente, enquanto valores maiores que a unidade, definem elipsóides prolatos, que se originam no campo da constrição aparente. Valores iguais a 1 conseqüentemente caracterizam elipsóides perfeitamente esféricos. O parâmetro K (Flinn Log) é modificação do anterior, cujo diagrama permite a definição das mudanças de volume das amostras analisadas.

Outros parâmetros incluem a medida da intensidade de distorção do elipsóide de deformação (d) e a medida de intensidade de deformação do elipsóide (D), fornecidas pelas fórmulas:

$$\boldsymbol{d} = \sqrt{\left(R_{xy}-1\right)^2 + \left(R_{yz}-1\right)^2} \textbf{ e}$$

$$\boldsymbol{D} = \sqrt{\left(\ln R_{xy}\right)^2 + \left(\ln R_{yz}\right)^2}$$

O chamado "Parâmetro de Lode" (ν) utiliza os valores logarítmicos do comprimento do semi-eixo do elipsóide de deformação para uma melhor descrição da forma deste elipsóide, enquanto que a quantidade da deformação cisalhante em plano octaedral pode ser definida pelo "Parâmetro de Nadai" (ε). Estes dois parâmetros, onde

$$\boldsymbol{\nu} = \frac{(\ln R_{yz}-\ln R_{xy})}{(\ln R_{yz}+\ln R_{xy})}, \text{ e}$$

$$\boldsymbol{\varepsilon} = \left(\frac{1}{\sqrt{3}}\right)\sqrt{(\ln R_{xy})^2 + (\ln R_{yz})^2 + (\ln R_{xz})^2},$$

podem ser tratados em conjunto no chamado “Diagrama de Hsü” (Hsü, 1966; *in* Ramsay & Huber, 1983), que permite a definição das mudanças percentuais sofridas pelos eixos X, Y e Z durante a deformação.

6 – A Quantificação da Deformação em Quartzitos dos Grupos Costa Sena e Guinda, Serra do Espinhaço Meridional

Para a análise quantitativa da deformação foram analisadas amostras de quartzitos coletadas principalmente na região central da Quadrícula Guinda (1: 25.000), sudeste de Diamantina, e na porção sul da Serra da Matriculada (Figura 6.1), município de Datas (região limite entre as quadrículas, 1:25.000, de Gouveia e Vau).

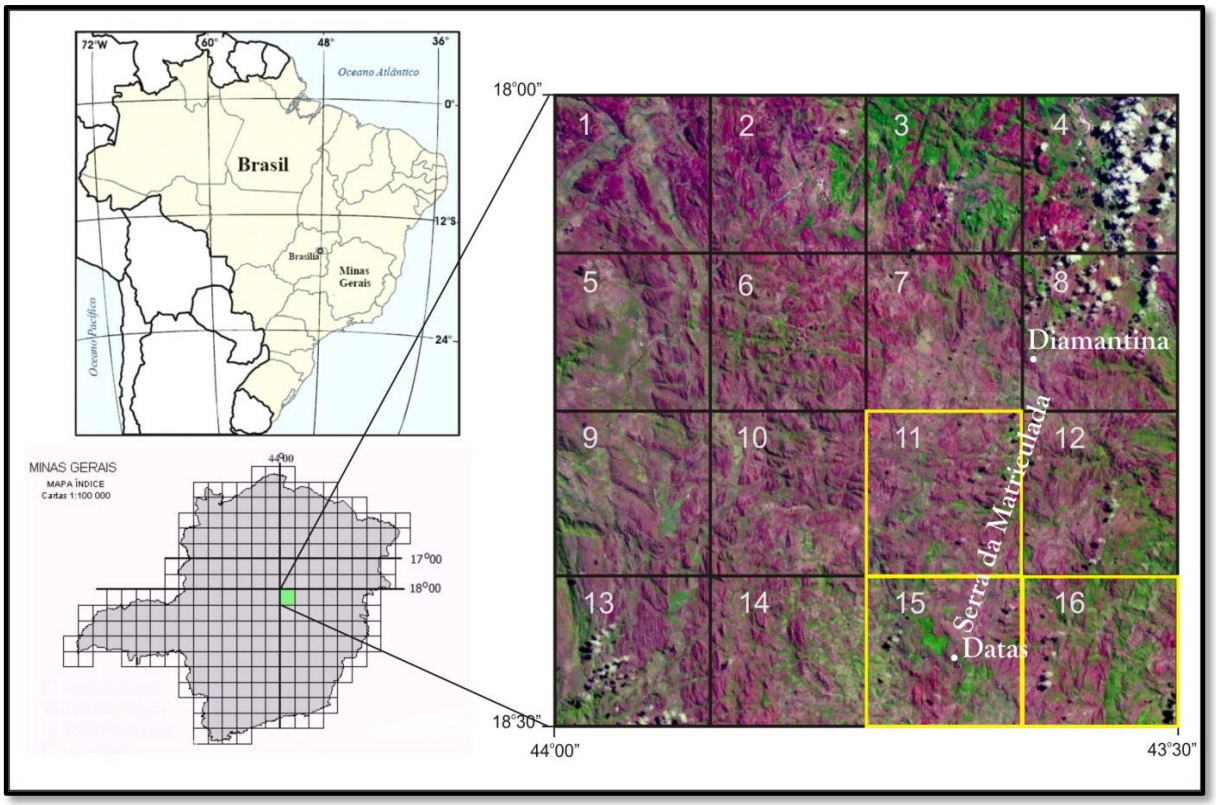


***Figura 6.1**: Localização dos municípios de Diamantina e Datas no âmbito da Folha Diamantina (1: 100.000) e suas respectivas quadrículas na escala de 1:25.000, com destaque para as quadrículas de Guinda, Gouveia e Vau: 1. Santa Rita; 2. Campo Sampaio; 3. São João da Chapada; 4. Mendanha; 5. Batatal; 6. Morro do Capim; 7. Sopa; 8. Diamantina; 9. Conselheiro Mata; 10. Caxambu; 11. Guinda; 12. Extração; 13. Campo da Croa; 14. Cuiabá; 15. Gouveia e 16. Vau.*

A região central da Quadrícula Guinda é caracterizada por ser a área tipo dos metassedimentos associados à Formação Bandeirinha e por evidenciar o contato gradual entre esta unidade e os quartzo-mica xistos da Formação Barão do Guaicuí (ambas pertencentes ao Grupo Costa Sena). Além disso, a complexidade estrutural da Serra do Espinhaço é exemplificada através de sistemas de frentes de cavalgamento/zonas de cisalhamento responsáveis por importantes inversões estratigráficas envolvendo os grupos Costa Sena (especialmente os metassedimentos da Formação Barão do Guaicuí) e Guinda.

Diante disso, foram analisadas 42 amostras de quartzitos associados às formações Bandeirinha, São João da Chapada e Sopa-Brumadinho de diferentes regiões dessa quadrícula (Figura 6.2), de tal modo que algumas situações estruturais e estratigráficas estivessem representadas, buscando-se, principalmente nas porções com maior preservação de estruturas sedimentares, estabelecer valores de deformação mais próximos daqueles associados à deformação sedimentar/diagenética dos litotipos ali presentes.

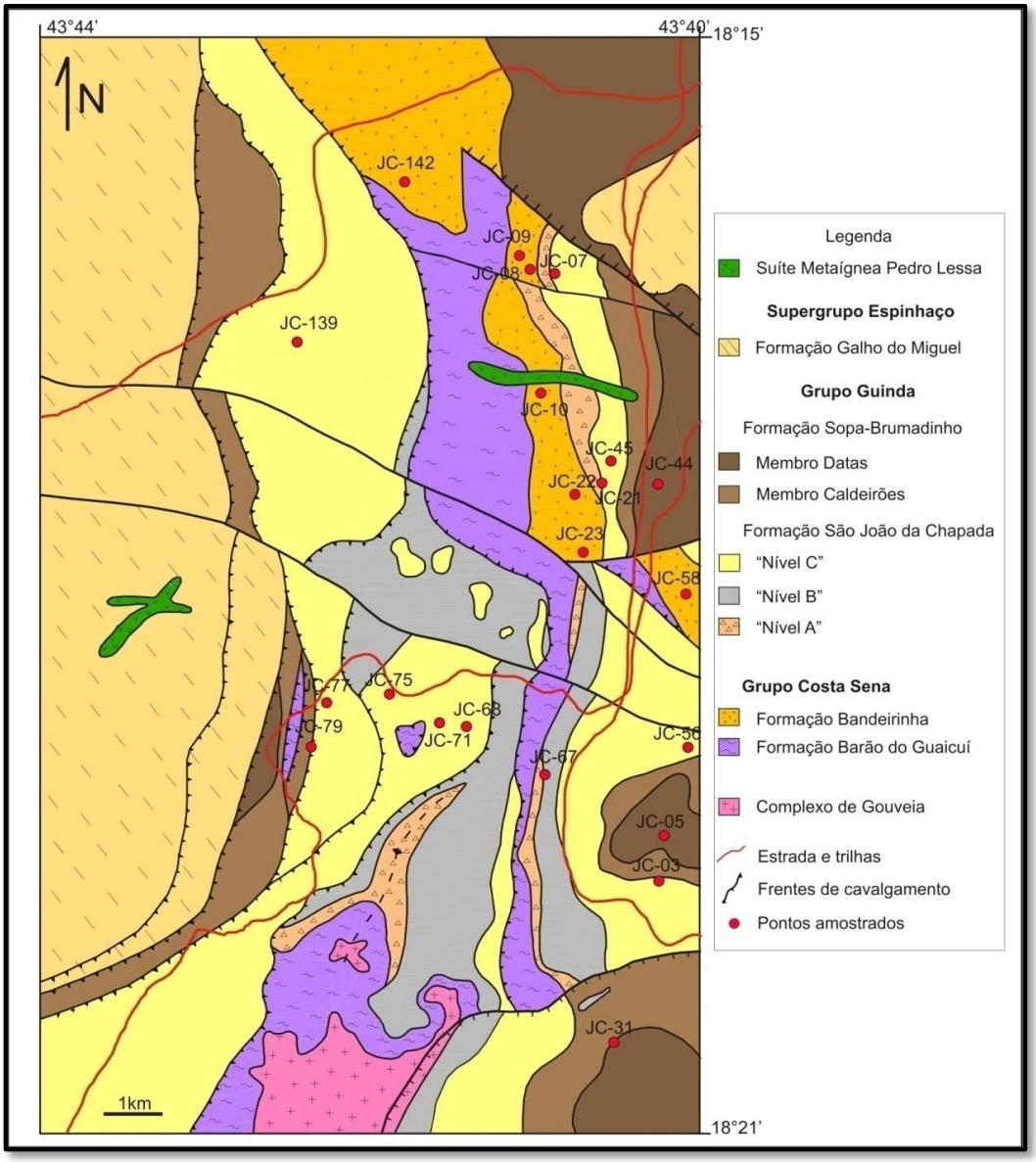


***Figura 6.2**: Mapa geológico da porção central da Quadrícula Guinda com localização de parte dos afloramentos amostrados (modificado de Faria & Menicucci, 2005).*

A região de Datas, uma das mais intensamente deformadas da Folha Diamantina (Fogaça 1995), é caracterizada por um importante sistema de frentes de cavalgamento (correspondendo à "Zona de Falhamentos da Matriculada" de Schöll & Fogaça, 1981) que envolvem lascas tectônicas tanto de unidades do Supergrupo Espinhaço (Grupo Guinda e Formação Galho do Miguel) como do Grupo Costa Sena e do próprio Complexo de Gouveia.

Desta região foram analisadas 25 amostras de quartzitos pertencentes às formações São João da Chapada ("Nível C") e Sopa-Brumadinho (Membro Caldeirões), de diferentes regiões da porção sul da Serra da Matriculada (Figura 6.3), de tal modo que, semelhantemente às amostras da Quadrícula Guinda, diferentes situações, principalmente estruturais, estivessem representadas.

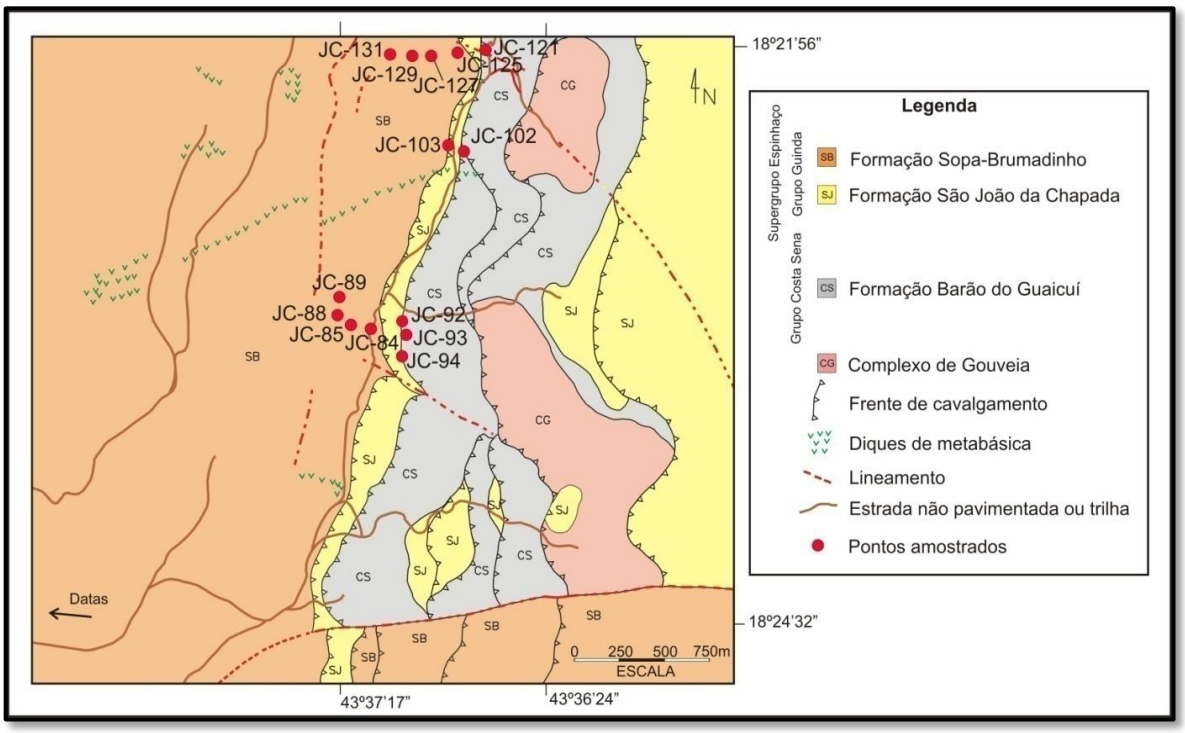


***Figura 6.3**: Mapa geológico simplificado da porção sul da Serra da Matriculada, município de Datas, com localização de parte dos afloramentos amostrados.*

Além dessas duas regiões, com malhas de amostragem mais densas, foram também submetidas à quantificação da deformação amostras de quartzitos coletadas na região ao norte de Diamantina, na trilha denominada "Caminho dos Escravos" (4 amostras) e na porção leste da Quadrícula Guinda, nas proximidades dos córregos Rapadura e Canudinhos (5 amostras).

6.1 – O TRATAMENTO DAS AMOSTRAS

As amostras de quartzitos utilizadas para a quantificação da deformação deste trabalho foram coletadas orientadas em campo, com posterior definição dos cortes a serem confeccionados: paralelos a lineação de estiramento mineral (plano XZ) e nos cortes a ela perpendiculares (plano YZ). Estas seções delgadas foram confeccionadas nos laboratórios do Centro de Geologia Eschwege.

As lâminas obtidas foram descritas e fotografadas, permitindo a seleção daquelas mais apropriadas para a determinação através dos métodos Rf/ϕ, Fry, Projeção ou Panozzo, orientação preferencial das formas e Centro-a-Centro, técnicas estas escolhidas a partir dos resultados obtidos com a aplicação de diferentes métodos de quantificação em amostras

experimentais, discutidos no Capítulo 4. Após a seleção das lâminas mais adequadas, os grãos de cada uma das seções foram cuidadosamente desenhados em *overlay* apropriado.

O *overlay* de cada seção foi "colorido" manualmente, separando desta forma matriz e grãos, sendo posteriormente tratados em programas gráficos adequados (especialmente PaintShop Pro, versão 02) para a geração de imagens apropriadas. Estas imagens foram exportadas para o programa "ImageTool" (disponível em http://ddsdx.uthscsa.edu/dig/itdesc.html), um analisador de imagens, o qual definiu objetos, sua orientação, seus tamanhos, relações axiais e grau de arredondamento, entre outros atributos. Os dados assim gerados foram transportados para o programa "Microsoft Excel" e para o programa desenvolvido por Mulchrone & Meere (2001), gerando planilhas e gráficos adequados para a aplicação do Método Rf/ϕ e de todos os parâmetros dele decorrentes.

Para a obtenção dos dados através do método Fry, assim como para a construção dos diagramas correspondentes, foram utilizados os programas "Fabric7" (disponível em http://www.geolsoft.com) e "NewFry 1.2". As amostras utilizadas em ambos os programas foram preparadas semelhantemente a anterior, com a diferença que em cada *overlay* foram determinados os centros dos grãos, definindo pontos que, posteriormente plotados e tratados dentro dos programas, forneceram as nuvens de pontos necessárias para a sua interpretação. As informações obtidas foram então transportadas para planilhas Excel adequadas, permitindo seu tratamento matemático em conjunto com os demais dados já definidos.

A aquisição dos dados através dos métodos Panozzo e Centro-a-Centro foi realizada utilizando-se o programa "Fabric7". As amostras utilizadas neste programa correspondem àquelas preparadas para a aplicação do método Fry, que tratadas nesse programa, produziram os parâmetros e gráficos apropriados.

Os dados para a determinação através do Método da Orientação Preferencial das Formas ("SPO") foram obtidos utilizando-se o programa "SPO2003" disponível em http://www.sciences.univ-nantes.fr/geol/UMR6112. Semelhantemente ao Método da Projeção, as amostras aqui utilizadas equivalem às empregadas no método Fry.

Um problema ocorrido durante esta fase de tratamento das amostras foi causado por seções dos litotipos mais deformados, na medida em que o extremo estiramento dos grãos de quartzo muitas vezes dificultou (e, em alguns casos, impossibilitou) a definição ideal do contorno dos grãos. Esta definição ideal também se mostrou inviável nos casos de intensa recristalização dos grãos, visto que a forma original dos mesmos não pôde ser identificada.

6.2 – RESULTADOS OBTIDOS

Foram analisadas 76 amostras de quartzitos pertencentes aos grupos Costa Sena e Guinda, unidades metassedimentares constituintes da Serra do Espinhaço Meridional, de diferentes regiões da Folha Diamantina, de tal modo que algumas situações estruturais e

estratigráficas estivessem representadas. Neste capítulo serão elaboradas considerações a respeito dos valores da razão "***Rs***" obtidas para cada amostra nos métodos aplicados, do grau de arredondamento, do valor da flutuação (Δ) e do ângulo θ. Estes resultados encontram-se sintetizados nas tabelas A2.1 e A2.2 (Anexo AII) e nas figuras A3.2 a A3.137 (Anexo AIII) cuja legenda é melhor explicada na figura A3.1.

6.2.1 – SERRA DA MIÚDA

Localizada na região central da Quadrícula Guinda, a Serra da Miúda é constituída, na base, pelo "Nível C" da Formação São João da Chapada, o qual se modifica, gradativamente em direção ao topo, para os filitos sericíticos (Membro Datas) e quartzitos (Membro Caldeirões) da Formação Sopa-Brumadinho (Foto 6.1). Estruturalmente a serra é definida por um sinclinal aberto e assimétrico, com ligeira vergência para oeste, com eixo de direção próxima a N-S (Fogaça, 1995).

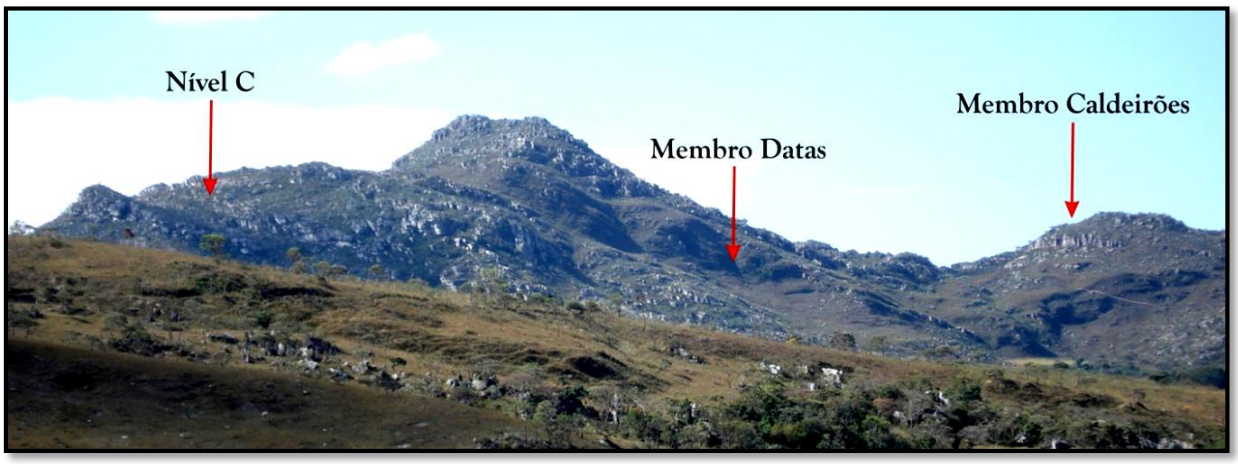


Foto 6.1*: Panorâmica da escarpa oeste da Serra da Miúda e sua divisão estratigráfica.*

Nas porções a leste e oeste da serra, várias frentes de cavalgamento são responsáveis por uma série de inversões estratigráficas. No caso da serra propriamente dita, a preservação de estruturas sedimentares na maior parte dos afloramentos descritos, na forma essencialmente de estratificações cruzadas de diversos tipos e porte variável, define uma aparente baixa deformação das três unidades que a compõem.

Para a discussão dos aspectos quantitativos da deformação foram considerados dois perfis nessa serra (Figura 6.4): o primeiro na escarpa oeste e o segundo na escarpa leste, com análise de cinco amostras representativas de um intervalo estratigráfico bem definido que inclui o topo do Nível C (amostra JC-03), a base e a porção mediana do Membro Caldeirões (amostras JC-04 e JC-05, respectivamente) em perfil realizado na escarpa oeste. Na escarpa leste foram analisadas as amostras JC—52 (apenas a seção YZ), JC-53 e JC-56, as duas primeiras pertencentes ao Membro Caldeirões e a última pertencente ao "Nível C" de Schöll & Fogaça (1979, 1981). Finalizando a análise dessa porção da Quadrícula Guinda, coletada a sudeste da

serra, foi submetida à quantificação da deformação, a amostra JC-137, pertencente ao "Nível C" e coletada numa região caracterizada por inversões estratigráficas envolvendo os níveis "B" e "C" da Formação São João da Chapada e Formação Barão do Guaicuí Schöll & Fogaça (1981). Tratam-se, em todos os casos, de quartzitos brancos até acinzentados, pouco ferruginosos, micáceos e de granulometria média a localmente grossa, eventualmente contendo grânulos esparsos de quartzo e/ou magnetita.

Na amostra JC-03 (figuras A3.2 e A3.3), os valores de ***Rs*** são maiores nas determinações via Rf/ϕ e média harmônica das razões dos grãos do que aqueles obtidos através de Método Fry tradicional, Fry (F7) ou Centro-a-Centro em ambos os planos analisados, indicando uma maior absorção da deformação pelos grãos. Desta forma, no plano XZ, valores de 2,95 foram alcançados por Rf/ϕ; 2,65 pela média harmônica; 1,86 por SPO e 2,50 para Fry tradicional, enquanto que aqueles obtidos via Fry (F7) e Centro-a-Centro foram 2,35 e 2,41; respectivamente. No plano YZ os valores obtidos foram de 2,21 para Rf/ϕ; 2,09 para média harmônica; 1,84 por SPO; 1,64 para Fry tradicional; 1,74 para Centro-a-Centro e 2,23 para Fry (F7), valor este maior do que àqueles obtidos pelas duas outras técnicas anteriores. Os valores do grau de arredondamento estatístico são 0,49 em XZ e 0,60 em YZ, e os valores da flutuação variaram de 38º no plano XZ e 28º para o plano YZ. Já os valores determinados de θ foram 67° para o plano XZ e 61° para o plano YZ.

A amostra JC-04 (figuras A3.4 e A3.5) mostra valores de ***Rs*** novamente maiores nas determinações via Rf/ϕ e média harmônica das razões dos grãos do que aqueles obtidos através de Método Fry tradicional em ambos os planos analisados. A seção XZ forneceu valores de ***Rs*** de 1,65 para Rf/ϕ; 1,57 para média harmônica; 1,20 por SPO; 1,29 para Fry tradicional; 1,25 para Centro-a-Centro e um valor mais alto para Fry (F7), cerca de 1,77. Resultados semelhantes a estes são também verificados na seção YZ, com valores de ***Rs*** 1,63 para o método Rf/ϕ; 1,54 para a média harmônica; 1,15 por SPO; 1,29 obtido pelo método Fry tradicional, 1,35 para Fry (F7) e 1,58 para o método Centro-a-Centro. Os valores do grau de arredondamento são muito próximos: 0,75 em XZ e 0,76 em YZ, já os valores da flutuação variaram de 63º para o plano XZ e 53º para YZ. Os valores de θ foram 77° para o plano XZ e 73° para o plano YZ.

Na amostra JC-05 (figuras A3.6 e A3.7), os valores de ***Rs*** determinados pelo método Rf/ϕ são maiores que aqueles obtidos pelo Fry tradicional (1,72 contra 1,30), pela média harmônica (1,60), Fry (F7) – 1,27 e Centro-a-Centro (1,32) apenas para a seção XZ, o que indicaria uma maior absorção da deformação pelos grãos. Entretanto, para o plano YZ a situação é oposta: os valores de ***Rs*** determinados pelos métodos Fry e Fry (F7) são maiores do que aqueles definidos pelos métodos Rf/ϕ e média harmônica, respectivamente, 1,75; 1,80; 1,50 e 1,45, sugerindo uma maior absorção da deformação pela matriz em detrimento dos grãos. Os valores do grau de arredondamento são 0,66 para o plano XZ e 0,78 para o plano YZ, enquanto

os valores da flutuação variaram de 56º na seção XZ e 50º em YZ. Os valores de θ foram 75° para o plano XZ e 71° para o plano YZ.

Na única seção (YZ) analisada da amostra JC-52 (Figura A3.8), coletada na escarpa leste da Serra da Miúda, observa-se uma maior absorção da deformação pelos grãos, com valores de ***Rs*** atingindo 2,98 por Rf/ϕ, 2,75 através do cálculo da média harmônica, 2,30 por SPO, 2,36 através de Fry tradicional, 2,40 via Fry (F7) e 1,78 empregando-se a técnica do Centro-a-Centro. O valor da flutuação se situa ao redor dos 24°, enquanto o valor de θ obtido foi de 60° e grau de arredondamento de 0,51.

A segunda amostra pertencente ao Membro Caldeirões, (JC-53, figuras A3.9 e A3.10) da Formação Sopa-Brumadinho, mostra, em corte paralelo ao plano XZ, uma maior absorção da deformação pelos grãos com valores de ***Rs*** atingindo 2,72 pelo o método Rf/ϕ, 2,42 pela média harmônica, 2,19 por SPO, 1,80 pelo método Fry tradicional, 2,11 por Fry (F7) e 1,86 pelo método Centro-a-Centro. No plano YZ estes valores alcançaram 1,89 pelo método Rf/ϕ, 1,81 pela média harmônica, 2,12 e 2,08 pelos métodos Fry e Fry (F7) e 1,21 por Centro-a-Centro, o que indicaria uma maior absorção da deformação pela matriz. Os valores do grau de arredondamento são 0,54 para o plano XZ e 0,73 para o plano YZ, enquanto os valores da flutuação variaram de 28º na seção XZ e 33º em YZ. O valor de θ é o mesmo para ambas as seções correspondendo a 63°.

A última amostra analisada da escarpa leste da Serra da Miúda, JC-56 (figuras A3.11 e A3.12), pertencente ao "Nível C" da Formação São João da Chapada, forneceu valores de ***Rs*** sempre mais altos nas determinações via Método Fry e Fry (F7) do que aqueles obtidos através de Rf/ϕ e média harmônica dos grãos, o que indica uma maior absorção da deformação pela matriz. Assim, no plano XZ, valores de 1,69 foram alcançados por Rf/ϕ e 1,62 pela média harmônica, enquanto que aqueles obtidos via Fry e Fry (F7) correspondem a 2,17 e 1,98 respectivamente. No plano YZ os valores obtidos foram 1,67 para o método Rf/ϕ, 1,60 para a média harmônica, 2,16 por Fry tradicional e 2,07 via Fry (F7). O valor obtido pelo método Centro-a-Centro é o mesmo para as duas seções: 1,45. Não há significativas variações no grau de arredondamento entre os dois planos, correspondendo a 0,78 na seção XZ e 0,76 na seção YZ, contudo o valor da flutuação varia entre 60º na seção XZ e cerca de 40º em YZ, já os valores determinados de θ foram 76° para o plano XZ e 67° para o plano YZ.

A amostra JC-137 (figuras A3.13 e A3.14), um quartzito vermelho, pouco micáceo, de granulometria média, coletado a sudeste da Serra da Miúda, os valores de ***Rs,*** para o plano XZ são maiores nas determinações via Fry tradicional do que aqueles obtidos através de Rf/ϕ, média harmônica das razões dos grãos, SPO, Fry (F7) ou Centro-a-Centro, indicando uma maior absorção da deformação pela matriz. Desta forma, valores de 2,37 foram alcançados por Rf/ϕ, 2,16 pela média harmônica, 1,70 por SPO, 2,71 para Fry tradicional, enquanto que aqueles obtidos via Fry (F7) e Centro-a-Centro foram 2,29 e 1,71, respectivamente. No plano YZ os

valores obtidos foram de 1,70 para Rf/ϕ; 1,64 para média harmônica; 1,27 através de SPO; 1,45 para Fry tradicional; 1,69 para Fry (F7) e cerca de 1,22 via técnica do Centro-a-Centro, denotando uma (pequena) maior absorção da deformação pelos grãos. Os valores do grau de arredondamento estatístico são 0,60 em XZ e 0,79 em YZ, e os valores da flutuação variaram de 36º no plano XZ e 57º para o plano YZ. Já os valores determinados de θ foram 67° para o plano XZ e 75° para o plano YZ.

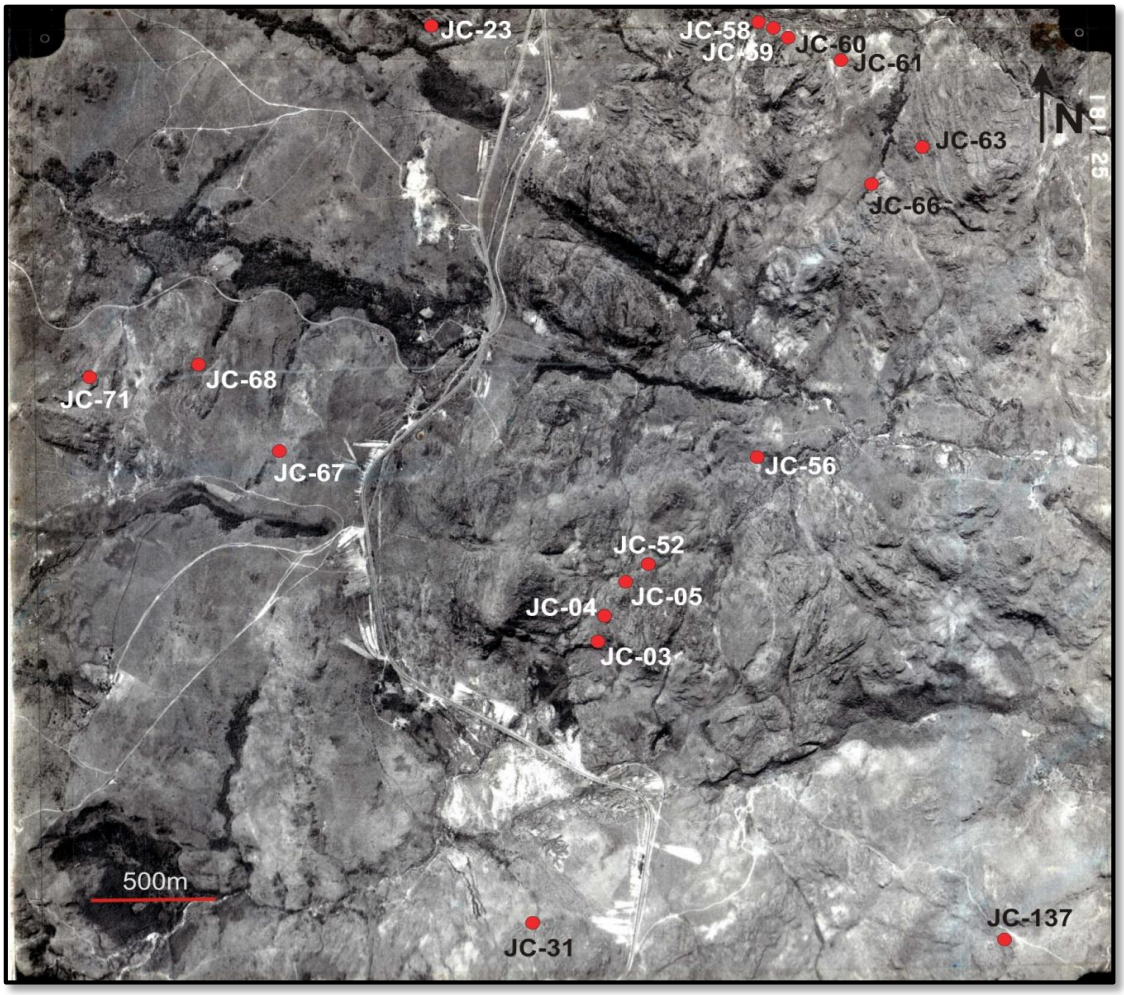


***Figura 6.4**: Localização, em foto aérea, das amostras coletadas nas regiões da Serra da Miúda, Estrada de Ferro Centro-Norte, Córrego Olaria e Ribeirão do Inferno, porção central da Quadrícula Guinda.*

6.2.2 – REGIÃO DA SERRA DA GALINHA

A denominada Serra da Galinha (porção centro-norte da Quadrícula Guinda), um alto topográfico situado entre a estrada de acesso ao distrito de Conselheiro Mata, ao norte, e o Córrego Olaria, a sul, constitui-se em uma das poucas áreas da Quadrícula Guinda na qual é possível encontrar as formações integrantes dos grupos Costa Sena, Guinda além da Formação Galho do Miguel em suas posições estratigráficas originais, com preservação de estruturas sedimentares (tais como estratificações cruzadas de diversos tipos) e caracterização de contatos

gradacionais associados às formações Barão do Guaicuí e Bandeirinha (Schöll & Fogaça, 1981).

Desta região foi possível a análise de amostras de três afloramentos (Foto 6.2, figura 6.5), sendo dois associados à Formação Bandeirinha (JC-07 e JC-08) e um incluído na Formação São João da Chapada (JC-09, mais especificamente no chamado "Nível A" de Schöll & Fogaça, 1979, 1981).

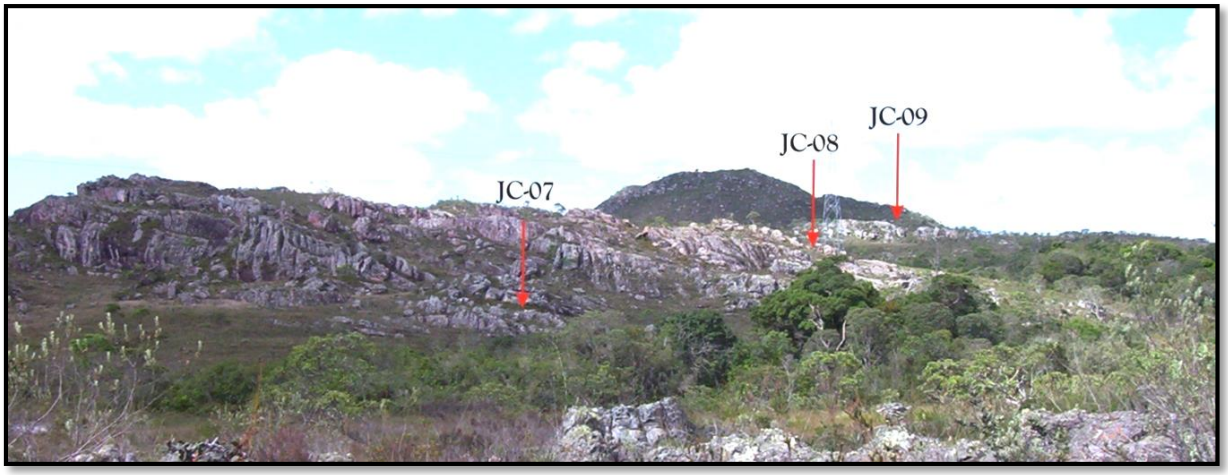


Foto 6.2: *Posicionamento estratigráfico dos afloramentos JC-07, JC-08, JC-09. Em segundo plano a Serra da Galinha (visada para NE).*

A amostra da Formação Bandeirinha JC-07 (figuras A3.15 e A3.16) corresponde a um quartzito branco acinzentado, com conteúdos variáveis em sericita/moscovita e granulometria fina a média (Foto 6.3). Ambas as seções desta amostra mostram alta compatibilidade dos resultados alcançados via diferentes métodos, com valores de ***Rs*** atingindo 1,64 pelo o método Rf/ϕ, 1,57 pela média harmônica, 1,65 pelo método Fry, 1,49 por Fry (F7) e 1,42 pelo método Centro-a-Centro, para a seção XZ e valores de 1,59 em Rf/ϕ, 1,51 via média harmônica, 1,44 em Fry, 1,46 por Fry (F7) e 1,26 através da técnica Centro-a-Centro. O grau de arredondamento é semelhante para as seções, atingindo média de 0,75 para o plano XZ e 0,78 em YZ, os valores da flutuação variam de 50º para a seção XZ e 58º em YZ, enquanto os valores de θ foram 71° para o plano XZ e 75° para o plano YZ.

A segunda amostra analisada da Formação Bandeirinha, JC-08 (figuras A3.17 e A3.18), corresponde ao quartzito avermelhado intenso, fino, micáceo, com níveis mili- a centimétricos brancos, interpretado por Almeida-Abreu (1993) com *red bed* (Foto 6.4). As duas seções indicam uma maior absorção da deformação pelos grãos, com valores de ***Rs*** próximos a 1,97 através do método Rf/ϕ, 1,80 via média harmônica, 1,54 via Fry e Fry (F7) e 1,53 pelo Centro-a-Centro, para o plano XZ. Para o plano YZ valores de 1,84 são obtidos por Rf/ϕ, de 1,73 através de média harmônica, 1,64 pelo método Fry, 1,43 por Fry (F7) e 1,58 via técnica Centro-a-Centro. O grau de arredondamento calculado é semelhante para ambas as seções, sendo de

0,72para a seção XZ e 0,75 para a seção YZ, com o mesmo ocorrendo para o valor da flutuação: 69º para a seção XZ e cerca de 70º para YZ. O valor de θ é o mesmo para os planos, correspondendo a 81º.

Foto 6.3: *Afloramento de quartzito micáceo pertencente à Formação Bandeirinha, amostra JC-07.*

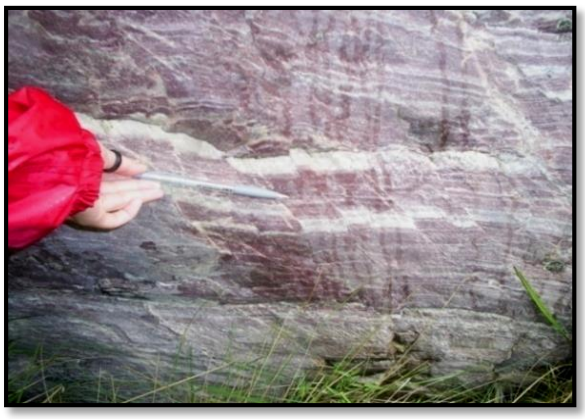


Foto 6.4: *Afloramento de quartzito red bed da Formação Bandeirinha, amostra JC-08.*

A amostra JC-09, pertencente ao "Nível A" da Formação São João da Chapada, corresponde a um quartzito branco, localmente ferruginoso, pouco micáceo e com granulometria fina a média (localmente grossa). Ambas as seções mostram uma alta compatibilidade dos resultados obtidos através dos diferentes métodos. Em corte paralelo ao plano XZ (Figura A3.19), os valores de ***Rs*** obtidos foram de 1,65 (Rf/ϕ), 1,58 (Mh), 1,59 (Fry), 1,60 (Fry(F7)) e 1,37 (Centro-a-Centro), enquanto no plano YZ (Figura A3.20) estes valores alcançaram 1,54 pelo método Rf/ϕ, 1,48 pela média harmônica, 1,55 e 1,31 pelos métodos Fry e Fry (F7) e 1,20 por Centro-a-Centro. Os valores do grau de arredondamento são semelhantes nas seções, atingindo média de 0,75 no plano XZ e 0,77 em YZ, diferentemente dos valores obtidos para a flutuação: 65º na seção XZ e 44º em YZ e do ângulo θ: 78º e 68º, respectivamente.

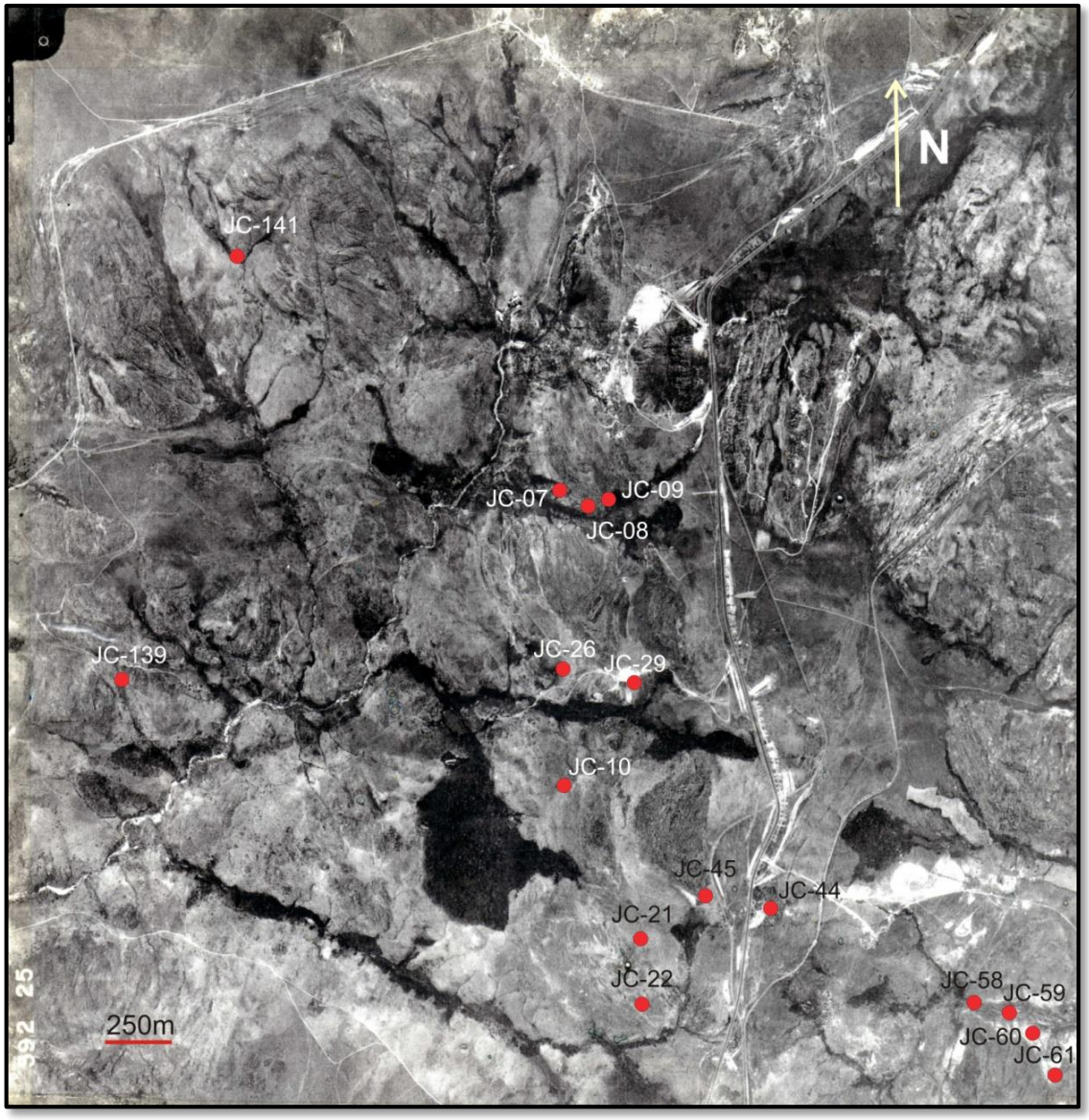


***Figura 6.5**: Localização em foto aérea, das amostras coletadas nas regiões da Serra da Galinha, Córrego Olaria e Ribeirão do Inferno, porção central da Quadrícula Guinda.*

6.2.3 – REGIÃO DO CÓRREGO PASMAR

A região do Córrego Pasmar, situada a oeste da Serra da Galinha, é caracterizada por um sistema de frentes de cavalgamento que invertem, em direção a oeste, toda a seqüência estratigráfica representada pelas formações Barão do Guaicuí, Bandeirinha e pelo "Nível C" da Formação São João da Chapada (Schöll & Fogaça, 1981). Desta região foram analisadas quatro amostras sendo uma (JC-139) associada ao "Nível C" da Formação São João da Chapada e as outras três (JC-141, JC-142 e JC-143) de um mesmo afloramento da Formação Bandeirinha (Figura 6.5).

Assim sendo, a análise da seção XZ da amostra JC-139 (Figura A3.21), a única disponível para esta amostra, um quartzito rosado, pouco micáceo e com granulometria média,

forneceu valores de ***Rs*** determinados pelos métodos Fry (2,56) e Fry (F7 – 2,34) maiores que aqueles obtidos por Rf/ϕ (1,71), pela média harmônica (1,66), SPO (1,47), e Centro-a-Centro (1,38), o que indica uma maior absorção da deformação pela matriz. O valor da flutuação se situa ao redor dos 72°, enquanto o valor de θ obtido foi de 82°, já o valor do grau de arredondamento obtido foi 0,78, compatível com uma baixa deformação dos grãos.

De um mesmo afloramento de quartzito rosado a acinzentado (Foto 6.5), de granulometria variando de fina a média, predominantemente micáceo e contendo uma lente métrica de metaconglomerado polimítico, associado à Formação Bandeirinha, situado estratigraficamente abaixo de quartzo-mica xistos pertencentes à Formação Barão do Guaicuí, foram coletadas três amostras em níveis estratigráficos diferenciados.

Foto 6.5*: Afloramento de quartzito contendo lentes de metaconglomerado associado à Formação Bandeirinha (amostras JC-141, JC-142 e JC-143).*

Desta forma, amostra JC-141 (figuras A3.22 e A3.23), um quartzito rosa, de granulometria variando de fina a média e micáceo coletado na porção mais basal do afloramento, os valores de ***Rs*** são maiores nas determinações via Fry tradicional e Fry (F7) do que naqueles obtidos através dos métodos Rf/ϕ, média harmônica das razões dos grãos, SPO ou Centro-a-Centro em ambos os planos analisados, indicando uma maior absorção da deformação pela matriz. Desta forma, no plano XZ, valores de 1,66 foram alcançados por Rf/ϕ, 1,62 pela média harmônica, 1,38 por SPO, 1,89 para Fry tradicional, enquanto que aqueles obtidos via Fry (F7) e Centro-a-Centro foram 1,94 e 1,56, respectivamente. No plano YZ os

valores obtidos foram de 1,58 para Rf/ϕ; 1,54 para média harmônica; 1,25 através de SPO; 2,00 para Fry tradicional; 2,31 para Fry (F7) e cerca de 1,87 via técnica do Centro-a-Centro. Os valores do grau de arredondamento estatístico são 0,80 em XZ e 0,81 em YZ, e os valores da flutuação variaram de 37º no plano XZ e 36º para o plano YZ. Já os valores determinados de θ foram 65° para o plano XZ e 64° para o plano YZ.

A amostra JC-142 (figuras A3.24 e A3.25), coletada na porção mediana do afloramento, um quartzito rosa-acinzentado, de granulometria fina e micáceo, os valores de ***Rs*** são maiores nas determinações via Rf/ϕ, média harmônica das razões dos grãos e SPO do que naqueles obtidos através de Método Fry tradicional, Fry (F7) ou Centro-a-Centro em ambos os planos analisados, indicando uma maior absorção da deformação pelos grãos. Desta forma, no plano XZ, valores de 2,04 foram alcançados por Rf/ϕ, 1,90 pela média harmônica, 1,64 por SPO, 1,55 para Fry tradicional, enquanto que aqueles obtidos via Fry (F7) e Centro-a-Centro foram 1,62 e 1,52, respectivamente. No plano YZ os valores obtidos foram de 1,71 para Rf/ϕ; 1,66 para média harmônica; 1,28 através de SPO; 1,53 para Fry tradicional; 2,10 para Fry (F7) e cerca de 1,44 via técnica do Centro-a-Centro. Os valores do grau de arredondamento estatístico são 0,70 em XZ e 0,78 em YZ, o valor da flutuação é o mesmo para ambas as seções analisadas, correspondendo a 48º, assim como o valor de θ: 71°.

A amostra JC-143 (figuras A3.26 e A3.27) corresponde a quartzito branco a vermelho rosado, granulometria fina e micáceo, coletado na porção superior do afloramento. Esta amostra mostrou, no plano XZ, ***Rs*** próximo a 1,87 pelo método Rf/ϕ; 1,82 via média harmônica; 1,65 por SPO; 2,16 através da aplicação do método Fry tradicional; 1,84 e 1,31 via Fry (F7) e Centro-a-Centro, respectivamente, mostrando uma maior absorção da deformação pela matriz. No plano YZ o valor de ***Rs*** fornecido por Rf/ϕ atingiu 1,85; via média harmônica 1,81; por SPO 1,32; através de Fry tradicional 1,65; via Fry (F7) 2,06 e Centro-a-Centro 1,32, denotando uma maior absorção da deformação pelos grãos. O grau de arredondamento obtido é o mesmo para as duas seções (0,76), já o valor da flutuação é menor na seção XZ (27º) do que em YZ (35º). Os valores de θ são 60º para o plano XZ e 64º para YZ.

6.2.4 – REGIÃO DO CÓRREGO OLARIA

A região do Córrego Olaria, seção-tipo da Formação Bandeirinha (Schöll & Fogaça, 1981), situada na porção central da Quadrícula Guinda, também é caracterizada, próximo à sua cabeceira, pela presença dos grupos Costa Sena e Guinda em suas posições estratigráficas originais. Contudo, em direção a oeste (na contigüidade do Córrego Pasmar), um sistema de frentes de cavalgamento/zonas de cisalhamento é responsável pela inversão estratigráfica das unidades.

Nesta região foram realizados quatro perfis (Figura 6.6) com análise de amostras de treze afloramentos, sendo cinco relacionados à Formação Bandeirinha, seis incluídos na

Formação São João da Chapada (mais especificamente três no chamado “Nível A” e as outras três no “Nível C” de Schöll & Fogaça, 1979, 1981) e duas pertencentes ao Membro Caldeirões (“Nível E” de Schöll & Fogaça, 1981) da Formação Sopa-Brumadinho (Figura 6.5).

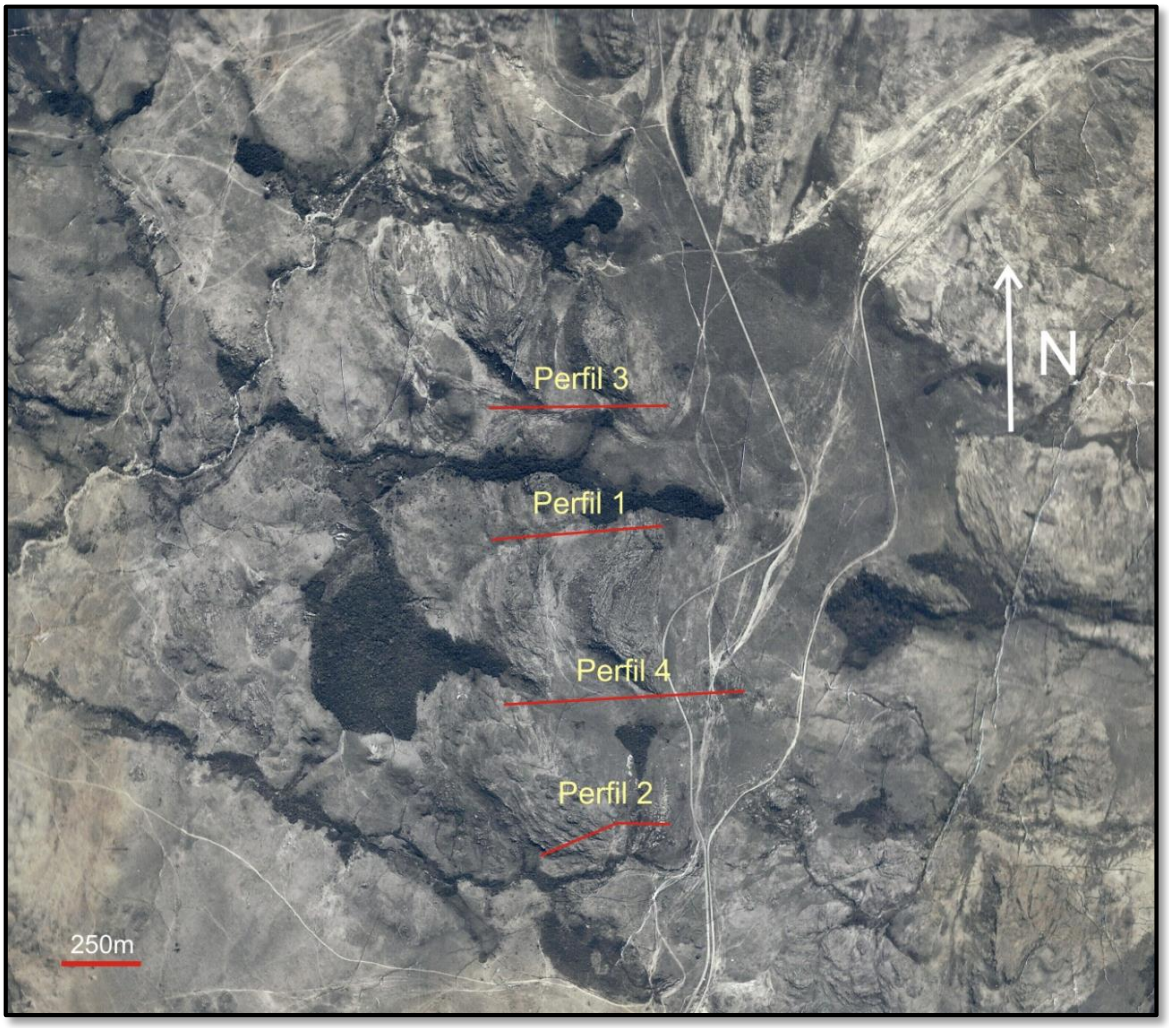


***Figura 6.6**: Foto aérea da região do Córrego Olaria destacando os perfis realizados para a coleta de amostras.*

Pertencente à porção mediana da Formação Bandeirinha, apenas a amostra JC-10 (figuras A3.28 e A3.29) pôde ser analisada no Perfil 1, correspondendo a um quartzito fino a médio com quantidade variável de sericita/moscovita. Ambas as seções apresentam alta compatibilidade dos resultados obtidos através dos diferentes métodos, o que pode ser constatado pelo valor de ***Rs*** que, na seção XZ, alcançou valores de 1,67 pelo método Rf/ϕ, 1,60 pelo cálculo da média harmônica, 1,63 através da análise Fry tradicional, 1,44 e 1,49 via Fry (F7) e Centro-a-Centro respectivamente. Para o plano YZ, valores de ***Rs*** próximos a 1,66 são fornecidos por Rf/ϕ, de 1,59 através da média harmônica, 1,57 via Fry, 1,54 por Fry (F7) e 1,23 pelo método Centro-a-Centro. O grau de arredondamento não mostrou significativas variações entre os dois planos, correspondendo a 0,75 na seção XZ e 0,74 na seção YZ, assim como os

valores da flutuação correspondendo a 50 º na seção XZ e 58º em YZ. O valor de θ é semelhante: correspondendo a 72º no plano XZ e 75º em YZ.

No segundo perfil, realizado na região ao sul Córrego Olaria, foram analisadas as amostras JC-19, pertencente ao "Nível C" da Formação São João da Chapada, JC-21, integrante do "Nível A" da mesma formação, e as amostras JC-22 e JC-23, ambas representantes da Formação Bandeirinha (Schöll & Fogaça, 1981).

A amostra JC-19 (figuras A3.30 e A3.31) corresponde a quartzito branco acinzentado, localmente ferruginoso, médio a grosso e pouco micáceo. Esta amostra mostrou, no plano XZ, ***Rs*** próximo a 1,75 pelo método Rf/ϕ; 1,68 via média harmônica; 1,76 através da aplicação do método Fry tradicional; 1,65 e 2,19 via Fry (F7) e Centro-a-Centro, respectivamente, mostrando uma alta compatibilidade dos resultados obtidos. O mesmo comportamento pode ser observado no plano YZ: o ***Rs*** fornecido por Rf/ϕ atingiu 1,71; via média harmônica 1,62; através de Fry 1,79; via Fry (F7) 1,68 e Centro-a-Centro 1,90. O grau de arredondamento obtido é o mesmo para as duas seções (0,73), já o valor da flutuação é menor na seção XZ (32º) do que em YZ (55º). Os valores de θ são 62º para o plano XZ e 74º para YZ.

O afloramento JC-21, localizado a oeste do afloramento anterior, um quartzito também branco acinzentado, pouco micáceo, mas com granulometria fina, possui, em corte paralelo ao plano XZ (Figura A3.32), valores de ***Rs*** de 1,65 obtidos através de Rf/ϕ, 1,59 determinados via média harmônica, 1,67 através de Fry, 1,40 por Fry (F7) e 1,58 pelo método do Centro-a-Centro, indicando, novamente, alta compatibilidade dos resultados obtidos através das diferentes técnicas. Este mesmo comportamento é encontrado para a seção YZ (Figura A3.33), com valores de ***Rs*** atingindo 1,58 através de Rf/ϕ, 1,52 via média harmônica, 1,54 através de Fry tradicional, 1,63 e 1,49 por Fry (F7) e Centro-a-Centro, respectivamente. Os valores do grau de arredondamento são semelhantes para ambas as seções, atingindo média de 0,74 para o plano XZ e 0,76 para YZ, entretanto o valor da flutuação é menor na seção XZ (64º, contra 70º na seção YZ). Os valores de θ são também parecidos: 79º para o plano XZ e 81º para YZ.

As duas amostras da Formação Bandeirinha correspondem a seções mais superiores da unidade. A primeira delas corresponde à amostra JC-22 (figuras A3.34 e A3.35 e foto 6.6), com ambas as seções mostrando alta compatibilidade dos resultados obtidos através dos diferentes métodos com valores de 1,68 via Rf/ϕ, 1,58 pela média harmônica, 1,50 pelo Fry tradicional, 1,45 via Fry (F7) e 1,55 através de Centro-a-Centro na seção XZ. Para o plano YZ, os valores de ***Rs*** são ainda mais compatíveis com valores de 1,62 via aplicação do método Rf/ϕ , 1,57 através da média harmônica, 1,56 por Fry tradicional, 1,20 e 1,50 por Fry (F7) e Centro-a-Centro, respectivamente. O grau de arredondamento calculado é o mesmo para ambas as seções (0,77), assim como o valor de θ (81º), enquanto os valores da flutuação variam de 71º para XZ e 68º para YZ.

Do mesmo afloramento, porém sotoposto a um nível de metaconglomerado polimítico, também pertencente à Formação Bandeirinha, a amostra JC-23 (Foto 6.6) foi analisada até para verificação dos resultados anteriormente descritos. Neste caso (figuras A3.36 e A3.37) observa-se para a seção XZ, valores de ***Rs*** próximos a 1,84 obtidos por Rf/ϕ, de 1,70 através da média harmônica, 1,42 pelo método Fry, 1,30 por Fry (F7) e 1,24 pela técnica do Centro-a-Centro. Já para o plano YZ os valores de ***Rs***, mostram uma melhor compatibilidade, alcançando 1,65 via Rf/ϕ, 1,60 pela média harmônica, 1,64 através de Fry tradicional, 1,74 e 1,37 via Fry (F7) e Centro-a-Centro, respectivamente. O grau de arredondamento não mostrou significativas variações entre as duas seções analisadas, correspondendo a 0,74 na seção XZ e 0,78 na seção YZ, com os valores da flutuação (70°) e θ (81º) sendo os mesmos para ambos os planos.

Foto 6.6: *Posicionamento estratigráfico dos afloramentos JC-21, JC-22 e JC-23 (visada para NE).*

No terceiro perfil foram analisadas três amostras (JC-26, JC-27 e JC-29), com as duas primeiras correspondendo às porções mais basais da Formação Bandeirinha e a última ao "Nível A" da Formação São João da Chapada de Schöll & Fogaça (1981).

O afloramento JC-26, um quartzito branco, localmente ferruginoso, com granulometria fina e pouco micáceo, mostra uma alta compatibilidade dos resultados obtidos através dos diferentes métodos em ambas as seções analisadas. Em corte paralelo ao plano XZ (figura A3.38 e A3.39), foram obtidos valores de ***Rs*** de 1,72 através de Rf/ϕ; 1,60 pela média harmônica; 1,72 por Fry tradicional; 1,78 e 1,39 via Fry (F7) e Centro-a-Centro, respectivamente. A seção YZ apresenta valores de ***Rs*** atingindo 1,56 via método Rf/ϕ; 1,50 através da média harmônica; 1,53 através de Fry tradicional; 1,57 por Fry (F7) e 1,72 pela técnica do Centro-a-Centro. O grau de arredondamento é semelhante para as seções, atingindo média de 0,73 para o plano XZ e 0,76 para YZ, assim como os valores da flutuação: 58º na seção XZ e 60º em YZ e do ângulo θ: 75º para o plano XZ e 76º em YZ.

Coletada a leste do afloramento anterior, a amostra JC-27 (figuras A3.40 e A3.41) possui valores de ***Rs*** que denotam uma maior absorção da deformação pela matriz em ambas as seções analisadas. No plano XZ os valores obtidos atingem 1,74 pelo método Rf/ϕ; 1,66 via média harmônica; 1,89 através do método Fry tradicional; 2,08 e 1,39 pelos métodos Fry (F7) e Centro-a-Centro, respectivamente. Para o plano YZ, os valores de ***Rs*** obtidos foram de 1,64 pela técnica Rf/ϕ; 1,56 via média harmônica; 1,88 por Fry tradicional; 1,89 através de Fry (F7) e 1,20 via Centro-a-Centro. O grau de arredondamento não mostrou significativas variações entre os dois planos, sendo de 0,73 para a seção XZ e 0,76 para YZ, com os valores da flutuação, situando-se em 57º para XZ e 65º em YZ. Os valores de θ são também parecidos: 75º para o plano XZ e 79º para YZ.

A amostra JC-29 corresponde a um quartzito branco, variando de fino a médio e micáceo, sobreposto a um nível de metabrecha, correspondente ao "Nível A". Os valores obtidos para a seção XZ (Figura A3.42) mostram uma maior absorção da deformação pela matriz, com ***Rs*** alcançando 1,73 pelo método Rf/ϕ, 1,65 pela média harmônica, 2,06 e 2,01 por Fry tradicional e Fry (F7), respectivamente, e entre 1,50 via Centro-a-Centro. Na seção YZ (Figura A3.43), os valores de ***Rs*** obtidos foram 1,53 pelo método Rf/ϕ, 1,45 pela média harmônica, 1,50 via Fry, 1,46 através de Fry (F7) e 1,41 pela técnica do Centro-a-Centro. O grau de arredondamento calculado é maior para a seção YZ (0,79 contra 0,75 para XZ), os valores da flutuação obtidos são 40º na seção XZ e 73º em YZ, enquanto os valores de θ variam de 67º para XZ e 82º em YZ.

O quarto e último perfil realizado na região do Córrego Olaria, próximo ao ponto de altitude máxima da BR-367, permitiu a análise de duas amostras do Membro Caldeirões (JC-44 e JC-46), pertencente à Formação Sopa-Brumadinho, duas amostras do "Nível C" (JC-45 e JC-47) e uma amostra pertencente ao "Nível A" (JC-49) da Formação São João da Chapada (Schöll & Fogaça, 1981).

O afloramento JC-44 (figuras A3.44 e A3.45) é caracterizado pela presença de concreções ferruginosas, originadas pela mobilização e posterior reprecipitação de ferro durante o processo diagenético (Schöll & Fogaça, 1981) e estruturas sedimentares preservadas (fotos 6.7 e 6.8). Este quartzito, ferruginoso e pouco micáceo, apresenta uma boa compatibilidade dos resultados obtidos via diferentes métodos em ambos os planos analisados. Para a seção XZ os valores de ***Rs*** obtidos são: 1,77 e 1,68 nas determinações via Rf/ϕ e média harmônica, 1,75; 1,43 e 1,39 através dos métodos Fry tradicional, Fy (F7) e Centro-a-Centro, respectivamente. No plano YZ, valores de 1,74 foram alcançados por Rf/ϕ, 1,63 pela média harmônica e 1,67 para Fry tradicional, 1,63 por Fry (F7) e 1,36 via técnica do Centro-a-Centro. Os valores do grau de arredondamento são muito próximos: 0,73 em XZ e 0,74 em YZ, com valores da flutuação (60º) coincidindo em ambos os planos e θ variando de 76º para o plano XZ e 77° em YZ

Foto 6.7: *Quartzito (amostra JC-44) contendo concreções ferruginosas pertencente ao Membro Caldeirões, Formação Sopa-Brumadinho, altitude máxima.*

Foto 6.8: *Mesmo afloramento anterior (JC-44), constituído por quartzito ferruginoso, pouco micáceo, possuindo estruturas sedimentares preservadas.*

A segunda amostra pertencente ao Membro Caldeirões, (JC-46, figuras A3.46 e A3.47) da Formação Sopa-Brumadinho, mostra valores de ***Rs*** maiores nas determinações via Rf/ϕ e média harmônica das razões dos grãos do que aqueles obtidos através dos métodos Fry tradicional, Fry (F7) ou Centro-a-Centro apenas para a seção XZ, onde os valores de ***Rs*** obtidos foram, respectivamente, de 2,31; 2,14; 1,75; 1,63 e 1,51. A análise do plano YZ apresentou uma alta compatibilidade dos resultados obtidos, com valores de ***Rs*** 2,24 para o método Rf/ϕ, 2,10 para a média harmônica, 2,27 obtido pelo método Fry tradicional, 2,00 para Fry (F7) e 1,50 para o método Centro-a-Centro. O valor do grau de arredondamento é o mesmo para as duas seções (0,63), já os valores da flutuação variaram de 41º para o plano XZ e 35º para YZ. Os valores de θ foram 68° para o plano XZ e 65° para o plano YZ.

Para a amostra JC-45 (figuras A3.48 e A3.49), um quartzito variando de branco a rosado, com granulometria média a grossa, relacionada ao "Nível C" da Formação São João da Chapada, os valores de ***Rs*** indicam uma alta compatibilidade dos métodos apenas para o plano XZ, no qual foram obtidos valores de 1,65 pelo método Rf/ϕ, 1,57 via média harmônica, 1,50 através de Fry tradicional, 1,66 por Fry (F7) e 1,47 via Centro-a-Centro. No plano YZ o valor de ***Rs*** determinado pela técnica Fry tradicional (2,36) foi maior do que aquelas obtidas pelas demais técnicas: 1,63; 1,57; 1,50 e 1,54 pelos métodos Rf/ϕ, média harmônica, Fry (F7) e Centro-a-Centro, respectivamente. Os valores do grau de arredondamento, relativamente altos, são muito semelhantes: 0,78 para o plano XZ e 0,77 para o plano YZ, enquanto os valores da flutuação variaram de 79º na seção XZ e 63º em YZ. Os valores de θ foram 85° para o plano XZ e 78° para o plano YZ.

A amostra JC-47 (figuras A3.50 e A3.51), pertencente ao "Nível C" e com características semelhantes à amostra anterior, forneceu no plano XZ valores de ***Rs*** mais altos nas determinações via métodos Fry e Fry (F7) – 1,83 e 1,91, respectivamente, do que aqueles obtidos através de Rf/ϕ e média harmônica dos grãos (1,67 e 1,60, respectivamente), o que indica uma maior absorção da deformação pela matriz. No plano YZ os valores obtidos mostram uma relativa compatibilidade entre os métodos empregados: 1,58 para o método Rf/ϕ, 1,53 para a média harmônica, 1,42 por Fry tradicional, 1,74 via Fry (F7) e 1,32 pelo método Centro-a-Centro. Não há significativas variações no grau de arredondamento entre os dois planos, correspondendo a 0,76 na seção XZ e 0,75 na seção YZ, contudo o valor da flutuação varia entre 73º na seção XZ e cerca de 50º em YZ, já os valores determinados de θ foram 82° para o plano XZ e 71° para o plano YZ.

A amostra JC-49, pertencente ao "Nível A" da Formação São João da Chapada, corresponde a um quartzito branco, micáceo e com granulometria fina. A seção XZ (Figura A3.52) mostra uma alta compatibilidade dos resultados obtidos através dos diferentes métodos com valores de ***Rs*** obtidos de 1,66 (Rf/ϕ), 1,61 (Mh), 1,63 (Fry), 1,71 (Fry(F7)) e 1,34 (Centro-a-Centro), enquanto no plano YZ (Figura A3.53) estes valores alcançaram 1,65 pelo método Rf/ϕ, 1,58 pela média harmônica, 1,42 e 1,68 pelos métodos Fry e Fry (F7) e 1,45 por Centro-a-Centro. Os valores do grau de arredondamento são semelhantes nas seções, atingindo média de 0,80 no plano XZ e 0,81 em YZ, assim como os valores obtidos para a flutuação: 63º na seção XZ e 64º em YZ e do ângulo θ: 77º e 78º, respectivamente.

6.2.5 – REGIÃO DOS CÓRREGOS RAPADURA E CANUDINHOS

A região dos córregos Rapadura e Canudinhos (Figura 6.7), localizada na porção nordeste da Quadrícula Guinda, é caracterizada por um sistema de frentes de cavalgamento com direção próxima a N-S e vergência para oeste, responsável por diversas inversões estratigráficas, além de um importante conjunto de sinclinais e antinclinais, com eixo N-S.

Desta região foram analisadas as seções de cinco afloramentos: um (amostra JC-16) associado ao "Nível A" da Formação São João da Chapada (Schöll & Fogaça, 1981) e quatro (amostras JC-17, JC-18, JC-42 e JC-43) correlacionados ao "Nível C" pertencente à mesma unidade (Figura 6.8).

***Figura 6.7**: Imagem de satélite da região dos córregos Rapadura e Canudinhos, sul de Diamantina. Fonte: http://earth.google.com, último acesso em 21/05/2007.*

A amostra JC-16 (figuras A3.54 e A3.55) corresponde a um quartzito branco, localmente ferruginoso, médio a grosso, contendo eventualmente grânulos de quartzo e pequena quantidade de mica. No plano XZ, valores de ***Rs*** próximos a 1,72 pelo método Rf/ϕ, 1,61 pela média harmônica, 1,38 pela aplicação do método Fry, 1,55 por Fry (F7) e 1,73 através da técnica do Centro-a-Centro, indicam uma (pequena) maior absorção da deformação pelos grãos. Os valores da razão ***Rs*** para o plano YZ, ao contrário, mostram uma maior absorção da deformação pela matriz (1,54 fornecido por Rf/ϕ, 1,49 via média harmônica, 1,86 por Fry tradicional, 1,71 via Fry (F7) e 1,99 através do Centro-a-Centro). O grau de arredondamento não mostrou significativas variações entre os dois planos, correspondendo a 0,73 na seção XZ e 0,74 na seção YZ, já o valor da flutuação é maior na seção XZ (61º) do que em YZ (43º). Os valores de θ variam de 72º para XZ e 68º em YZ.

A primeira amostra analisada relacionada ao "Nível C" da Formação São João da Chapada (JC-17), corresponde a um quartzito branco, médio a grosso, eventualmente contendo grânulos de quartzo e micáceo (figuras A3.56 e A3.57). Os valores de ***Rs*** para a seção XZ indicam uma alta compatibilidade dos resultados obtidos: 1,93 através de Rf/ϕ; 1,84 pela média harmônica; 1,81 via Fry tradicional; 1,56 por Fry (F7) e 1,25 através da técnica Centro-a-Centro. No plano YZ os valores obtidos foram 1,81 para o método Rf/ϕ, 1,75 para a média

harmônica, 2,09 por Fry tradicional, 1,98 e 1,29 via Fry (F7) e Centro-a-Centro, respectivamente, indicando uma maior absorção da deformação pela matriz. Não há significativas variações no grau de arredondamento entre os dois planos, correspondendo a 0,70 na seção XZ e 0,73 na seção YZ, contudo o valor da flutuação varia entre 58º na seção XZ e cerca de 32º em YZ. Os valores de θ são 75º para o plano XZ e 64º para YZ.

Um afloramento de quartzito branco acinzentado, fino e micáceo está representado pelas seções da amostra JC-18 (figuras A3.58 e A3.59). A análise da seção XZ mostra uma alta compatibilidade dos resultados obtidos com valores de ***Rs*** de 1,78 alcançados por Rf/ϕ, e 1,69 pela média harmônica, 1,87 via Fry tradicional, 1,91 por Fry (F7) e 1,49 através da técnica do Centro-a-Centro. No plano YZ os valores obtidos indicam uma maior absorção da deformação pela matriz com valores de ***Rs*** mais altos nas determinações via Fry tradicional (2,04) e Fry (F7) – 2,15, do que aqueles obtidos via Rf/ϕ e média harmônica (1,71 e 1,64, respectivamente). O grau de arredondamento entre os dois planos é praticamente o mesmo: 0,75 na seção XZ e 0,76 na seção YZ, entretanto o valor da flutuação varia entre 54º na seção XZ e cerca de 69º em YZ. Os valores de θ variaram de 74º no plano XZ e 80º em YZ.

A amostra JC-42 (figuras A3.60 e A3.61) corresponde a quartzito branco acinzentado, médio a grosso e pouco micáceo. Esta amostra possui, em ambos os planos analisados, uma alta compatibilidade dos resultados obtidos. Para a seção XZ os valores de ***Rs*** obtidos foram: 1,83 pelo método Rf/ϕ, 1,70 via média harmônica, 1,82 através da aplicação do método Fry tradicional, 1,81 por Fry (F7) e 1,65 pela técnica do Centro-a-Centro. No plano YZ o ***Rs*** fornecido por Rf/ϕ atingiu 1,77, via média harmônica 1,66, através de Fry 1,80, via Fry (F7) 1,54 e Centro-a-Centro 1,67. O grau de arredondamento obtido é semelhante para as seções (0,72 em XZ e 0,74 para YZ), já o valor da flutuação é menor na seção XZ (55º) do que em YZ (64º). Os valores de θ são, também, próximos: 75º para o plano XZ e 79º para YZ.

O último afloramento analisado na região dos córregos Rapadura e Canudinhos, possuindo características similares ao anterior, é representado pela amostra JC-43. Em corte paralelo ao plano XZ (Figura A3.62), os valores de ***Rs*** obtidos indicam uma maior absorção da deformação pelos grãos, atingindo 2,15 através de Rf/ϕ; 1,93 via média harmônica; 1,58 por Fry tradicional; 1,55 pelo método do Centro-a-Centro e um valor mais alto (2,29) por Fry (F7). No plano YZ (Figura A3.63) o ***Rs*** fornecido por Rf/ϕ atingiu 1,78; através da média harmônica 1,71; via Fry tradicional 1,37; por Fry (F7) 1,40 e Centro-a-Centro 1,55, confirmando uma maior absorção da deformação pelos grãos. O grau de arredondamento calculado é maior para a seção YZ (0,75 contra 0,68 para XZ), os valores da flutuação obtidos são 40º na seção XZ e 49º em YZ, enquanto os valores de θ são semelhantes: 68º para XZ e 71º em YZ.

***Figura 6.8**: Imagem de satélite da região dos córregos Rapadura e Canudinhos, sul de Diamantina, com localização das amostras analisadas. Fonte: http://earth.google.com, último acesso em 05/06/2007.*

6.2.6 – REGIÃO DO "CAMINHO DOS ESCRAVOS"

A região do "Caminho dos Escravos", situada a norte de Diamantina, é representada por uma ampla predominância de litotipos pertencentes à Formação Sopa-Brumadinho associados a zonas de cisalhamentos/frentes de cavalgamento algumas vezes responsáveis por inversões estratigráficas com as unidades atribuídas à Formação São João da Chapada (Fogaça, 1995).

No perfil realizado, com direção aproximadamente N-S (Foto 6.9), foram submetidas à quantificação da deformação quatro afloramentos pertencentes ao Membro Caldeirões da Formação Sopa-Brumadinho (Figura 6.9).

***Foto 6.9**: Trecho inicial, a partir da MG-367, do "Caminho dos Escravos", ao fundo Diamantina.*

A primeira amostra (JC-35, figuras A3.64 e A3.65) corresponde a um quartzito amarelado, ferruginoso e micáceo, com granulometria predominantemente média. O valor da razão ***Rs*** no plano XZ mostra maior absorção da deformação pelos grãos (1,94 obtido por Rf/ϕ e 1,81 via média harmônica contra 1,40; 1,39 e 1,29 obtidos através de Fry tradicional, Fry (F7) e Centro-a-Centro, respectivamente). Por outro lado, os valores de ***Rs*** determinados para o plano YZ foram 1,65 pelo método Rf/ϕ, 1,60 pela média harmônica, 1,77 via Fry tradicional, 1,87 e 1,52 através das técnicas Fry (F7) e Centro-a-Centro, respectivamente, o que indicaria uma (pequena) maior absorção da deformação pela matriz. O grau de arredondamento calculado é menor para a seção XZ (0,71 contra 0,77 para YZ), os valores da flutuação obtidos são 47º na seção XZ e 38º em YZ, sugerindo um bom grau de orientação dos grãos. Os valores de θ são 70º para XZ e 65º em YZ.

A amostra JC-38 coletada a sudeste do afloramento anterior mostra valores de absorção da deformação similares entre a matriz e os grãos em ambos os planos analisados. A seção XZ (Figura A3.66) mostra ***Rs*** atingindo 1,70 pela técnica Rf/ϕ, 1,63 pela media harmônica, 1,64 via Fry tradicional, 1,62 por Fry (F7) e 1,50 através

de Centro-a-Centro, enquanto no plano YZ (Figura A3.67) estes valores são de 1,68 (Rf/ϕ), 1,59 (média harmônica), 1,56 (Fry tradicional), 1,50 (Fry (F7)) e 1,40 (Centro-a-Centro). O grau de arredondamento obtido é semelhante para as seções (0,74 em XZ e 0,75 para YZ), já o valor da flutuação é menor na seção XZ (48º) do que em YZ (59º). O valor de θ também é maior para o plano XZ (70º contra 76º para YZ).

Os valores obtidos para a razão ***Rs*** no plano XZ da amostra JC-40 (Figura A3.68) mostram novamente valores de absorção semelhantes entre a matriz e os grãos, alcançando 3,11 através do método Rf/ϕ; 2,74 pela média harmônica; 2,85 através de Fry (F7) e 2,25 por Centro-a-Centro. No plano YZ (Figura A3.69), o valor de ***Rs*** obtido pelo método Fry (F7) – 1,89, foi menor do que aqueles determinados via Rf/ϕ e média harmônica (2,36 e 2,28, respectivamente). Em ambas as seções não foi possível a obtenção dos valores da razão de deformação pela técnica Fry tradicional e, para o plano YZ, pelo método Centro-a-Centro. O grau de arredondamento calculado é maior para a seção YZ (0,56 contra 0,47 para XZ), os valores da flutuação obtidos são 24º na seção XZ e 17º em YZ, indicando um ótimo grau de orientação dos grãos. Os valores de θ são 62º para XZ e 55º em YZ.

Finalmente, o último afloramento de quartzito ferruginoso considerado nesta região está representado pela amostra JC-41 (figuras A3.70 e A3.71). Em seção paralela a XZ, os valores obtidos sugerem uma maior absorção da deformação pela matriz, na medida em que ***Rs*** determinado através de Rf/ϕ e média harmônica entre as razões dos grãos apresentou valores menores (1,63 e 1,49, respectivamente) que os valores obtidos via Fry tradicional (1,79) e Fry(F7) – 1,83, contudo, a técnica do Centro-a-Centro forneceu o valor de 1,30. No plano paralelo a YZ o ***Rs*** determinado por Rf/ϕ alcançou 1,50 e via média harmônica; 1,46, enquanto que nos métodos Fry a razão situou-se por volta de 1,75; através de Fry (F7) – 2,00 e por Centro-a-Centro, 1,61. O grau de arredondamento obtido é menor para a seção XZ (0,76 contra 0,81 para YZ), os valores da flutuação obtidos são 71º na seção XZ e 57º em YZ. O valor de θ calculado é maior para XZ (81º) do que para YZ (74º).

***Figura 6.9**: Imagem de satélite da região do "Caminho dos Escravos", norte de Diamantina, com localização das amostras analisadas. Fonte: http://earth.google.com, último acesso em 05/07/2007.*

6.2.7 – REGIÃO DO RIBEIRÃO DO INFERNO

Situado entre as regiões do Córrego Olaria, a oeste, e Córrego Rapadura, a leste, a região do Ribeirão do Inferno (Figura 6.10) é caracterizada pela predominância de rochas pertencentes à Formação Bandeirinha (Grupo Costa Sena) e unidades mais basais do Supergrupo Espinhaço (formações São João da Chapada e Sopa-Brumadinho). Estes litotipos encontram-se estruturados em um sistema anticlinais e sinclinais (localmente dobras com flanco invertido), com eixos aproximadamente N-S (Schöll & Fogaça, 1981).

Desta região foram analisados seis afloramentos (Figura 6.11), todos relacionados à Formação Bandeirinha e correspondendo a quartzitos brancos a levemente rosados, com granulometria predominantemente média e normalmente contendo grande quantidade de minerais micáceos.

***Figura 6.10**: Imagem de satélite da região do Ribeirão do Inferno e córregos Rapadura e Canudinhos, sul de Diamantina, com localização das amostras analisadas. Fonte: http://earth.google.com, último acesso em 05/07/2007.*

A primeira amostra selecionada (JC-58, figuras A3.72 e A3.73) forneceu, para o plano XZ, valores de ***Rs*** mais altos nas determinações via Rf/ϕ e média harmônica dos grãos (2,98 e 2,76, respectivamente) do que aqueles obtidos através dos métodos Fry (1,82), Fry (F7) – 1,98 e Centro-a-Centro (1,37). No plano YZ os valores mostram-se mais próximos: 1,89 para Rf/ϕ; 1,78 para média harmônica; 1,83 para Fry tradicional; 1,59 via Fry (F7) e 1,33 através da técnica do Centro-a-Centro. O grau de arredondamento obtido é menor para a seção XZ (0,51) em comparação com a seção YZ (0,73), assim como os valores da flutuação: 28º na seção XZ e 65º em YZ. Os valores de θ calculados são 63º para XZ e 79º em YZ.

Na amostra JC-59 (figuras A3.74 e A3.75), os valores de ***Rs*** obtidos para ambas as seções analisadas mostram uma alta compatibilidade dos resultados obtidos, sugerindo absorção da deformação semelhantes entre a matriz e os grãos. Desta forma, para o plano XZ os valores obtidos foram: 2,10 via Rf/ϕ; 1,93 pelo cálculo da média harmônica dos grãos; 2,17 através de Fry tradicional; 1,66 por Fry (F7) e 1,76 pela técnica do Centro-a-Centro. No plano paralelo a YZ o ***Rs*** determinado por Rf/ϕ alcançou 1,80 e via média harmônica, 1,69, enquanto que através do método Fry a razão situou-se por volta de 1,63; através de Fry (F7) – 1,91 e por Centro-a-Centro, 1,50. Novamente, o grau de arredondamento obtido é menor para a seção XZ

(0,69 contra 0,74 para YZ), da mesma forma que os valores da flutuação: 48º na seção XZ e 69º em YZ. Os valores de θ calculados são 71º para XZ e 81º em YZ.

Assim como verificado para o afloramento anterior, a amostra JC-60 apresenta valores de ***Rs***, para ambos os planos analisados, indicativos de absorção da deformação semelhante entre a matriz e os grãos. Em corte paralelo ao plano XZ (Figura A3.76), os valores obtidos foram de 1,69 (Rf/ϕ); 1,61 (média harmônica); 1,72 (Fry tradicional); 1,67 (Fry (F7)) e 1,54 (Centro-a-Centro), enquanto que no plano YZ (Figura A3.77) estes valores alcançaram 1,67 pela técnica Rf/ϕ; 1,60 através da média harmônica dos grãos; 1,72 via Fry tradicional; 1,60 e 1,38 por Fry (F7) e Centro-a-Centro, respectivamente. O grau de arredondamento obtido é semelhante em ambas as seções: 0,76 para XZ e 0,77 para YZ, assim como os valores da flutuação: 61º na seção XZ e 67º em YZ e de θ (77º para XZ e 79º em YZ).

O quarto afloramento analisado (JC-61, figuras A3.78 e A3.79), assim como os anteriores, mostra alta compatibilidade dos resultados dos diferentes métodos, com valores de ***Rs*** de 1,96 quando obtido por Rf/ϕ; 1,82 via média harmônica; 1,83 através de Fry tradicional; 1,89 e 1,39 por Fry (F7) e Centro-a-Centro, respectivamente, para a seção XZ. O plano YZ confirma a absorção semelhante da deformação entre matriz e grãos, com ***Rs*** determinado em 1,67 através de Rf/ϕ; 1,60 pela média harmônica; 1,77 por Fry tradicional; 1,56 via Fry (F7) e 1,61 pela técnica do Centro-a-Centro. Novamente, o grau de arredondamento obtido é semelhante em ambas as seções: 0,73 para XZ e 0,76 para YZ, da mesma forma que os valores da flutuação: 48º na seção XZ e 56º em YZ. Já os valores de θ calculados foram de 71º para XZ e 75º em YZ.

A análise da amostra JC-63 (figuras A3.80 e A3.81) mostra uma mesma compatibilidade da deformação entre matriz e grão para a seção XZ, na qual os valores de ***Rs*** obtidos foram: 1,75 pelo método Rf/ϕ; 1,68 via média harmônica; 1,77 através da aplicação do método Fry tradicional; 1,58 por Fry (F7) e 1,46 pela técnica do Centro-a-Centro. No plano YZ o ***Rs*** fornecido por Rf/ϕ atingiu 1,54; via média harmônica 1,49; através de Fry 2,11 (valor um pouco mais elevado do que aqueles obtidos pelos demais métodos), via Fry (F7) 1,67 e Centro-a-Centro 1,54. O grau de arredondamento obtido é semelhante para as seções (0,76 em XZ e 0,79 para YZ), assim como o valor da flutuação: 47º para o plano XZ e 46º em YZ. Os valores de θ são, também, próximos: 70º para o plano XZ e 69º para YZ.

A última amostra coletada e analisada na região do Ribeirão do Inferno (JC—66, figuras A3.82 e A3.83) indica novamente valores de absorção semelhantes entre a matriz e os grãos, alcançando 1,64 através do método Rf/ϕ; 1,56 pela média harmônica; 1,36 por SPO; 1,49 via Fry tradicional; 1,60 através de Fry (F7) e 1,68 por Centro-a-Centro. No plano paralelo a YZ o ***Rs*** determinado por Rf/ϕ alcançou 1,58; via média harmônica, 1,52 e através de SPO, 1,16, ao passo que aplicando-se o método Fry a razão situou-se por volta de 1,77; através de Fry (F7) – 1,59 e por Centro-a-Centro, 1,39. O grau de arredondamento não mostrou significativas

variações entre os dois planos, correspondendo a 0,79 na seção XZ e 0,81 na seção YZ, já o valor da flutuação é maior na seção XZ (67º) do que em YZ (50º). Os valores de θ variam de 79º para XZ e 71º em YZ.

***Figura 6.11**: Imagem de satélite da região do Ribeirão do Inferno, sul de Diamantina, com localização das amostras analisadas. Fonte: http://earth.google.com, último acesso em 05/07/2007.*

6.2.8 – Região da Estrada de Ferro Desativada Centro-Norte, proximidades da Vila de Bandeirinha

A região da Estrada de Ferro, desativada, Centro-Norte, na contigüidade da Vila de Bandeirinha, constitui uma das porções de maior deformação da Quadrícula Guinda (Knauer, 1999), sendo marcada por importantes sistemas de frentes de cavalgamento (incluindo a presença de uma *klippe* da Formação Barão do Guaicuí sobre rochas associadas ao "Nível C" da Formação São João da Chapada), além de anticlinais e sinclinais com eixos N-S e NE-SW.

Desta região foram submetidas à análise da deformação nove amostras (Figura 6.4), sendo uma associada ao "Nível A" Formação São João da Chapada, sete pertencentes ao "Nível C" da mesma unidade e uma representando o Membro Datas da Formação Sopa-Brumadinho (Schöll & Fogaça, 1981).

A amostra JC-67 (figuras A3.84 e A3.85), pertencente ao "Nível A" da Formação São João da Chapada, corresponde a um quartzito branco, localmente ferruginoso, pouco micáceo e com granulometria fina a média. Ambas as seções desta amostra mostram uma maior absorção da deformação pelos grãos, com valores de ***Rs*** atingindo 1,80 pelo o método Rf/ϕ; 1,72 pela média harmônica; 1,34 por SPO, 1,61 pelo método Fry tradicional; 1,71 por Fry (F7) e 1,80 pelo método Centro-a-Centro, para a seção XZ e valores de 1,76 em Rf/ϕ; 1,64 via média harmônica; 1,25 por SPO; 1,60 em Fry tradicional; 1,79 por Fry (F7) e 1,52 através da técnica Centro-a-Centro. O grau de arredondamento é semelhante para as seções, atingindo média de 0,76 para o plano XZ e 0,77 em YZ, os valores da flutuação variam de 59º para a seção XZ e 64º em YZ, enquanto os valores de θ foram 76° para o plano XZ e 78° para o plano YZ.

Um afloramento de quartzito branco acinzentado, sobreposto a um nível de filito hematítico pertencente ao "Nível B" da Formação São João da Chapada, está representado pela amostra JC-68 (figuras A3.86 e A3.87). A análise da seção XZ mostra uma maior absorção da deformação pelos grãos com valores de ***Rs*** de 3,75 alcançados por Rf/ϕ; 3,51 pela média harmônica; 3,09 por SPO; 1,56 via Fry tradicional, 2,11 por Fry (F7) e 1,56 através da técnica do Centro-a-Centro. No plano YZ os valores obtidos indicam uma maior absorção da deformação pela matriz com valores de ***Rs*** mais altos nas determinações via Fry tradicional (3,75), Fry (F7) – 3,45 e Centro-a-Centro (3,43) do que aqueles obtidos via Rf/ϕ, média harmônica e SPO (2,80; 2,70 e 2,26, respectivamente). O grau de arredondamento obtido é menor para a seção XZ (0,41) em comparação com a seção YZ (0,53), já o valor da flutuação não apresentou significativas variações, correspondendo a 15º na seção XZ e cerca de 17º em YZ, assim como o valor de θ: 56º em ambos os planos.

O afloramento JC-71 (figuras A3.88 e A3.89, Foto 6.10) é caracterizado pela presença de uma *klippe* de cianita-quartzo-mica xisto pertencente à Formação Barão do Guiacuí sobre quartzito do "Nível C" da Formação São João da Chapada. Este quartzito, por vezes conglomerático, é quase sempre ferruginoso e micáceo, apresentando uma (pequena) maior absorção da deformação pelos grãos em ambos os planos analisados. Para a seção XZ os valores de ***Rs*** obtidos são: 1,77; 1,68 e 1,29 nas determinações via Rf/ϕ, média harmônica e SPO, 1,44; 1,68 e 1,15 através dos métodos Fry tradicional, Fy (F7) e Centro-a-Centro, respectivamente. No plano XZ, valores de 1,70 foram alcançados por Rf/ϕ; 1,63 pela média harmônica; 1,24 por SPO; 1,53 para Fry tradicional; 1,51 por Fry (F7) e 1,12 via técnica do Centro-a-Centro. Os valores do grau de arredondamento são muito próximos: 0,76 em XZ e 0,78 em YZ, assim como os valores da flutuação (70º em XZ e 65º em YZ) e do ângulo θ variando: de 81º para o plano XZ e 79° em YZ

***Foto 6.10**: Contato tectônico entre cianita-quartzo-mica xisto da Formação Barão do Guaicuí sobreposto a quartzito do "Nível C" da Formação São João da Chapada (afloramento JC-71). Visada para NNW.*

Os valores obtidos para a razão ***Rs*** no plano XZ da amostra JC-74, um quartzito cinza, granulometria média a grossa e pouco micáceo (figuras A3.90 e A3.91), mostram uma maior absorção da deformação pelos grãos, alcançando 1,55 através do método Rf/ϕ; 1,52 pela média harmônica; 1,10 por SPO; 1,31 via Fry tradicional; 1,39 através de Fry (F7) e 1,61 por Centro-a-Centro. No plano YZ os valores obtidos mostram uma relativa compatibilidade entre os métodos empregados: 1,53 para o método Rf/ϕ; 1,49 para a média harmônica; 1,18 para SPO; 1,44 por Fry tradicional; 1,54 via Fry (F7) e 1,35 pelo método Centro-a-Centro. O grau de arredondamento calculado é o mesmo para ambas as seções (0,81), contudo o valor da flutuação varia entre 34º na seção XZ e cerca de 62º em YZ, já os valores determinados de θ foram 63° para o plano XZ e 77° para o plano YZ.

A amostra JC-75 (figuras A3.92 e A3.93) corresponde a quartzito branco a vermelho rosado, granulometria fina a média, pouco micáceo, contendo localmente níveis milimétricos de óxidos e marcas onduladas preservadas (Foto 6.11). Esta amostra mostrou, no plano XZ, ***Rs*** próximo a 1,60 pelo método Rf/ϕ; 1,55 via média harmônica; 1,15 por SPO; 1,48 através da aplicação do método Fry tradicional; 1,44 e 1,25 via Fry (F7) e Centro-a-Centro, respectivamente, mostrando uma (pequena) maior absorção da deformação pelos grãos. O mesmo comportamento pode ser observado no plano YZ: o ***Rs*** fornecido por Rf/ϕ atingiu 1,55; via média harmônica 1,51; por SPO 1,08; através de Fry tradicional 1,34; via Fry (F7) 1,53 e Centro-a-Centro 1,22. O grau de arredondamento obtido é o mesmo para as duas seções (0,81), já o valor da flutuação é menor na seção YZ (41º) do que em XZ (56º). Os valores de θ são 74º para o plano XZ e 67º para YZ.

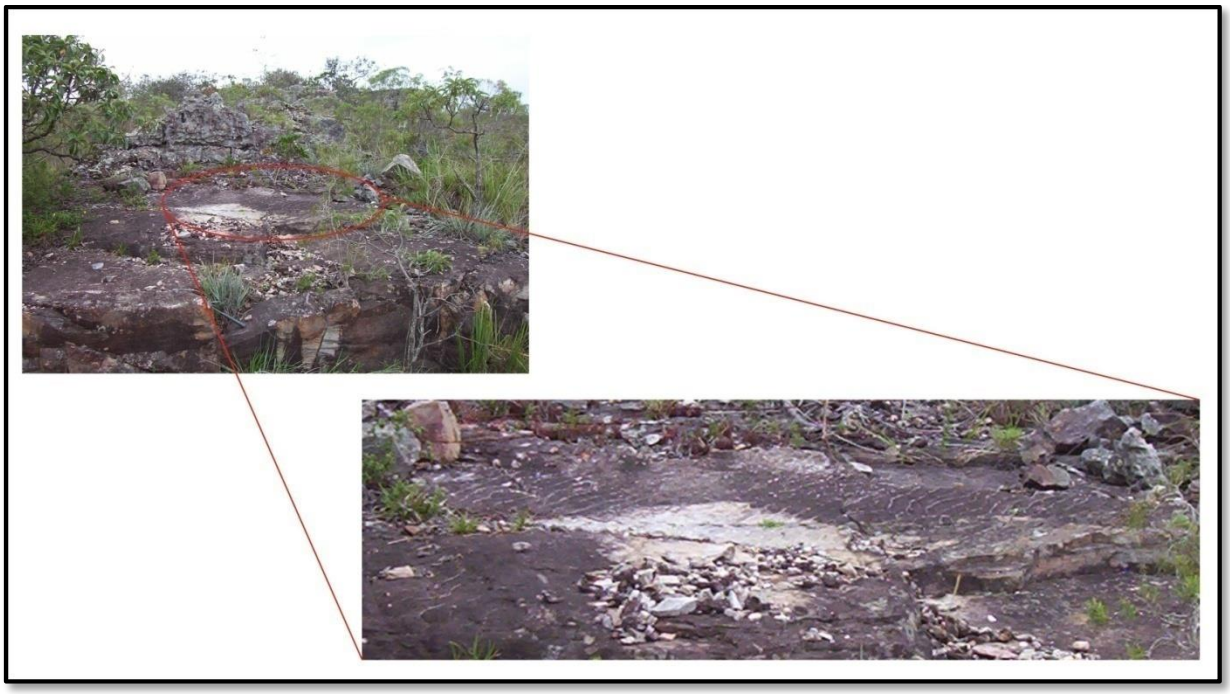


Foto 6.11*: Afloramento JC-75, às margens da Estrada de Ferro Centro-Norte, desativada. Em detalhe marcas onduladas no afloramento em questão.*

Um afloramento de quartzito acinzentado, médio e pouco micáceo está representado pelas seções da amostra JC-76 (figuras A3.94 e A3.95). A análise da seção XZ mostra uma alta compatibilidade dos resultados obtidos com valores de ***Rs*** de 1,45 alcançados por Rf/ϕ; 1,40 pela média harmônica; 1,06 por SPO; 1,43 via Fry tradicional; 1,55 por Fry (F7) e 1,30 através da técnica do Centro-a-Centro. No plano YZ os valores obtidos indicam uma maior absorção da deformação pela matriz com valores de ***Rs*** mais altos nas determinações via Fry tradicional (1,78), Fry (F7) – 1,81 e Centro-a-Centro (1,53) do que aqueles obtidos via Rf/ϕ e média harmônica (1,44 e 1,39, respectivamente). O grau de arredondamento entre os dois planos é praticamente o mesmo: 0,83 na seção XZ e 0,84 na seção YZ, assim como os valores da flutuação: 65º na seção XZ e cerca de 67º em YZ e do ângulo θ: 78º para XZ e 79º em YZ.

Para a amostra JC-77 (figuras A3.96 e A3.97), um quartzito branco, com granulometria variando de fina a média, pouco micáceo e contendo níveis de óxidos, os valores de ***Rs*** indicam uma maior absorção da deformação pelos grãos em ambos os planos analisados. No plano XZ foram obtidos os valores de 3,23 pelo método Rf/ϕ; 3,05 via média harmônica; 2,76 por SPO; 1,89 através de Fry tradicional; 1,84 por Fry (F7) e 1,90 via Centro-a-Centro. No plano paralelo a YZ o ***Rs*** determinado por Rf/ϕ alcançou 2,74; via média harmônica, 2,64 e através de SPO, 2,26; ao passo que aplicando-se o método Fry a razão situou-se por volta de 1,84; através de Fry (F7) e Centro-a-Centro, 1,82. O grau de arredondamento calculado é maior para a seção YZ (0,53 contra 0,49 para XZ), já o valor da flutuação é maior na seção XZ (21º) do que em YZ (15º). Os valores de θ variam de 59º para XZ e 56º em YZ.

Na amostra JC-79 (figuras A3.98 e A3.99), um quartzito branco, de granulometria fina, pouco micáceo, associado ao Membro Datas da Formação Sopa-Brumadinho, os valores de ***Rs*** são maiores nas determinações via Rf/ϕ, média harmônica das razões dos grãos do que aqueles obtidos através dos métodos Fry tradicional, Fry (F7) ou Centro-a-Centro em ambos os planos analisados, indicando uma maior absorção da deformação pelos grãos. Desta forma, no plano XZ, valores de 2,12 foram alcançados por Rf/ϕ; 1,97 pela média harmônica; 1,79 por SPO; 1,68 por Fry tradicional, enquanto que aqueles obtidos via Fry (F7) e Centro-a-Centro foram 1,40 e 1,51, respectivamente. No plano YZ os valores obtidos foram de 2,02 para Rf/ϕ; 1,90 para média harmônica; 1,69 através de SPO; 1,65 para Fry tradicional; 1,79 para Fry (F7) e cerca de 1,34 via técnica do Centro-a-Centro. Os valores do grau de arredondamento estatístico são 0,68 em XZ e 0,73 em YZ, e os valores da flutuação variaram de 39º no plano XZ e 35º para o plano YZ. Já os valores determinados de θ foram 67° para o plano XZ e 65° para o plano YZ.

Coletada a oeste do afloramento anterior, a amostra JC-80 (figuras A3.100 e A3.101), um quartzito fino a médio, pouco micáceo, localmente ferruginoso, contendo grânulos e mais raramente seixos centimétricos de quartzo, possui valores de ***Rs*** que denotam uma maior absorção da deformação pela matriz em ambas as seções analisadas. No plano XZ os valores obtidos atingem 1,77 pelo método Rf/ϕ; 1,68 via média harmônica; 1,34 por SPO; 2,00 através do método Fry tradicional; 1,98 e 1,61 pelos métodos Fry (F7) e Centro-a-Centro, respectivamente. Para o plano YZ, os valores de ***Rs*** obtidos foram de 1,49 pela técnica Rf/ϕ; 1,44 via média harmônica; 1,28 por SPO; 1,72 por Fry tradicional; 1,75 através de Fry (F7) e 1,41 via Centro-a-Centro. O grau de arredondamento não mostrou significativas variações entre os dois planos, sendo de 0,77 para a seção XZ e 0,81 para YZ, com os valores da flutuação, situando-se em 50º para XZ e 60º em YZ. Os valores de θ são também parecidos: 71º para o plano XZ e 76º para YZ.

6.2.9 – REGIÃO DA SERRA DA MATRICULADA, MUNICÍPIO DE DATAS

A região de Datas, uma das mais intensamente deformadas da Folha Diamantina, é caracterizada por um importante sistema de frentes de cavalgamento/zonas de cisalhamento (correspondendo à "Zona de Falhamentos da Matriculada" de Schöll & Fogaça, 1981) que envolvem lascas tectônicas tanto de unidades do Supergrupo Espinhaço como do Grupo Costa Sena e do próprio Complexo de Gouveia.

Nesta região foram coletadas amostras em quatro perfis, aproximadamente paralelos, com enfoque, principalmente, aos quartzitos ferruginosos associados à Formação Sopa-Brumadinho. Desta forma, foram analisados vinte e cinco afloramentos sendo que sete representam quartzitos, próximos às zonas de cisalhamento, da Formação São João da Chapada (amostras JC-92, JC-93, JC-94, JC-116, JC-117, JC-120 e JC-121) e os demais (totalizando dezoito amostras) pertencentes ao Membro Caldeirões da Formação Sopa-Brumadinho.

Para a amostra JC-84 (Figura A3.102, Foto 6.12), um quartzito rosa acinzentado, fino, pouco micáceo, está disponível apenas a seção YZ, na qual uma maior absorção da deformação pelos grãos é comprovada por valores de ***Rs*** por volta de 5,16 determinados via Rf/ϕ e de 4,38 através da média harmônica; 3,38 por SPO; 2,39 através de Fry tradicional; 3,05 via Fry (F7) e, um valor muito mais alto, porém sem confirmação pelos métodos anteriores, 5,59, pela técnica do Centro-a-Centro. O valor da flutuação se situa ao redor dos 16°, o que evidencia o alto grau de orientação dos grãos de quartzo, enquanto o valor de θ obtido foi de 59°. O grau de arredondamento é baixo (0,33), compatível com a maior deformação dos grãos.

A amostra JC-85 (figuras A3.103 e A3.104, foto 6.12) mostra, para a seção XZ, uma maior absorção da deformação pelos grãos, com valores de ***Rs*** atingindo 3,39 pelo método Rf/ϕ; 3,18 pela média harmônica; 2,53 por SPO; 2,24 pelo método Fry tradicional; 2,53 por Fry (F7) e 2,62 pelo método Centro-a-Centro. Já a seção YZ mostra uma alta compatibilidade dos resultados obtidos com valores de ***Rs*** de 1,83 alcançados por Rf/ϕ; 1,76 pela média harmônica; 1,65 por SPO; 1,94 via Fry tradicional e Fry (F7) e 1,46 através da técnica do Centro-a-Centro. O valor do grau de arredondamento foi de 0,45 para a seção XZ e 0,76 para YZ, enquanto o valor da flutuação alcançou 17º na primeira seção e 24º na segunda. Os valores do ângulo θ são muito parecidos: 57º para o plano XZ e 58º para YZ.

Um afloramento de quartzito rosa-avermelhado, micáceo e de granulometria fina está representado pela seção YZ da amostra JC-87 (Figura A3.105, foto 6.12), a qual produziu valores de ***Rs*** mais altos através da aplicação dos métodos Fry tradicional e Fry (F7) – 2,54 e 2,62, respectivamente, do aqueles alcançados pelas técnicas Rf/ϕ (1,96), média harmônica (1,85), SPO (1,65) e Centro-a-Centro (1,53), sugerindo uma maior deformação absorvida pela matriz, com ângulo médio de flutuação (Δ=33°), ângulo θ de 63° e grau de arredondamento de 0,74.

Na amostra JC-88 (figuras A3.106 e A3.107), um quartzito cinza-alaranjado, de granulometria fina e pouco micáceo, os valores de ***Rs*** são maiores nas determinações via Rf/ϕ, média harmônica das razões dos grãos e SPO do que naqueles obtidos através dos métodos Fry tradicional, Fry (F7) ou Centro-a-Centro em ambos os planos analisados, denotando uma maior absorção da deformação pelos grãos. Desta forma, no plano XZ, valores de 3,79 foram alcançados por Rf/ϕ; 3,50 pela média harmônica; 3,17 por SPO; 1,79 para Fry tradicional, enquanto que aqueles obtidos via Fry (F7) e Centro-a-Centro foram 1,64 e 1,62, respectivamente. No plano YZ os valores obtidos foram de 2,55 para Rf/ϕ; 2,36 para média harmônica; 2,12 através de SPO; 1,57 para Fry tradicional; 1,88 para Fry (F7) e cerca de 1,45 via técnica do Centro-a-Centro. Os valores do grau de arredondamento estatístico são 0,42 em XZ e 0,63 em YZ, e os valores da flutuação variaram de 20º no plano XZ e 30º para o plano YZ. Já os valores determinados de θ foram 60° para o plano XZ e 63° para o plano YZ.

***Foto 6.12**: Localização das amostras coletadas no Perfil 1, realizado na Serra da Matriculada, visada para SSW.*

A amostra JC-89 localiza-se em afloramento algo a norte dos anteriores, representando um quartzito cinza, granulometria fina a média e micáceo. A maior absorção da deformação pelos grãos no plano XZ (Figura A3.108) é óbvia, já que valores de ***Rs*** obtidos via Rf/ϕ atingem os 4,71; os calculados via média harmônica 4,39; via SPO 3,74 enquanto aqueles obtidos via Fry tradicional e Fry (F7) não ultrapassam 2,00 e os apresentados por Centro-a-Centro 1,53. O ângulo de flutuação, por volta dos 16° e o pequeno grau de arredondamento (por volta de 0,34) é compatível com o grande estiramento observado na seção delgada, já o valor do ângulo θ situou-se ao redor de 58°.

Para a amostra JC-90 (Figura A3.109), um quartzito ferruginoso, fino a médio e pouco micáceo, da qual apenas o plano XZ encontra-se disponível, uma maior absorção da deformação pelos grãos é demonstrada por valores de ***Rs*** por volta de 3,80 determinados via Rf/ϕ; de 3,61 através da média harmônica; 2,98 por SPO; 2,18 através de Fry tradicional; 1,88 via Fry (F7) e 1,73 pela técnica do Centro-a-Centro. O valor da flutuação se situa ao redor dos 18°, o que evidencia o alto grau de orientação dos grãos de quartzo, enquanto o valor de θ obtido foi de 58°. O valor obtido para o grau de arredondamento é baixo (0,41), compatível com a maior deformação dos grãos.

Um afloramento de quartzito levemente rosado, de granulometria média e pouco micáceo, está representado pela amostra JC-91. O plano XZ (Figura A3.110) mostra valores de

Rs mais altos através da aplicação de Rf/ϕ (3,18), média harmônica (2,92) e SPO (2,48) do que os valores obtidos via Fry tradicional (1,58), Fry (F7 – 2,08) e Centro-a-Centro (1,43), com ângulo médio de flutuação (Δ=25°), ângulo θ de 61° e grau de arredondamento de 0,49. A seção YZ (Figura A3.111) confirma uma maior absorção da deformação pelos grãos, com ***Rs*** determinado em 2,98 através de Rf/ϕ; de 2,83 na média harmônica; 2,36 por SPO; entre 1,80 e 1,77 pelos métodos Fry tradicional e Fry (F7) e 1,55 via técnica do Centro-a-Centro, com ângulo médio de flutuação de 22°, ângulo θ de 60° e grau de arredondamento de 0,48.

Na única seção (XZ) analisada da amostra JC-92 (Figura A3.112, foto 6.13), um quartzito levemente alaranjado, com granulometria fina a média e micáceo, observa-se, novamente, uma maior absorção da deformação pelos grãos, com valores de ***Rs*** atingindo 2,53 por Rf/ϕ; 2,46 através do cálculo da média harmônica; 2,09 por SPO; 1,66 através de Fry tradicional; 2,04 via Fry (F7) e 1,70 empregando-se a técnica do Centro-a-Centro. O valor da flutuação se situa ao redor dos 16°, indicando um alto grau de orientação dos grãos, enquanto o valor de θ obtido foi de 55° e grau de arredondamento de 0,52.

De maneira semelhante, a seção XZ da amostra JC-93 (a única disponível, figura A3.113, foto 6.13), um quartzito levemente acinzentado, fino a médio e pouco micáceo, indica uma maior absorção da deformação pelos grãos, com valores de ***Rs*** sempre mais altos quando determinados através de Rf/ϕ (4,07), média harmônica (3,74) e SPO (2,82) do que aqueles obtidos pelas técnicas Fry tradicional (3,23), Fry (F7 – 2,17) e Centro-a-Centro (2,39). O ângulo de flutuação situou-se por volta dos 19°, com pequeno grau de arredondamento (por volta de 0,40) e ângulo θ ao redor de 59°.

Na seção XZ da amostra JC-94, a única disponível para esta amostra, (Figura A3.114, foto 6.13), o valor de ***Rs*** determinado pelo método Rf/ϕ também é maior do que aquele obtido pelo Fry tradicional (respectivamente 4,12 e 2,41). A média harmônica calculada situou-se próxima a 3,88; o valor obtido pelo cálculo de SPO foi de 3,56, enquanto os métodos Fry (F7) e Centro-a-Centro produziram valores de 2,41 e 2,10, respectivamente. O valor do grau de arredondamento foi de 0,40, ao passo que o valor da flutuação alcançou 14º e o ângulo θ 56°.

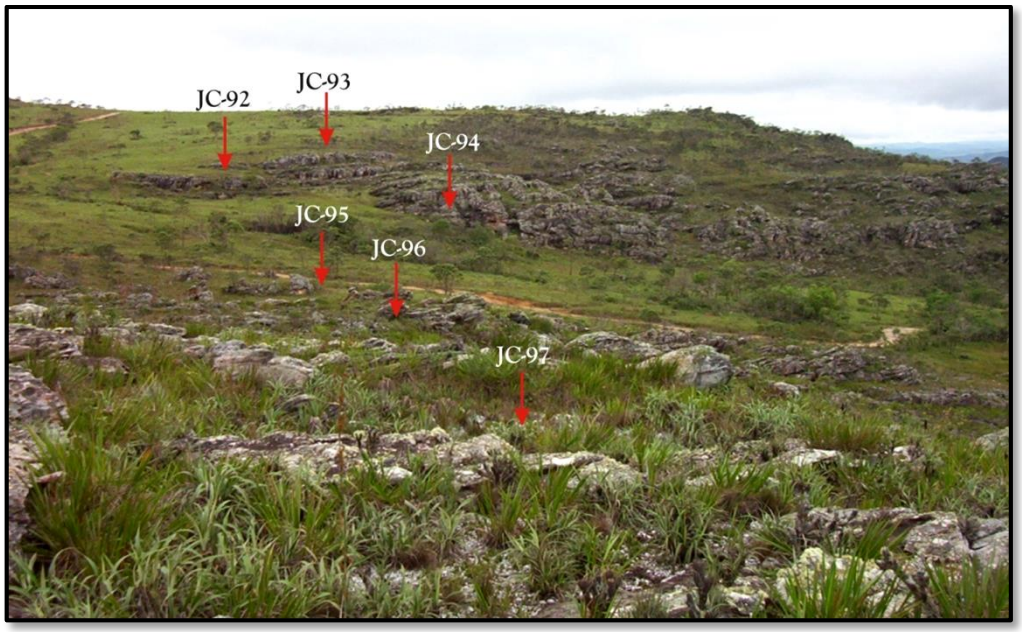


***Foto 6.13**: Amostras coletadas no Perfil 2, realizado na Serra da Matriculada, visada para leste.*

Na amostra JC-102 (figuras A3.115 e A3.116), um quartzito cinza, de granulometria fina e micáceo, os valores de ***Rs*** são maiores nas determinações via Rf/ϕ, média harmônica das razões dos grãos e SPO do que naqueles obtidos através dos métodos Fry tradicional, Fry (F7) ou Centro-a-Centro em ambos os planos analisados, indicando uma maior absorção da deformação pelos grãos. Desta forma, no plano XZ, valores de 4,34 foram alcançados por Rf/ϕ; 4,04 pela média harmônica; 3,32 por SPO; 2,55 para Fry tradicional, enquanto que aqueles obtidos via Fry (F7) e Centro-a-Centro foram 2,33 e 1,41, respectivamente. No plano YZ os valores obtidos foram de 3,87 para Rf/ϕ; 3,40 para média harmônica; 2,90 através de SPO; 2,27 para Fry tradicional; 1,81 para Fry (F7) e cerca de 1,52 via técnica do Centro-a-Centro. Os valores do grau de arredondamento estatístico são 0,38 em XZ e 0,42 em YZ, e os valores da flutuação variaram de 19º no plano XZ e 26º para o plano YZ. Já os valores determinados de θ foram 59° para o plano XZ e 65° para o plano YZ.

A análise da seção XZ da amostra JC-103 (Figura A3.117), um quartzito rosa - alaranjado, micáceo e com granulometria variando de fina a média, forneceu valores de ***Rs*** determinados pelo método Rf/ϕ maiores que aqueles obtidos pelo Fry tradicional (3,52 contra 2,29), pela média harmônica (3,21), SPO (2,86), Fry (F7) – 1,97 e Centro-a-Centro (1,81), o que indica uma maior absorção da deformação pelos grãos. O valor da flutuação se situa ao redor dos 22°, enquanto o valor de θ obtido foi de 61°. O valor do grau de arredondamento é baixo (0,43), compatível com uma maior deformação dos grãos.

Para a amostra JC-104 (Figura A3.118), um quartzito também rosa – alaranjado, fino a médio e micáceo, da qual também se dispõem apenas a seção XZ, novamente observa-se uma

maior absorção da deformação pelos grãos, evidenciada por valores de ***Rs*** por volta de 3,20 determinados via Rf/ϕ; de 2,90 através da média harmônica; 2,28 por SPO; 2,17 através de Fry tradicional; 2,03 via Fry (F7) e 1,60 pela técnica do Centro-a-Centro. O valor da flutuação corresponde a 30°, enquanto o valor do ângulo θ foi de 65°. O valor obtido para o grau de arredondamento é de 0,48.

A amostra JC-108 (da qual apenas a seção XZ está disponível, figura A3.119), um quartzito com características análogas às das duas amostras anteriores, mostra, mais uma vez, uma maior absorção da deformação pelos grãos, com valores de ***Rs*** mais altos quando determinados através de Rf/ϕ (2, 78), média harmônica (2,58) e SPO (1,90) do que aqueles obtidos pelas técnicas Fry tradicional (1,86), Fry (F7 – 1,94) e Centro-a-Centro (1,67). O ângulo de flutuação situou-se por volta dos 21°, com pequeno grau de arredondamento (cerca de 0,52) e ângulo θ ao redor de 58°.

Na seção XZ da amostra JC-110 (Figura A3.120), o valor de ***Rs*** determinado pelo método Rf/ϕ também é maior que aquele obtido pelo Fry tradicional (respectivamente 3,84 e 2,31). A média harmônica calculada situou-se próxima a 3,51; o cálculo de SPO forneceu valor de 3,05; enquanto os métodos Fry (F7) e Centro-a-Centro produziram valores de 3,11 e 1,26, respectivamente. O valor do grau de arredondamento foi de 0,43, ao passo que o valor da flutuação alcançou 29º e o ângulo θ, 64°.

Para a amostra JC-114 (Figura A3.121), um quartzito rosa-alaranjado, granulometria média e pouco micáceo, da qual apenas o plano XZ encontra-se disponível, uma maior absorção da deformação pelos grãos é demonstrada por valores de ***Rs*** por volta de 2,49 determinados via Rf/ϕ; de 2,40 através da média harmônica; 2,26 por SPO; 1,94 através de Fry tradicional; 1,91 via Fry (F7) e 1,56 pela técnica do Centro-a-Centro. O valor da flutuação se situa ao redor dos 20°, o que evidencia o alto grau de orientação dos grãos de quartzo, enquanto o valor de θ obtido foi de 57°. O valor obtido para o grau de arredondamento é moderado (0,61).

Um afloramento de quartzito branco, localmente ferruginoso, micáceo e de granulometria fina está representado pelas seções da amostra JC-116 (figuras A3.122 e A3.123, foto 6.15). A análise da seção XZ mostra uma maior absorção da deformação pelos grãos com valores de ***Rs*** de 3,08 alcançados por Rf/ϕ; 2,95 pela média harmônica; 2,49 por SPO; 1,71 via Fry tradicional; 1,57 por Fry (F7) e 1,55 através da técnica do Centro-a-Centro. No plano YZ os valores obtidos indicam uma maior absorção da deformação pela matriz com valores de ***Rs*** um pouco mais altos nas determinações via Fry tradicional (1,82), Fry (F7) e Centro-a-Centro (ambos 1,71) do que aqueles obtidos via Rf/ϕ, média harmônica e SPO (1,67; 1,62 e 1,46, respectivamente). O grau de arredondamento obtido é menor para a seção XZ (0,49) em comparação com a seção YZ (0,79), já o valor da flutuação variou de 20º no plano XZ e 36º em YZ, enquanto o valor de θ foi de 58º no plano XZ e 64º em YZ.

A amostra JC-117 corresponde a um quartzito branco, localmente ferruginoso, micáceo e de granulometria fina (figuras A3.124 e A3.125). Os valores de ***Rs*** para a seção XZ indicam uma alta compatibilidade dos resultados obtidos: 1,75 através de Rf/ϕ; 1,67 pela média harmônica; 1,64 via Fry tradicional; 1,66 por Fry (F7) e 1,41 através da técnica Centro-a-Centro. No plano YZ os valores obtidos foram 1,64 para o método Rf/ϕ; 1,59 para a média harmônica; 2,20 por Fry tradicional; 2,22 e 1,50 via Fry (F7) e Centro-a-Centro, respectivamente, indicando uma maior absorção da deformação pela matriz. Não há significativas variações no grau de arredondamento entre os dois planos, correspondendo a 0,76 na seção XZ e 0,78 na seção YZ, contudo o valor da flutuação varia entre 59º na seção XZ e cerca de 38º em YZ. Os valores de θ são 76º para o plano XZ e 65º para YZ.

A amostra JC-120 (figuras A3.126 e A3.127), um quartzito branco, pouco ferruginoso, granulometria fina e pouco micáceo, possui valores de ***Rs*** que denotam uma maior absorção da deformação pela matriz em ambas as seções analisadas. No plano XZ os valores obtidos atingem 1,86 pelo método Rf/ϕ; 1,77 via média harmônica; 1,61 por SPO; 2,07 através do método Fry tradicional; 1,80 e 1,24 pelos métodos Fry (F7) e Centro-a-Centro, respectivamente. Para o plano YZ, os valores de ***Rs*** obtidos são mais próximos: 1,58 pela técnica Rf/ϕ; 1,54 via média harmônica; 1,10 por SPO; 1,67 por Fry tradicional; 1,80 através de Fry (F7) e 1,45 via Centro-a-Centro. O grau de arredondamento não mostrou significativas variações entre os dois planos, sendo de 0,76 para a seção XZ e 0,79 para YZ, com os valores da flutuação, situando-se em 42º para XZ e 50º em YZ. Os valores de θ são também parecidos: 68º para o plano XZ e 71º para YZ.

Na seção XZ do afloramento JC-121 (Fotos 6.14 e 6.15), a única disponível para esta amostra (Figura A3.128) de quartzito branco, micáceo, com estruturas sedimentares preservadas, o valor de ***Rs*** determinado pelo método Rf/ϕ é maior do que aquele obtido pelo Fry tradicional (respectivamente 2,70 e 1,83). A média harmônica calculada situou-se próxima a 2,54; o valor obtido pela técnica SPO foi de 2,13, enquanto os métodos Fry (F7) e Centro-a-Centro produziram valores de 2,09 e 1,71, respectivamente. O valor do grau de arredondamento foi de 0,55, ao passo que o valor da flutuação alcançou 21º e o ângulo θ 58°.

***Foto 6.14**: Estratificação cruzada do tipo acanalada, afloramento JC-121.*

Um afloramento de quartzito acinzentado, de granulometria média e pouco micáceo está representado pelas seções da amostra JC-125 (figuras A3.129 e A3.130, foto 6.15). A análise da seção XZ mostra uma alta compatibilidade dos resultados obtidos com valores de ***Rs*** de 3,00 alcançados por Rf/ϕ e Fry tradicional; 2,75 pela média harmônica; 2,46 por SPO; 3,14 por Fry (F7) e 1,41 através da técnica do Centro-a-Centro. No plano YZ os valores obtidos indicam uma maior absorção da deformação pela matriz com valores de ***Rs*** mais altos nas determinações via Fry tradicional (2,62), Fry (F7) – 2,69 do que aqueles obtidos via Rf/ϕ, média harmônica e SPO (2,21; 2,02 e 1,90, respectivamente). O grau de arredondamento obtido é menor para a seção XZ (0,52) em comparação com a seção YZ (0,69), já o valor da flutuação variou de 38º no plano XZ e 46º em YZ, enquanto o valor de θ foi de 68º no plano XZ e 71º em YZ.

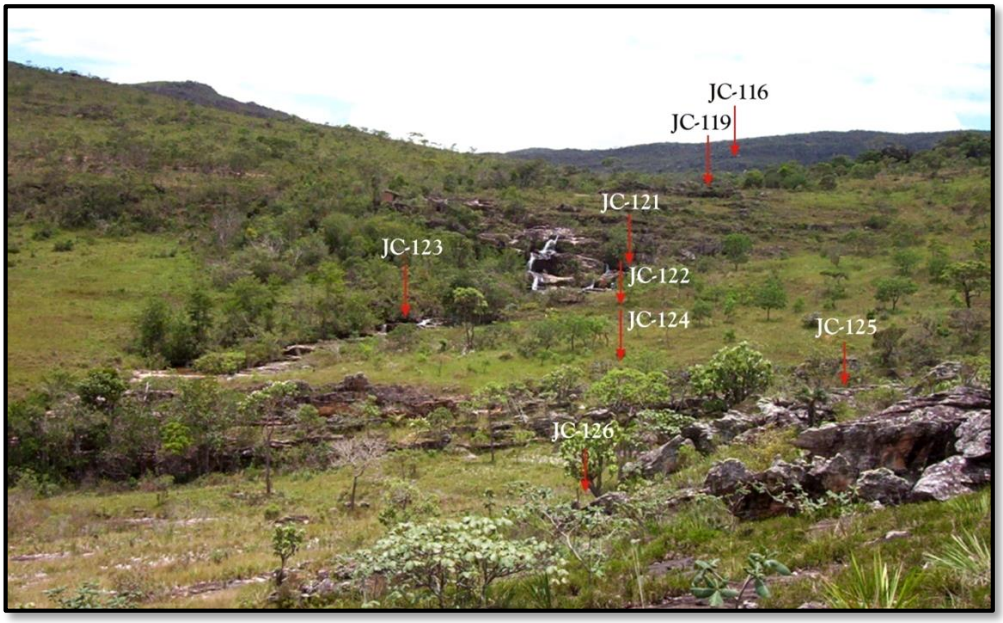


***Foto 6.15**: Localização das amostras coletadas no Perfil 4, realizado na Serra da Matriculada (visada para leste).*

Coletada a oeste do afloramento anterior, a amostra JC-127 (figuras A3.131 e A3.132), um quartzito branco, granulometria média e micáceo, possui valores de ***Rs*** que denotam uma maior absorção da deformação pela matriz em ambas as seções analisadas. No plano XZ os valores obtidos atingem 1,68 pelo método Rf/ϕ; 1,62 via média harmônica; 1,35 por SPO; 2,09 através do método Fry tradicional; 1,97 e 1,50 pelos métodos Fry (F7) e Centro-a-Centro, respectivamente. Para o plano YZ, os valores de ***Rs*** obtidos foram de 1,67 pela técnica Rf/ϕ; 1,60 via média harmônica; 1,31 por SPO; 1,93 por Fry tradicional e Fry (F7) e 1,47 via Centro-a-Centro. O grau de arredondamento não mostrou significativas variações entre os dois planos, sendo de 0,79 para a seção XZ e 0,78 para YZ, com os valores da flutuação, situando-se em 30º para XZ e 59º em YZ. Os valores de θ foram: 61º para o plano XZ e 76º para YZ.

Na amostra JC-129 (figuras A3.133 e A3.134), um quartzito rosa-acinzentado, de granulometria variando de média a grossa e pouco micáceo, os valores de ***Rs*** são um pouco maiores nas determinações via Fry tradicional e Fry (F7) do que naqueles obtidos através dos métodos Rf/ϕ, média harmônica das razões dos grãos, SPO ou Centro-a-Centro em ambos os planos analisados, indicando uma maior absorção da deformação pela matriz. Desta forma, no plano XZ, valores de 1,89 foram alcançados por Rf/ϕ; 1,83 pela média harmônica; 1,57 por SPO; 2,00 para Fry tradicional, enquanto que aqueles obtidos via Fry (F7) e Centro-a-Centro foram 2,32 e 1,72, respectivamente. No plano YZ os valores obtidos foram de 1,72 para Rf/ϕ; 1,65 para média harmônica; 1,16 através de SPO; 2,23 para Fry tradicional; 2,12 para Fry (F7) e cerca de 1,44 via técnica do Centro-a-Centro. Os valores do grau de arredondamento estatístico são 0,75 em XZ e 0,79 em YZ, e os valores da flutuação variaram de 27º no plano XZ e 45º para o plano YZ. Já os valores determinados de θ foram 60° para o plano XZ e 69° para o plano YZ.

A análise da seção XZ da amostra JC-131 (Figura A3.135), um quartzito levemente rosado, pouco micáceo e com granulometria média, forneceu valores de ***Rs*** determinados pelo método Rf/ϕ maiores que aqueles obtidos pelo Fry tradicional (3,44 contra 2,73), pela média harmônica (3,26), SPO (2,78), Fry (F7) – 2,55 e Centro-a-Centro (1,87), o que indica uma maior absorção da deformação pelos grãos. O valor da flutuação se situa ao redor dos 19°, enquanto o valor de θ obtido foi de 58°. O valor do grau de arredondamento é baixo (0,47), compatível com uma maior deformação dos grãos.

Um afloramento de quartzito rosado/acinzentado, médio e pouco micáceo está representado pelas seções da amostra JC-132 (figuras A3.136 e A3.137). A análise da seção XZ mostra uma alta compatibilidade dos resultados obtidos com valores de ***Rs*** de 2,00 alcançados por Rf/ϕ; 1,91 pela média harmônica; 1,64 por SPO; 2,06 via Fry tradicional, 2,58 por Fry (F7) e 1,66 através da técnica do Centro-a-Centro. No plano YZ os valores obtidos indicam uma maior absorção da deformação pela matriz com valores de ***Rs*** mais altos nas determinações via Fry tradicional (2,29), Fry (F7) – 2,41 e Centro-a-Centro (1,84) do que

aqueles obtidos via Rf/ϕ e média harmônica (1,71 e 1,66, respectivamente). O grau de arredondamento obtido é menor para a seção XZ (0,72) em comparação com a seção YZ (0,76), já o valor da flutuação é o mesmo para ambas as seções, correspondendo a 33º, enquanto o valor de θ não mostrou significativas variações, situando-se ao redor de 64º nos planos analisados.

6.3 – DISCUSSÃO E INTERPRETAÇÃO DOS RESULTADOS

A análise dos resultados obtidos com a aplicação das diferentes técnicas de quantificação da deformação, empregadas nas amostras de quartzitos da Serra do Espinhaço Meridional, e apresentados nas tabelas A2.1 e A2.2 (Anexo II), permite algumas conclusões de características mais gerais.

Uma comparação imediata dos valores de ***Rs*** alcançados pelos diferentes métodos de quantificação (Figuras 6.12 e 6.13) permite afirmar que todas as técnicas que analisam a deformação nos grãos (Rf/ϕ, MH, Panozzo, SPO e *Rs*) forneceram resultados aproximadamente equivalentes.

Assim como observado nas amostras experimentais analisadas no Capítulo 4, nota-se aqui um comportamento muito parecido entre os resultados obtidos pelas técnicas Rf/ϕ e o cálculo da média harmônica dos grãos em todas as amostras de quartzitos observadas.

Dentre as técnicas empregadas, quase sempre os valores alcançados pelo método SPO são inferiores aos obtidos pelos demais métodos, muitas vezes situando-se próximo à razão 1,0 (amostras 27xz, 35yz, 41yz, 45yz, 60yz, 63yz, 76xz, 117yz e 120yz, por exemplo).

Por outro lado, os valores atingidos pela aplicação da relação $\boldsymbol{R_s} = \sqrt{\mathrm{R_{max}}.\mathrm{R_{min}}}$ são algumas vezes muito superiores aos demais, como pode ser verificado nas seções 05xz, 07yz, 08yz, 22xz, 22yz, 23xz, 40xz, 42xz, 42yz, 43xz, 44yz, 58xz, 61xz, 77yz, 102yz, 103xz e 104xz, representando cerca de 13% das 136 seções analisadas.

Ainda que a aplicação do método Panozzo tenha sido impossível em algumas amostras (limitação imposta pelo programa utilizado), os resultados obtidos mostram-se coerentes com os demais, podendo-se visualizar uma equivalência principalmente quando comparados com os resultados alcançados pelo método da orientação preferencial das formas (SPO).

Já as técnicas que quantificam a deformação absorvida pela matriz das rochas (Fry tradicional, Fry (F7) e Centro-a-Centro), diferentemente do esperado, fornecem valores divergentes na maior parte das vezes, sendo aproximadamente equivalentes apenas em 36 seções das 136 analisadas (cerca de 26%). Freqüentemente os melhores resultados, ou pelo menos os mais semelhantes, são aqueles obtidos pelos métodos Fry tradicional e Fry (F7) o que pode ser verificado em 51 seções, aproximadamente 38% das análises realizadas.

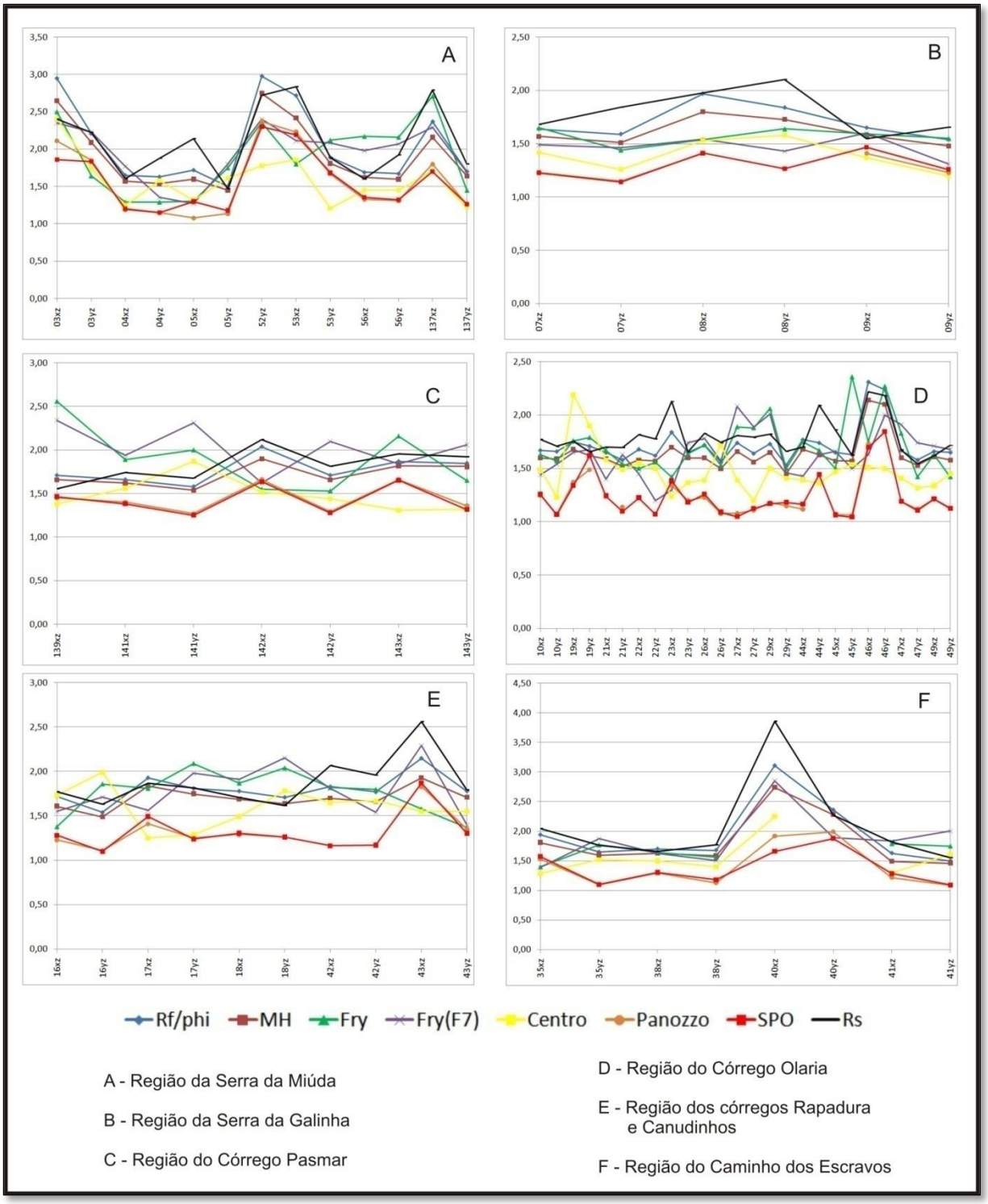


***Figura 6.12**: Comparação entre os resultados da razão de deformação obtidos através dos métodos Rf/ϕ, MH, Fry, Fry (F7), Centro-a-Centro, Panozzo, SPO e da fórmula* $\boldsymbol{R_s} = \sqrt{R_{max} \cdot R_{min}}$ *desenvolvida por Ramsay (1967), nas amostras coletadas nas regiões da Serra da Miúda (A), Serra da Galinha (B), Córrego Pasmar (C), do Córrego Olaria (D), córregos Rapadura e Canudinhos (E) e "Caminho dos Escravos" (F).*

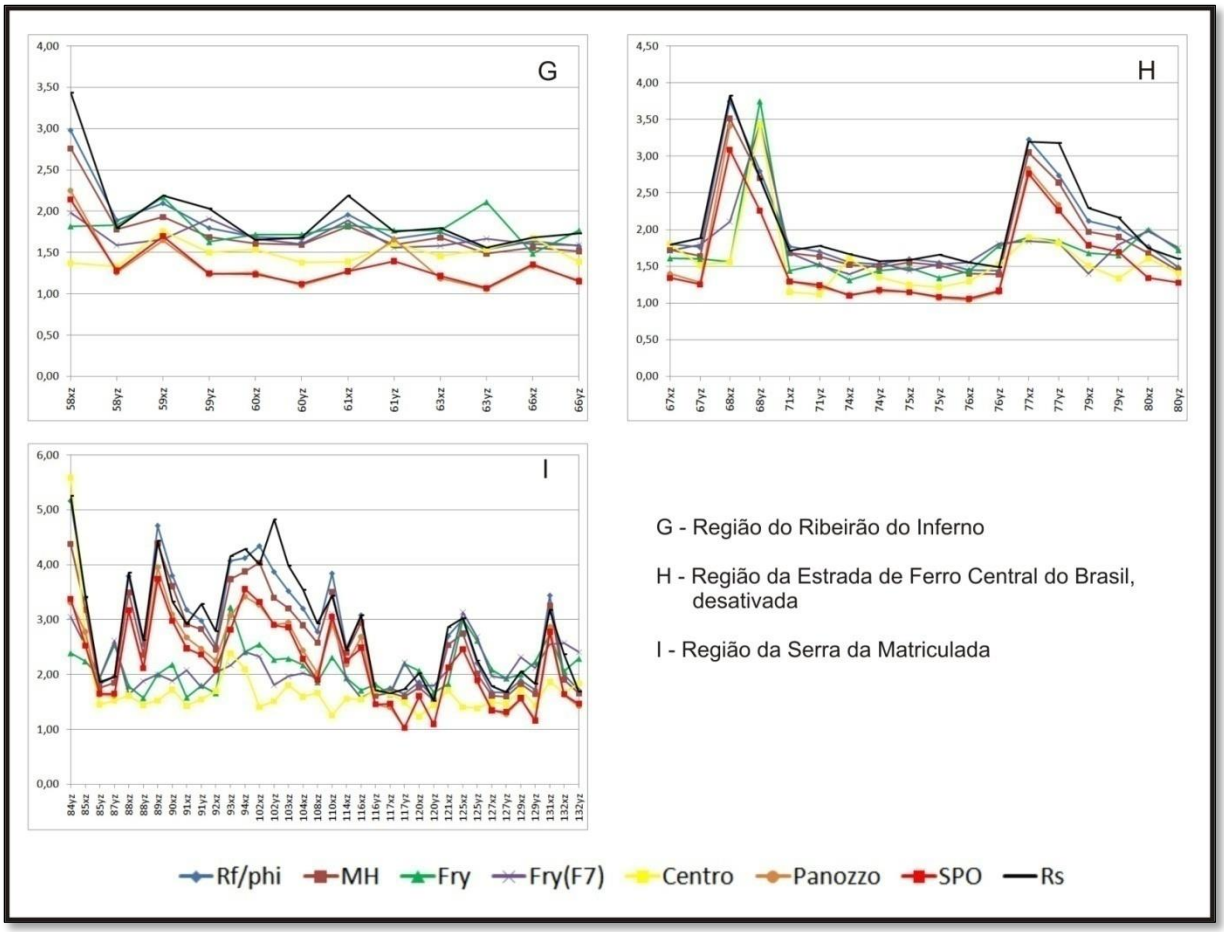


***Figura 6.13**: Comparação entre os resultados da razão de deformação obtidos através dos métodos Rf/ϕ, MH, Fry, Fry (F7), Centro-a-Centro, Panozzo, SPO e da fórmula* $\boldsymbol{R_s} = \sqrt{R_{max} \cdot R_{min}}$ *desenvolvida por Ramsay (1967), nas amostras coletadas nas regiões do Ribeirão do Inferno (G), Estrada de Ferro desativada (H) e Serra da Matriculada (I).*

A comparação entre os valores de ***Rs*** obtidos através do Método Rf/ϕ (com $\boldsymbol{R_s} = \sqrt{R_{max} \cdot R_{min}}$) com aqueles representando a média harmônica da elipticidade dos grãos tratados em cada amostra (MH) indica (figuras 6.14 e 6.15) que em praticamente todas as seções consideradas (cerca de 90%), tanto no plano XZ quanto no plano YZ, MH é menor do que ***Rs***, as exceções são dadas pelas amostras JC-03xz, JC-09xz, JC-18yz, JC-40yz, JC-52yz, JC-56xz, JC-68yz, JC-90xz, JC-102xz, JC-110xz, JC-117xz, JC-120xz, JC-131xz e JC-139xz.

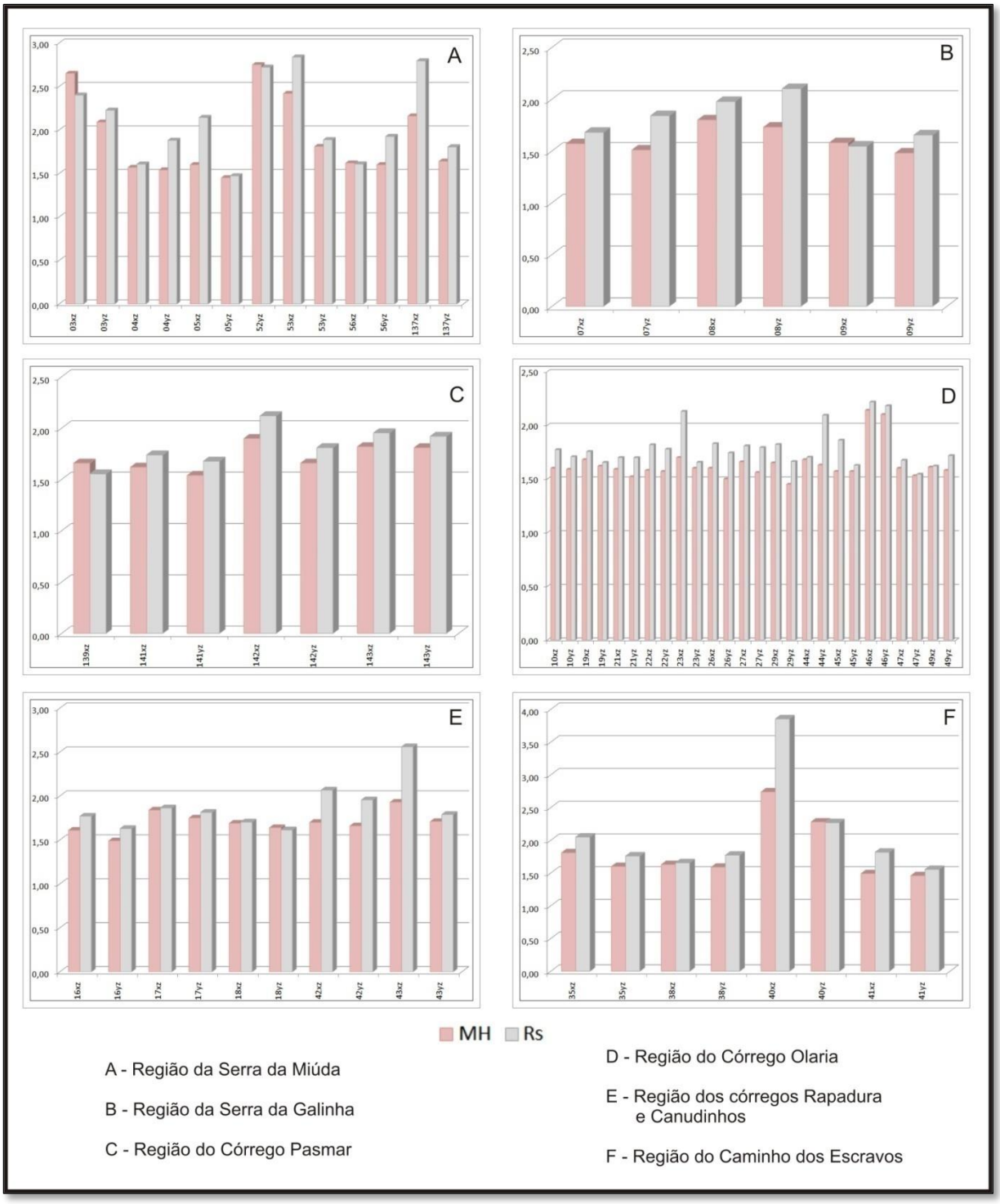


***Figura 6.14**: Comparação dos dados de **Rs** obtidos através do cálculo da Média Harmônica (Mh) e da aplicação da fórmula* $\boldsymbol{R_s} = \sqrt{\mathrm{R_{max}}.\mathrm{R_{min}}}$ *obtidos em amostras das regiões das serras da Miúda (A) e Galinha (B), do Córrego Pasmar (C), dos córregos Olaria (D), Rapadura (E) e Canudinhos (E) e "Caminho dos Escravos" (F).*

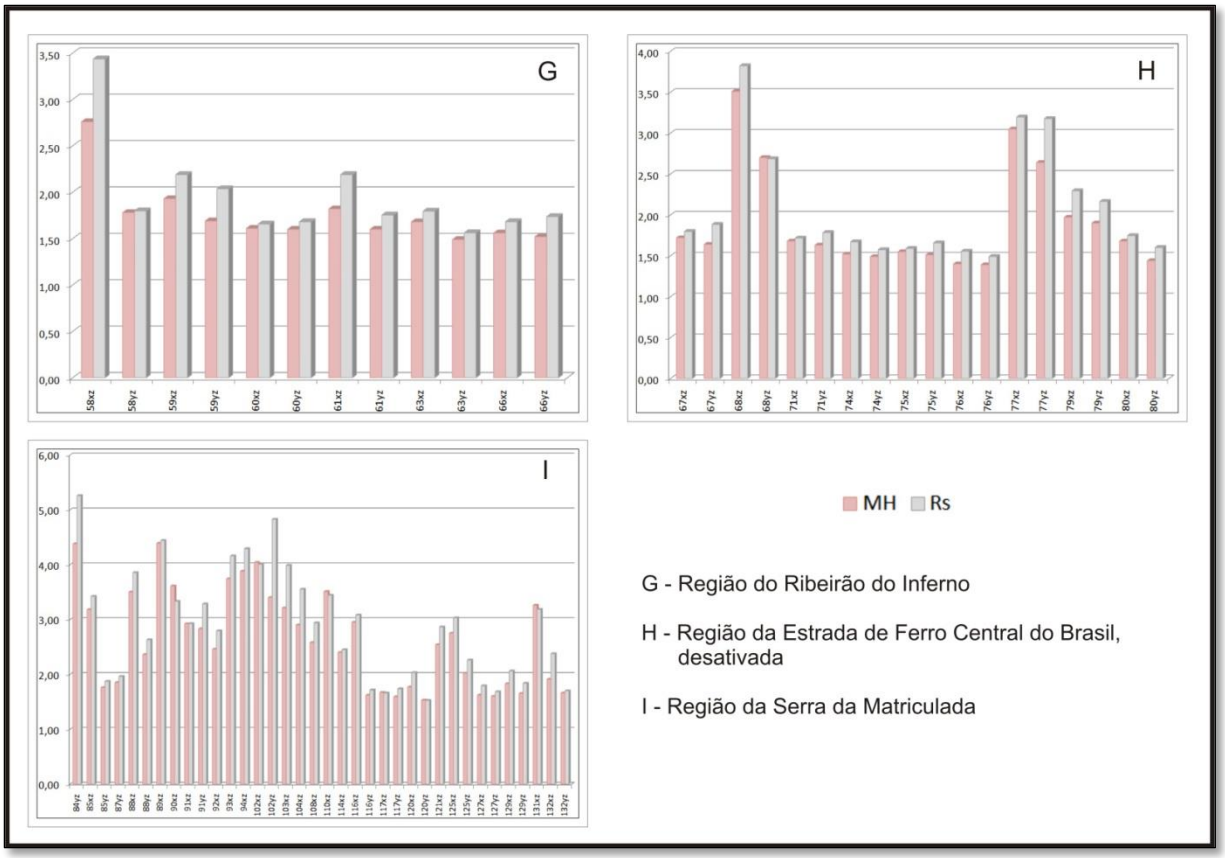


***Figura 6.15**: Comparação dos dados de **Rs** obtidos através do cálculo da Média Harmônica (Mh) e da aplicação da fórmula* $\boldsymbol{R_s} = \sqrt{R_{max}.R_{min}}$ *obtidos em amostras das regiões do Ribeirão do Inferno (G), da Estrada de Ferro desativada, proximidades da Vila Bandeirinha (H) e Serra da Matriculada (I).*

Nas figuras 6.16 e 6.17, onde é possível comparar os valores da elipticidade final obtidos através do "Método Fry" clássico e da média harmônica (MH) da elipticidade dos grãos, observa-se que 68 seções (correspondentes a exatos 50% das determinações consideradas) em 136 apresentam maior absorção da deformação pela matriz.

Os valores de R_0 obtidos pela aplicação de Rf/ϕ ($\boldsymbol{R_0}$ = $(Rmax/Rmin)^{1/2}$) mostram-se relativamente altos no plano XZ (figuras 6.18 e 6.19), variando entre 1,35 (amostra JC-74) e 2,13 (amostras JC-104 e JC-125). No plano YZ os valores situam-se entre 1,30 (amostra JC-40) e 2,44 (amostra JC-102).

No plano XZ os valores de R_0 variaram de 1,50 a 1,95 na região da Serra da Miúda; 1,49 a 1,90 na região da Serra da Galinha; 1,39 a 1,78 na região do Córrego Pasmar; 1,36 a 2,05 na região do Córrego Olaria; 1,55 a 1,93 nas regiões dos córregos Rapadura e Canudinhos; 1,47 a 1,99 na região do "Caminho dos Escravos; 1,55 a 1,96 na região do Ribeirão do Inferno; 1,35 a 1,74 na Estrada de Ferro Centro-Norte (proximidades da Vila Bandeirinha) e, finalmente, 1,36 a 2,13 na região da Serra da Matriculada.

Freqüentemente estes valores mais altos obtidos para a razão inicial, seja no plano XZ ou no plano YZ, estão associados a quartzitos pertencentes ao Membro Caldeirões da Formação Sopa-Brumadinho, (Figura 6.20) um comportamento semelhante, com razões iniciais também elevadas, pode ser verificado nas amostras associadas à Formação Bandeirinha.

Estes valores altos podem corresponder a problemas com a metodologia aplicada, com processos de deformações sedimentares, representar a atuação de evento tectônico anterior com orientação de esforços similar aquela do último tectonismo, ou mais provavelmente serem reflexo de uma maior absorção da deformação por litotipos mais micáceos, comuns próximos aos contatos da Formação Bandeirinha com a Formação Barão do Guaicuí e nos litotipos associados ao Membro Caldeirões.

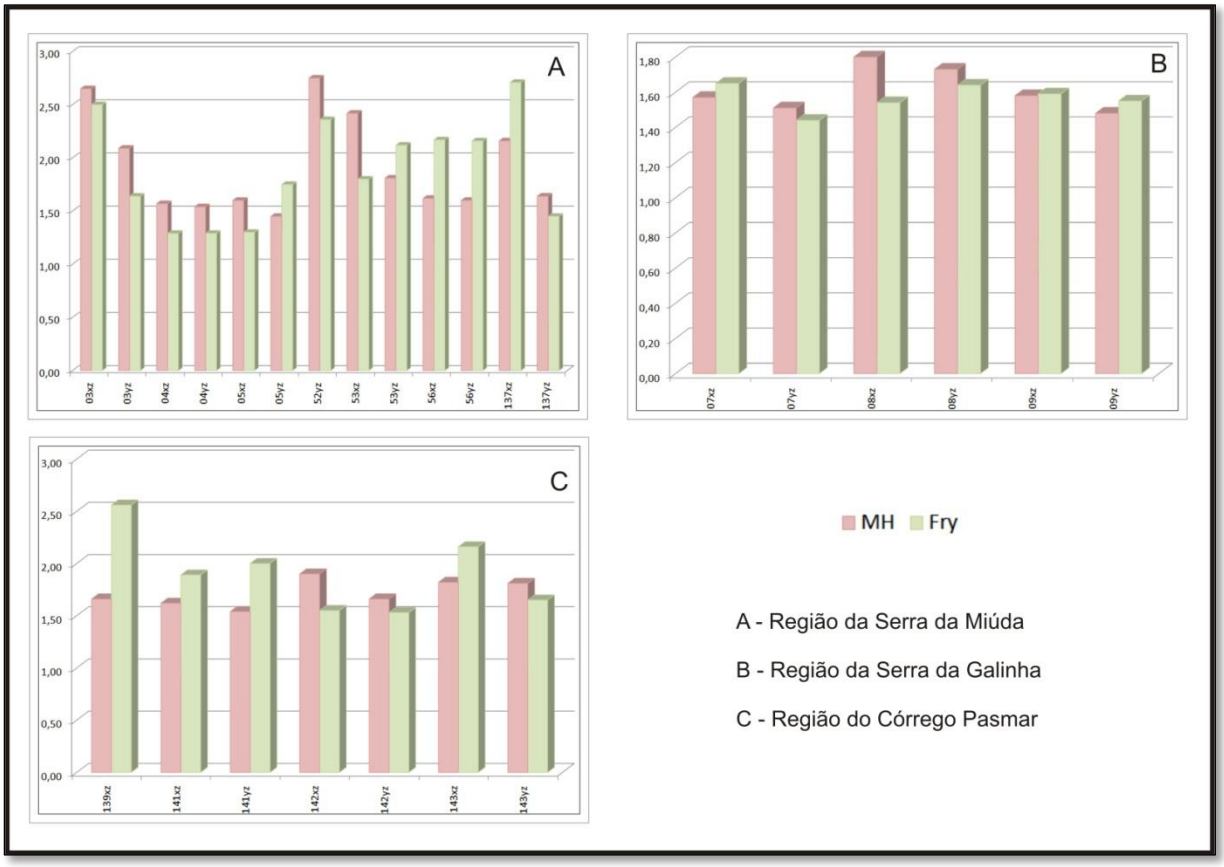


***Figura 6.16**: Comparação entre os resultados obtidos através da Média Harmônica (MH) e aplicação do Método Fry clássico alcançados em amostras das regiões das serras da Miúda (A), Galinha (B) e do Córrego Pasmar (C).*

***Figura 6.17**: Comparação entre os resultados obtidos através da Média Harmônica e aplicação do Método Fry clássico alcançados em amostras das regiões dos córregos Olaria (D), Rapadura e Canudinhos (E), "Caminho dos Escravos" (F), Ribeirão do Inferno (G), da Estrada de Ferro desativada, proximidades da Vila Bandeirinha (H) e Serra da Matriculada (I).*

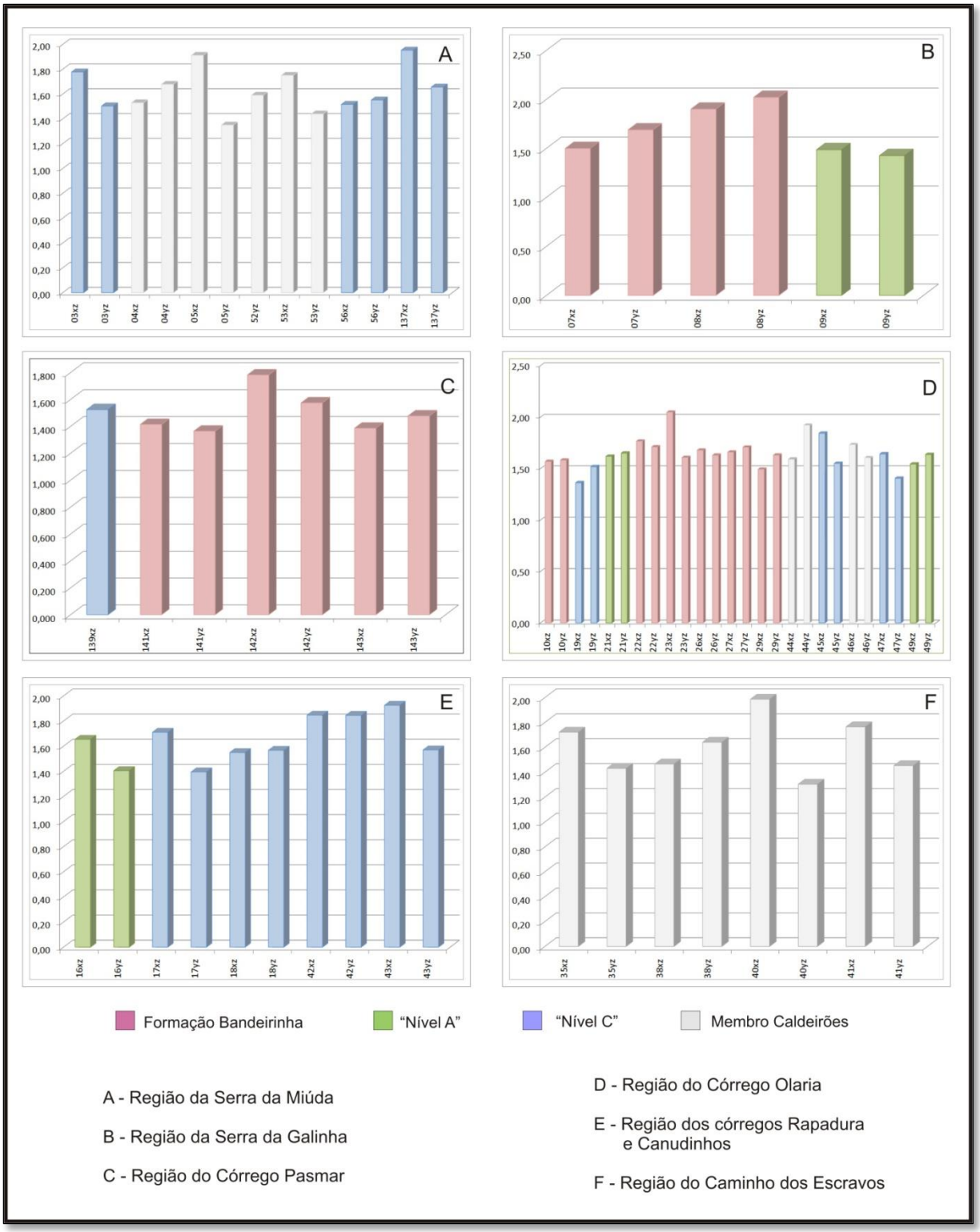


Figura 6.18: *Valores obtidos das razões iniciais (**R_0**) dos grãos através da aplicação da fórmula **R_0**=(Rmax/Rmin)$^{1/2}$, nas seções XZ e YZ, analisadas em rochas quartzíticas das regiões da Serra da Miúda (A), Serra da Galinha (B), Córrego Pasmar (C), Córrego Olaria (D), córregos Rapadura e Canudinhos (E) e Caminho dos Escravos (N de Diamantina, -F).*

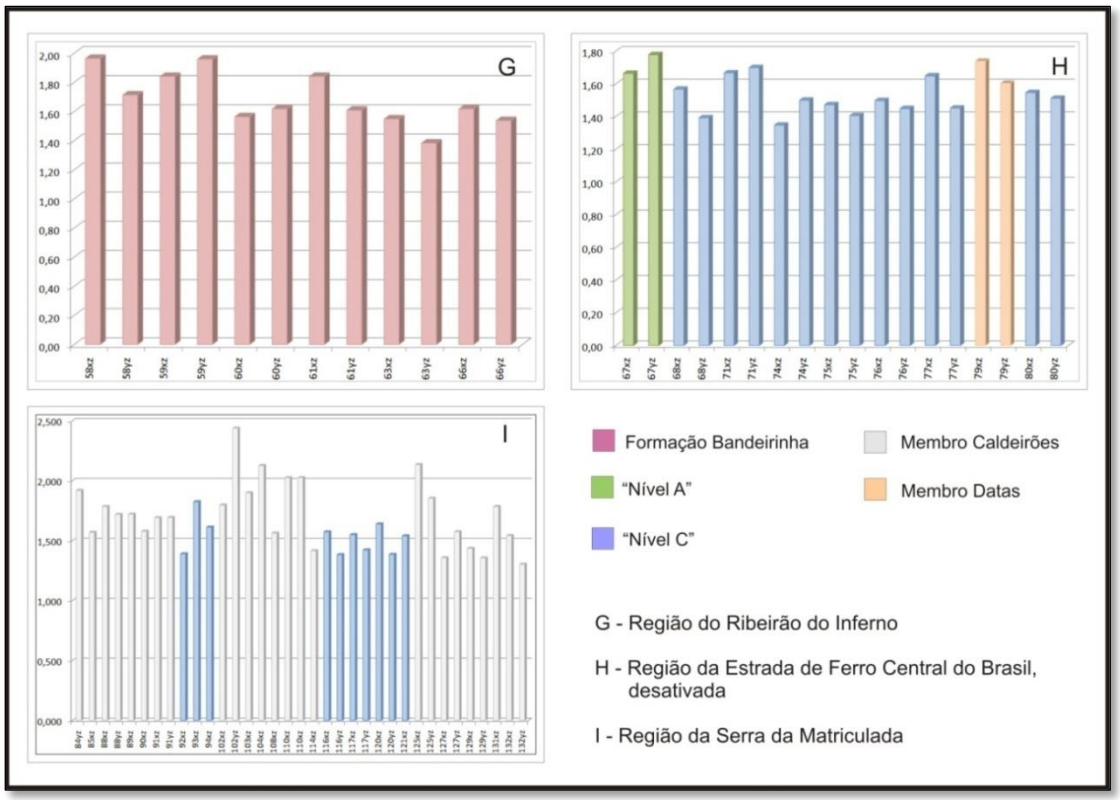


Figura 6.19: *Valores obtidos das razões iniciais (**R_0**) dos grãos através da aplicação da fórmula **R0**=(Rmax/Rmin)$^{1/2}$, nas seções XZ e YZ, analisadas em rochas quartzíticas das regiões do Ribeirão do Inferno (G), Estrada de Ferro Centro-Norte (H) e Serra da Matriculada (I).*

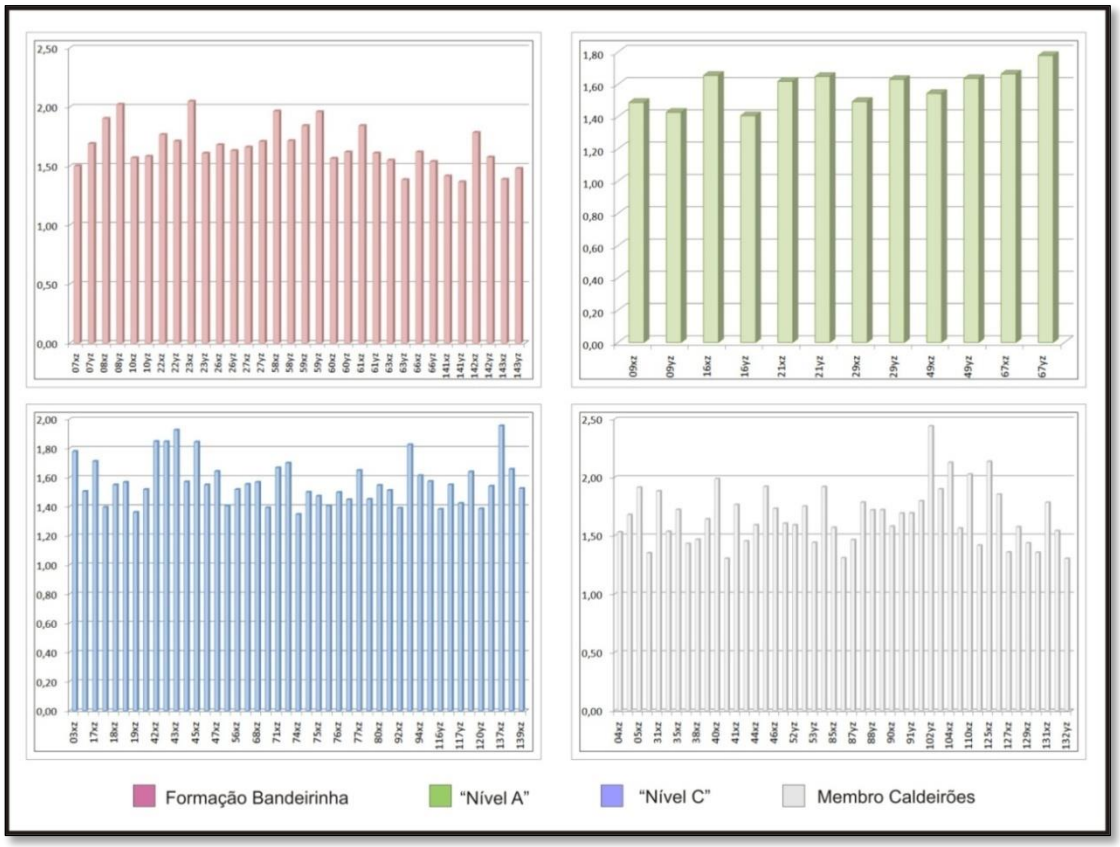


Figura 6.20: *Valores obtidos das razões iniciais (**R_0**) dos grãos através da aplicação da fórmula **$R_0=(Rmax/Rmin)^{1/2}$**, nas seções XZ e YZ, analisadas em rochas quartzíticas das formações Bandeirinha, São João da Chapada (níveis "A" e "C") e Sopa-Brumadinho (Membro Caldeirões – Nível "E") na Folha Diamantina.*

Em perfil realizado na região da Serra da Miúda quatro amostras tiveram as seções XZ e YZ analisadas através da aplicação de Fry clássico (JC-03f, JC-04f e JC-56f, JC-137r) e seis através de média harmônica (JC-03r, JC-04r, JC-05r, JC-56r, JC-53r e JC-137r). Com exceção da amostra JC-137-f, todas as amostras apresentam o "Parâmetro de Flinn" (k) inferior a 1,0, localizando-se, portanto, no campo do achatamento aparente e definindo um elipsóide oblato (Figura 6.21). Estes dados são corroborados no diagrama logarítmico de *strain* (Flinn-log), definido por Ramsay (1967), como pode ser visualizado na Figura 6.22.

Os valores positivos obtidos para o "Parâmetro de Lode" (entre 0,08 e 0,988), novamente em todas as amostras analisadas com exceção da JC-137-f (com valor alcançado de -0,255 e portanto, no campo do estiramento aparente), confirmam elipsóides oblatos.

A estimativa das mudanças sofridas em cada eixo cinemático pôde ser obtida pela análise conjunta dos parâmetros de Lode e de Nadai (diagrama de Hsü, figura 6.23), caracterizando os seguintes valores:

- Amostra JC-03 +45%X +15%Y -38%Z
- Amostra JC-04 +15%X +12%Y -19%Z
- Amostra JC-05 +19%X +08%Y -18%Z
- Amostra JC-53 +47%X +09%Y -34%Z
- Amostra JC-56 +19%X +16%Y -23%Z
- Amostra JC-137 +36%X +08%Y -28%Z

Contudo, a estimativa para as mudanças percentuais nos eixos cinemáticos X, Y e Z, considerando os valores primários obtidos através do método Fry tradicional apresenta os seguintes valores:

- Amostra JC-03 +49%X +05%Y -34%Z
- Amostra JC-04 +09%X +08%Y -12%Z
- Amostra JC-56 +29%X +31%Y -37%Z
- Amostra JC-137 +70%X -18%Y- 34%Z

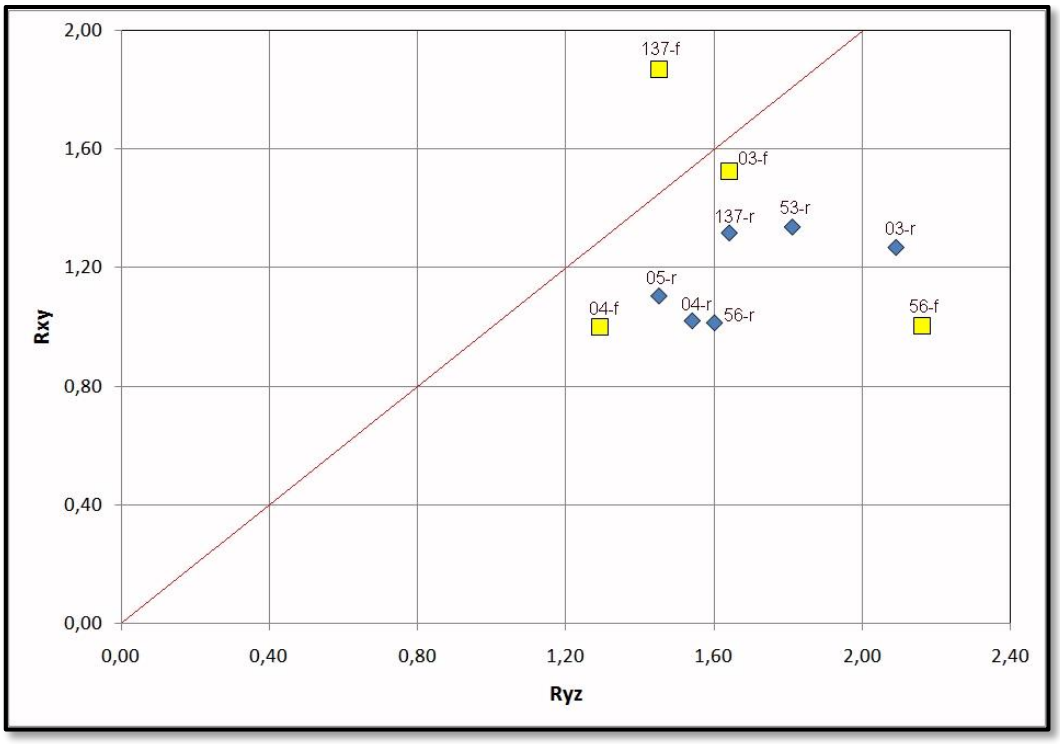


Figura 6.21: *Diagrama de Flinn das amostras coletadas na Serra da Miúda, com aquelas seguidas por –r (losangos) designando determinações de Rs através de Média Harmônica e aquelas seguidas por –f (quadrados) determinações via Fry tradicional.*

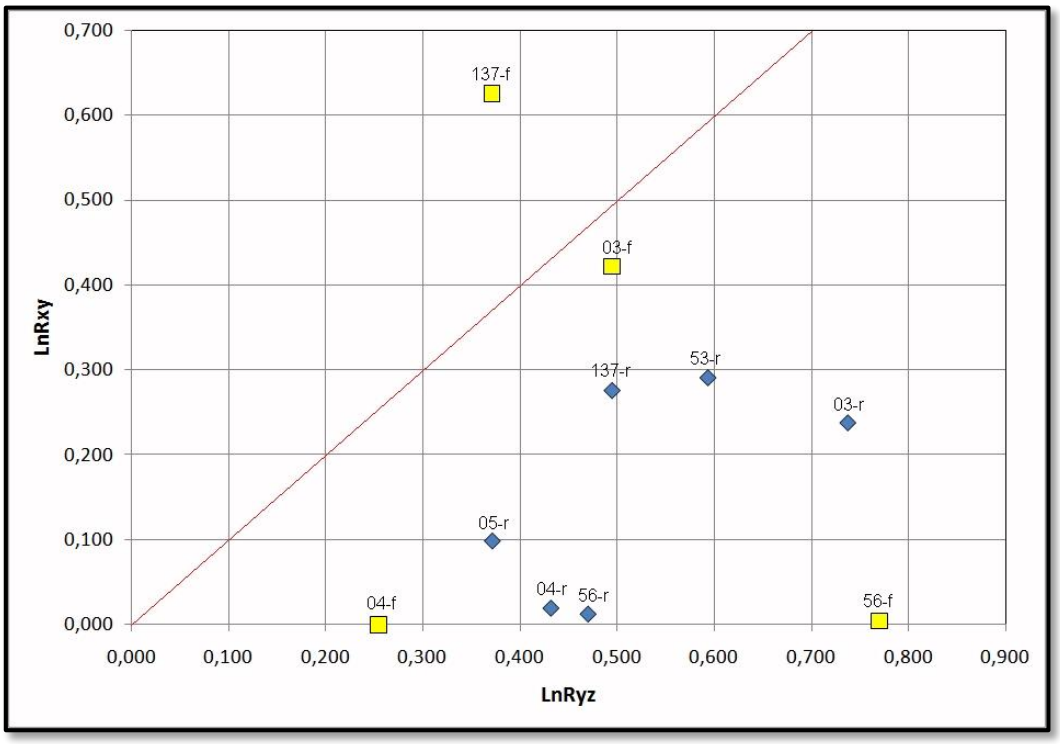


Figura 6.22: *Diagrama de Flinn logarítmico das amostras coletadas na Serra da Miúda, com aquelas seguidas por –r (losangos) designando determinações de Rs via Média Harmônica e aquelas seguidas por –f (quadrados) determinações através de Fry tradicional.*

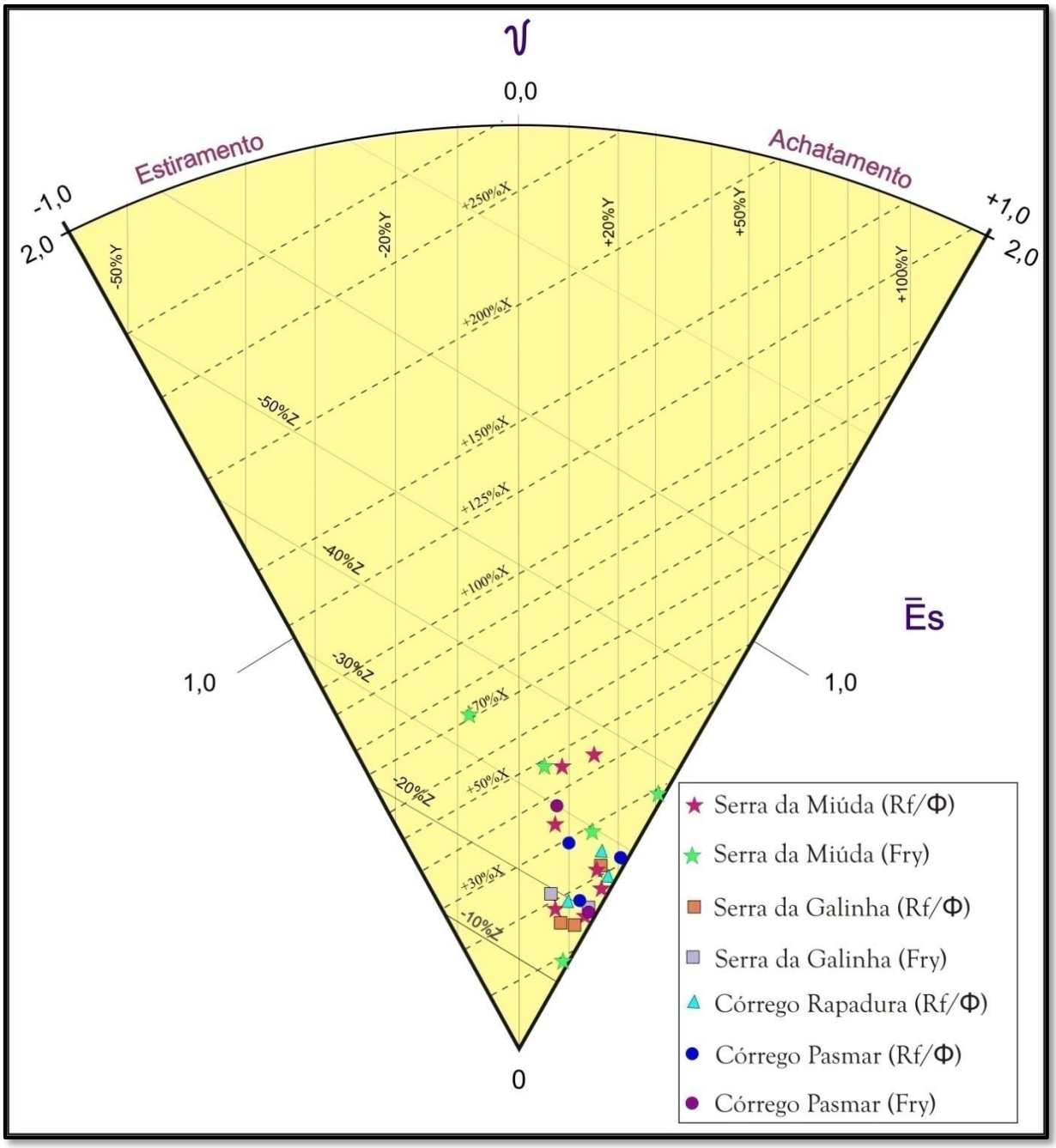


Figura 6.23*: Diagrama de Hsü das amostras das regiões das serras da Miúda e da Galinha e córregos Rapadura e Pasmar.*

As amostras JC-07, JC-08 e JC-09, coletadas no perfil realizado nas proximidades da Serra da Galinha, tiveram analisadas as seções XZ e YZ pelo método Fry clássico (representadas por –f, com exceção de JC-08) e pela média harmônica das relações axiais dos grãos (amostra-r). O Parâmetro de Flinn (k) obtido através de ambas as técnicas mostra que as determinações encontradas para essas amostras, possuem k<1,0, indicando deformação no campo aparente do achatamento (Figura 6.24). Estes dados são confirmados no diagrama logarítmico de *strain* (Flinn-log, figura 6.25).

Os valores positivos do "Parâmetro de Lode" (entre 0,456 e 0,890) confirmam elipsóides oblatos para todas as amostras tratadas.

Considerando-se apenas os valores fornecidos pela determinação da técnica Rf/ϕ das razões dos grãos, as mudanças estimadas em cada eixo cinemático (diagrama de Hsü, figura 6.23) são resumidas em:

- Amostra JC-07 +15%X +11%Y -18%Z
- Amostra JC-08 +22%X +16%Y -26%Z
- Amostra JC-09 +16%X +09%Y -18%Z

Uma estimativa para as mudanças percentuais nos eixos cinemáticos considerando valores obtidos via técnica Fry tradicional produziu os seguintes valores:

- Amostra JC-07 +21%X +06%Y -19%Z
- Amostra JC-09 +16%X +13%Y -20%Z

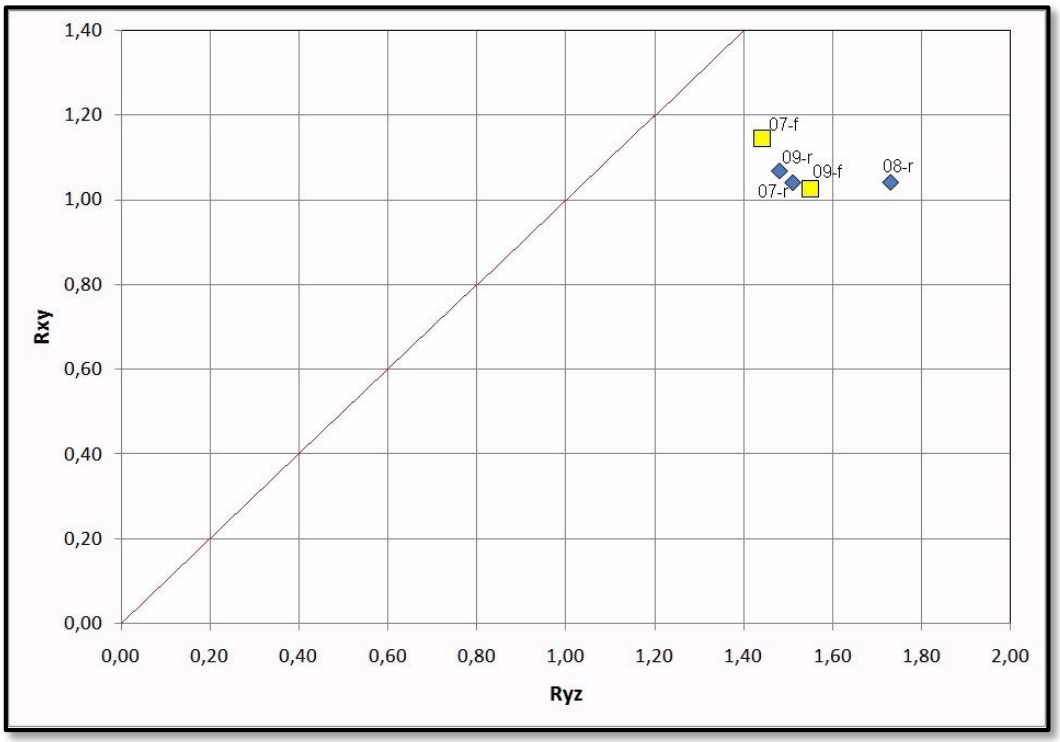


Figura 6.24: *Diagrama de Flinn das amostras coletadas na Serra da Galinha, com aquelas seguidas por –r (losangos) designando determinações de Rs via Média Harmônica e aquelas seguidas por –f (quadrados) determinações através de Fry tradicional.*

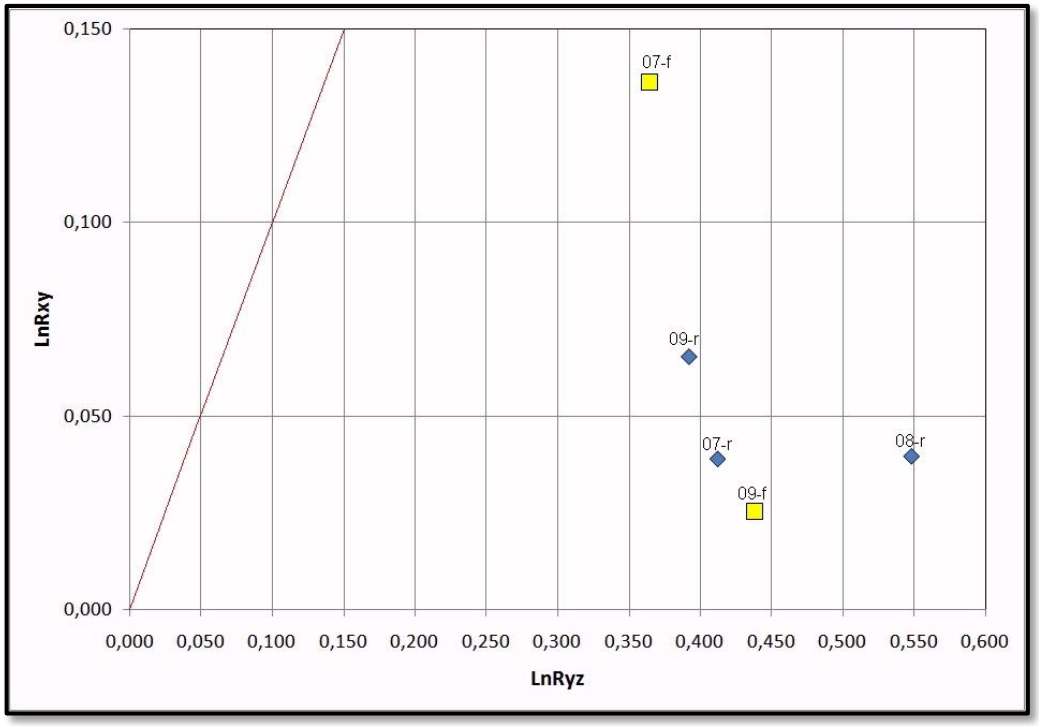


Figura 6.25: *Diagrama de Flinn logarítmico das amostras coletadas na Serra da Galinha, com aquelas seguidas por –r (losangos) designando determinações de Rs via Média Harmônica e aquelas seguidas por –f (quadrados) determinações através de Fry tradicional.*

Dentre as amostras coletadas na região do Córrego Pasmar puderam ser analisadas JC-141, JC-142 e JC-143 através do cálculo da média harmônica dos grãos (amostra -r) e JC-142 e JC-143 através da aplicação de Fry clássico (representadas por –f). Todas estas amostras apresentam o "Parâmetro de Flinn" (k) inferior a 1,0, localizando-se, portanto, no campo do achatamento aparente e definindo um elipsóide oblato (Figura 6.26), com dados corroborados no diagrama logarítmico de *strain* (Flinn-log), como pode ser visualizado na Figura 6.27.

Os valores positivos obtidos para o "Parâmetro de Lode" em todas as amostras analisadas (entre 0,301 e 0,982) confirmam elipsóides oblatos.

Uma estimativa das mudanças sofridas em cada eixo cinemático obtida pela análise conjunta dos parâmetros de Lode e de Nadai considerando os valores fornecidos pela média harmônica (diagrama de Hsü, figura 6.23), forneceu os seguintes valores:

- Amostra JC-141 +18%X +12%Y -21%Z
- Amostra JC-142 +28%X +11%Y -26%Z
- Amostra JC-143 +21%X +20%Y -27%Z

Já a estimativa para as mudanças percentuais nos eixo cinemático considerando valores primários obtidos através do método Fry tradicional forneceu os seguintes valores:

- Amostra JC-142 +16%X +13%Y -19%Z

⌖ Amostra JC-143 +37%X +07%Y -29%Z

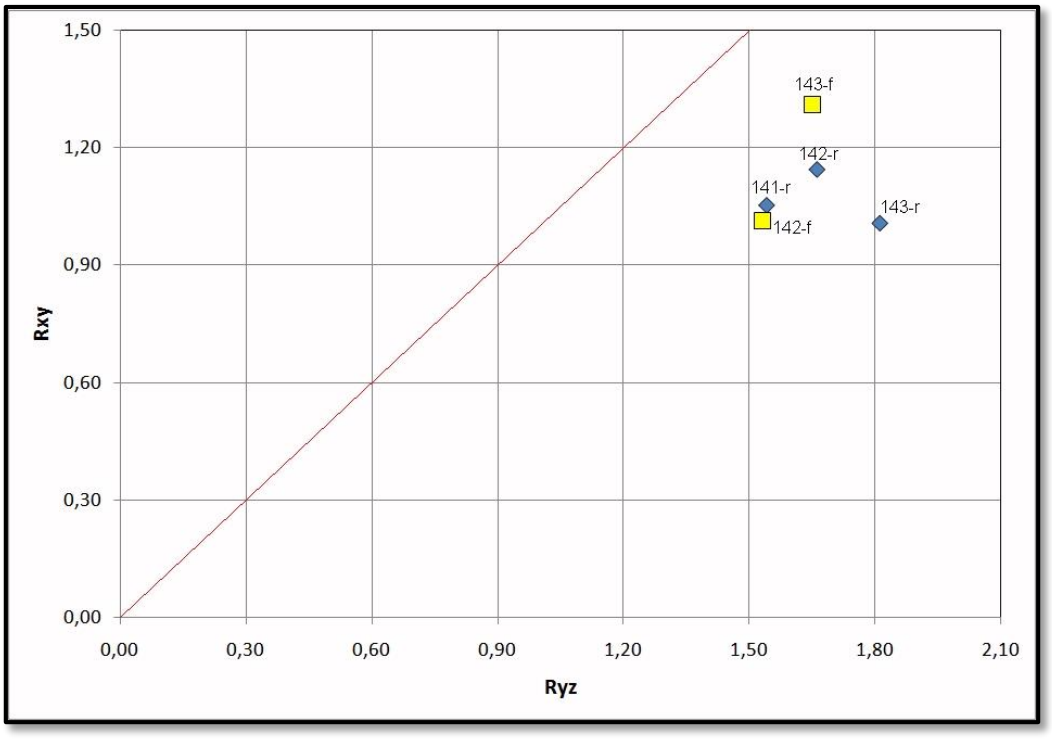


Figura 6.26: *Diagrama de Flinn das amostras coletadas na região do Córrego Pasmar, com aquelas seguidas por –r (losangos) designando determinações de Rs via Média Harmônica e aquelas seguidas por –f (quadrados) determinações através de Fry tradicional.*

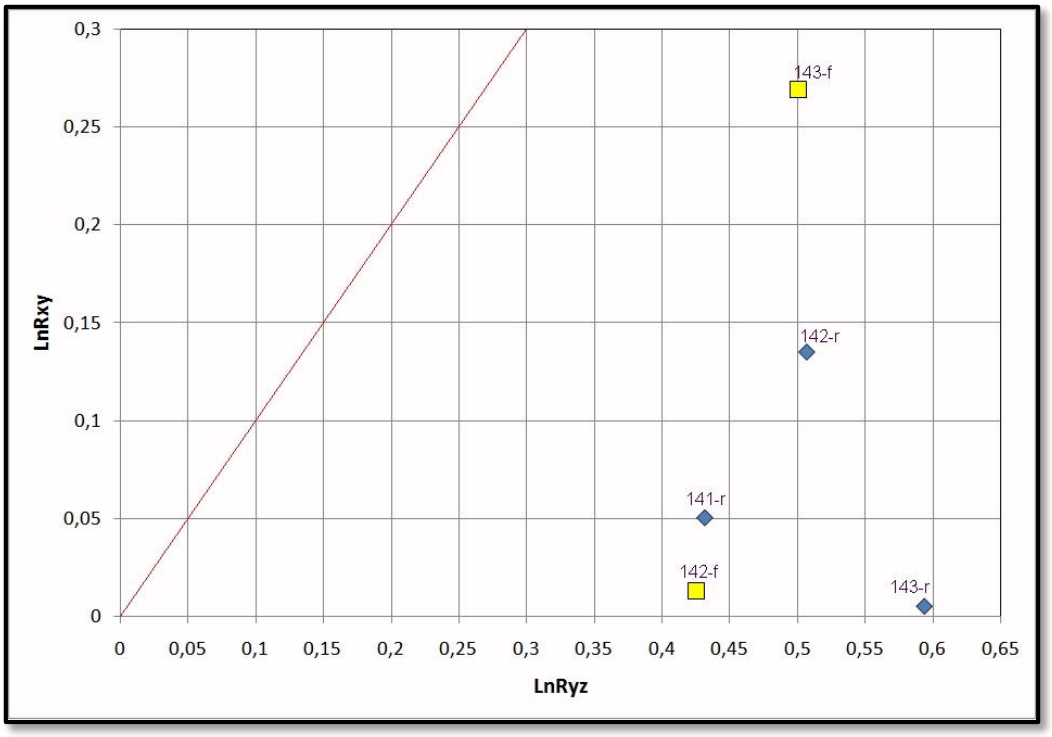


Figura 6.27: *Diagrama de Flinn logarítmico das amostras coletadas na região do Córrego Pasmar, com aquelas seguidas por –r (losangos) designando determinações de Rs via Média Harmônica e aquelas seguidas por –f (quadrados) determinações através de Fry tradicional.*

Na região do Córrego Olaria puderam ser realizadas análises completas nas amostras JC-10, JC-22-r, JC-23-r, JC-26, JC-27 pertencentes às formações Bandeirinha, JC-21 e JC-29, associadas ao "Nível A" da Formação São João da Chapada, JC-19-r, JC-45-r e JC-47 representantes do "Nível C" da Formação São João da Chapada e JC-44 e JC-46-r pertencentes à Formação Sopa-Brumadinho (Membro Caldeirões)

As análises de todas essas amostras forneceram "Parâmetro de Flinn" assim como o padrão logarítmico de Flinn (figuras 6.28 e 6.29) indicativos de elipsóides oblatos. Os valores determinados através do "Parâmetro de Lode" confirmam o posicionamento destas no campo do achatamento (entre 0,122 e 1,000).

Quando considerados os resultados obtidos através da média harmônica dos grãos, tratados em conjunto com aqueles do "Parâmetro de Nadai", pode-se estimar as mudanças sofridas em cada eixo cinemático (figura 6.30), alcançando-se os seguintes valores:

- Amostra JC-10 +18%X +16%Y -22%Z
- Amostra JC-19 +20%X +14%Y -24%Z
- Amostra JC-21 +17%X +12%Y -20%Z
- Amostra JC-22 +17%X +15%Y -21%Z
- Amostra JC-23 +20%X +13%Y -23%Z
- Amostra JC-26 +18%X +10%Y -19%Z
- Amostra JC-27 +21%X +13%Y -24%Z
- Amostra JC-29 +21%X +06%Y -19%Z
- Amostra JC-44 +19%X +16%Y -24%Z
- Amostra JC-45 +15%X +14%Y -19%Z
- Amostra JC-46 +28%X +26%Y -34%Z
- Amostra JC-47 +18%X +11%Y -20%Z

As mudanças percentuais nesses eixos cinemáticos, considerando desta vez os valores alcançados via aplicação do método Fry tradicional, forneceu os seguintes valores:

- Amostra JC-10 +19%X +12%Y -21%Z
- Amostra JC-21 +20%X +10%Y -21%Z
- Amostra JC-26 +21%X +09%Y -21%Z
- Amostra JC-27 +23%X +21%Y -30%Z
- Amostra JC-29 +37%X +03%Y -27%Z
- Amostra JC-44 +21%X +14%Y -25%Z

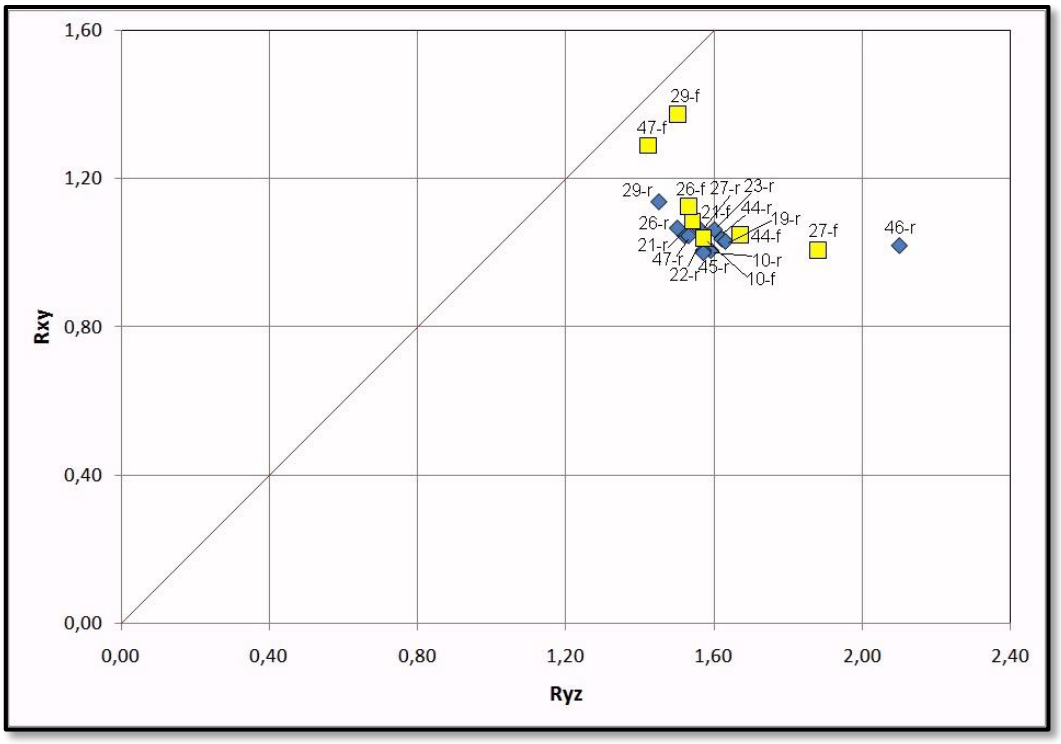


Figura 6.28: *Diagrama de Flinn das amostras coletadas na região do Córrego Olaria, com aquelas seguidas por –r (losangos) designando determinações de Rs via Média Harmônica e aquelas seguidas por –f (quadrados) determinações através de Fry tradicional.*

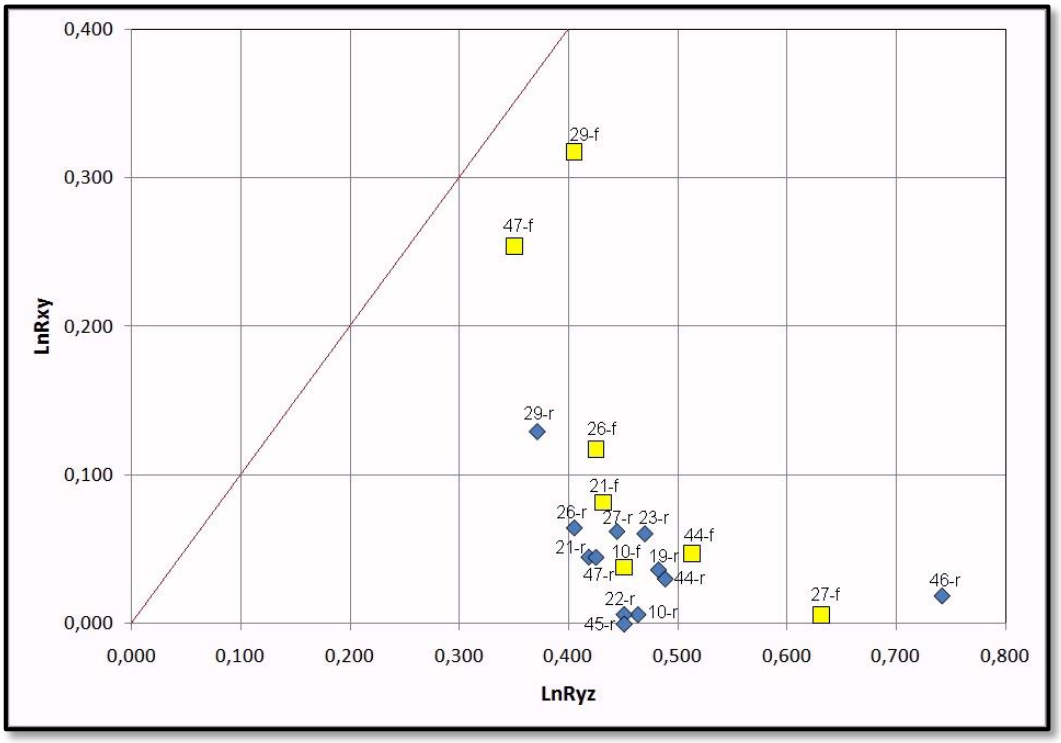


Figura 6.29: *Diagrama de Flinn logarítmico das amostras coletadas na região do Córrego Olaria, com aquelas seguidas por –r (losangos) designando determinações de Rs via Média Harmônica e aquelas seguidas por –f (quadrados) determinações através de Fry tradicional.*

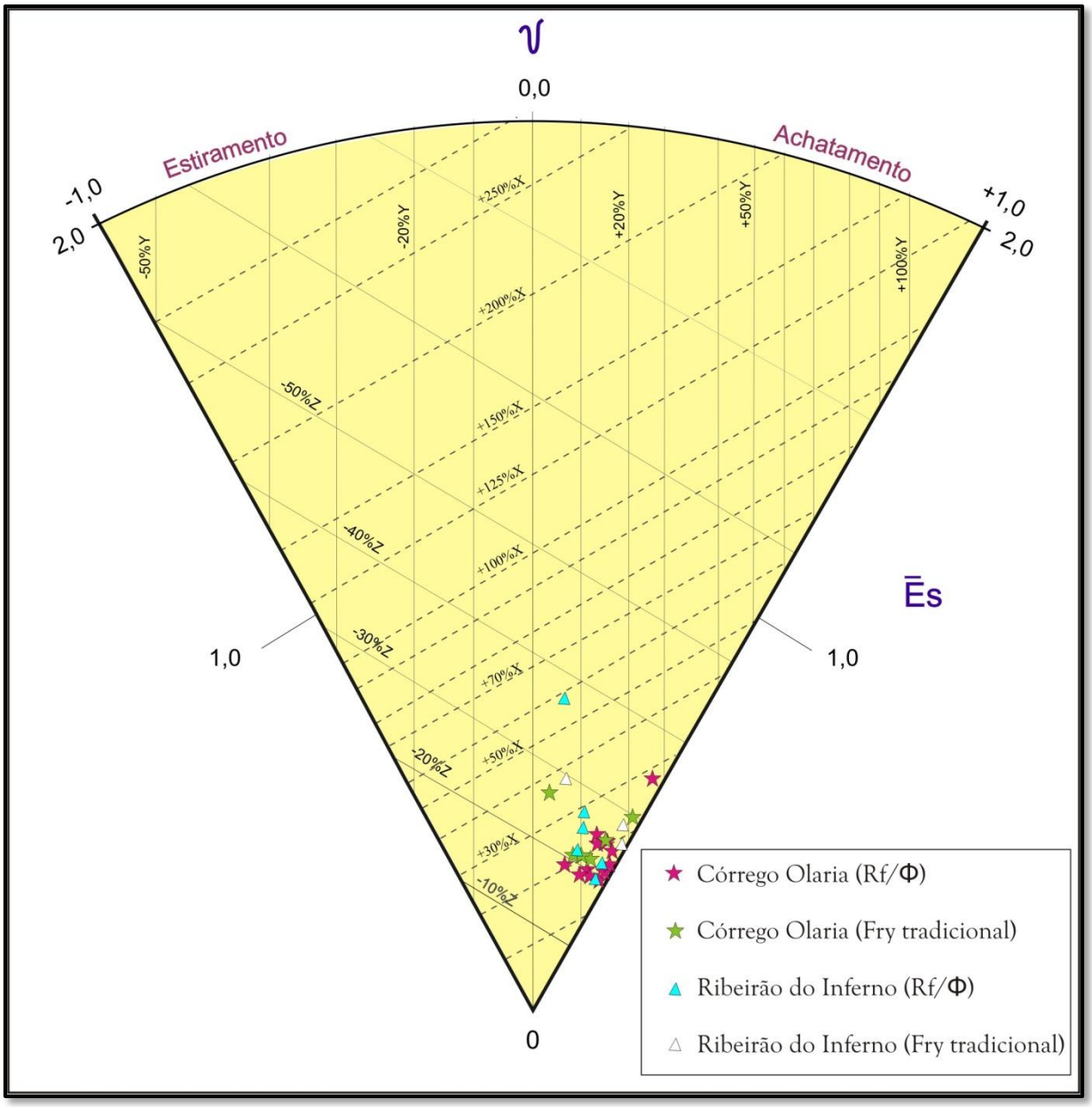


***Figura 6.30**: Diagrama de Hsü das amostras das regiões do Córrego Olaria e Ribeirão do Inferno.*

Dentre as amostras coletadas na região dos córregos Rapadura e Canudinhos tiveram as seções analisadas através de Fry clássico (amostra-f) apenas os exemplares JC-42 e JC-43, entretanto, quando considerados os resultados obtidos com o cálculo da média harmônica das relações axiais dos grãos (amostra-r), todos os exemplares (JC-16, JC-17, JC-18, JC-42 e JC-43) puderam ser analisados. Os valores do "Parâmetro de Flinn" indicam que todas as determinações, independente do método considerado, correspondem a elipsóides oblatos, originados no campo aparente do achatamento (Figura 6.31). Estas mesmas determinações com caráter oblato foram confirmadas pela aplicação do "Parâmetro logarítmico de Flinn" (Figura 6.32) e pelo "Parâmetro de Lode" (valores positivos, variando entre 0,376 e 0,963).

A junção destes dados com aqueles do "Parâmetro de Nadai" (quantidade da deformação cisalhante no plano octaedral) permite as seguintes estimativas para as mudanças percentuais (ver figuras 6.23 e 6.33) em cada eixo cinemático (considerando valores primários obtidos através de Rf/ϕ):

- Amostra JC-16 +19%X +09%Y -19%Z
- Amostra JC-17 +24%X +17%Y -28%Z
- Amostra JC-18 +19%X +17%Y -24%Z
- Amostra JC-42 +19%X +17%Y -24%Z
- Amostra JC-43 +28%X +12%Y -28%Z

A estimativa para as mudanças percentuais nos eixos cinemáticos considerando dessa vez os valores primários obtidos através de Fry tradicional, disponíveis apenas para as amostras da região do Córrego Canudinhos, forneceu os seguintes valores:

- Amostra JC-42 +22%X +19%Y -27%Z
- Amostra JC-43 +20%X +06%Y -18%Z

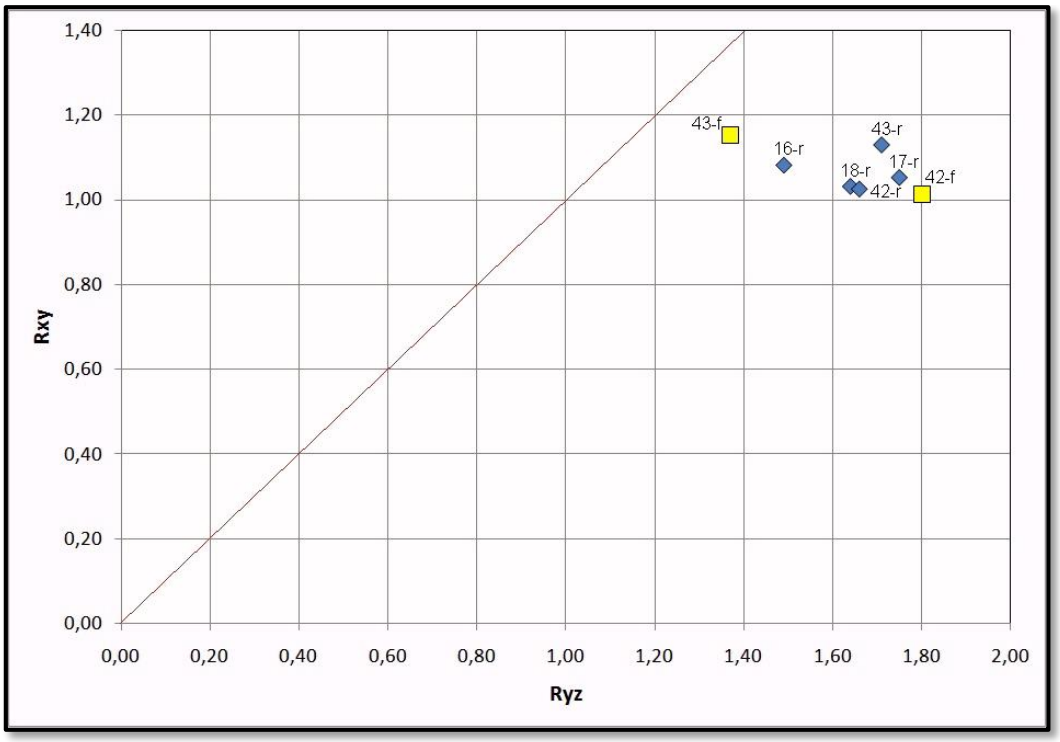


Figura 6.31: *Diagrama de Flinn das amostras coletadas nas regiões dos córregos Rapadura e Canudinhos, com aquelas seguidas por –r (losangos) designando determinações de Rs via Média Harmônica e aquelas seguidas por –f (quadrados) determinações através de Fry tradicional.*

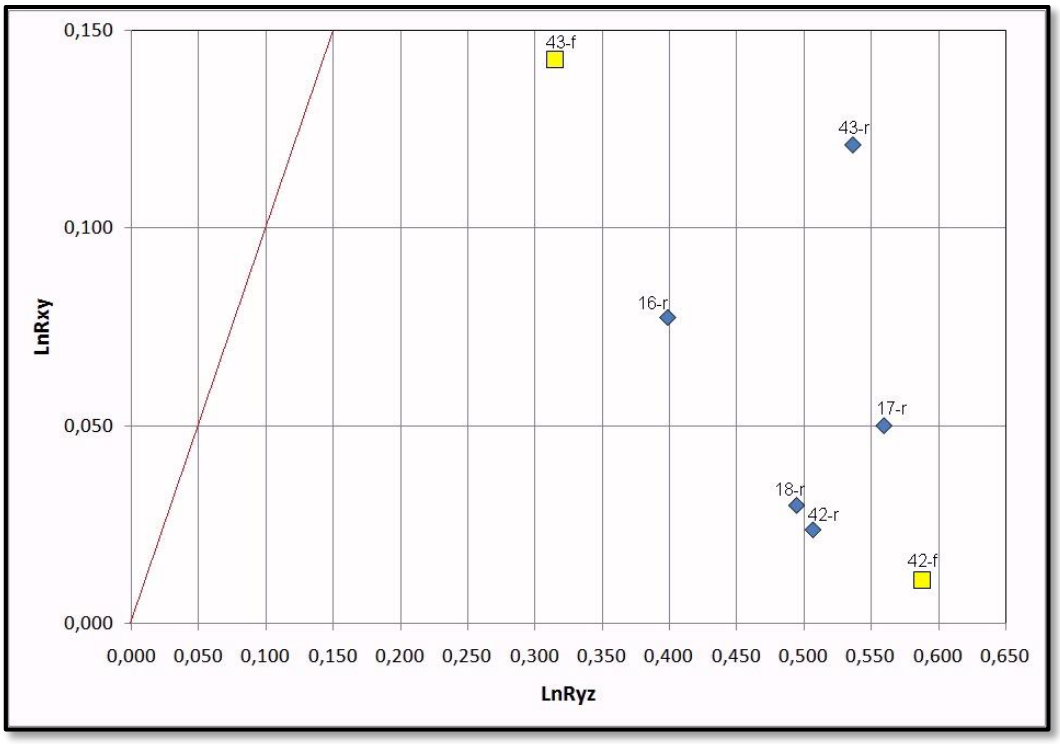


Figura 6.32: *Diagrama de Flinn logarítmico das amostras coletadas nas regiões dos córregos Rapadura e Canudinhos, com aquelas seguidas por –r (losangos) designando determinações de Rs via Média Harmônica e aquelas seguidas por –f (quadrados) determinações através de Fry tradicional.*

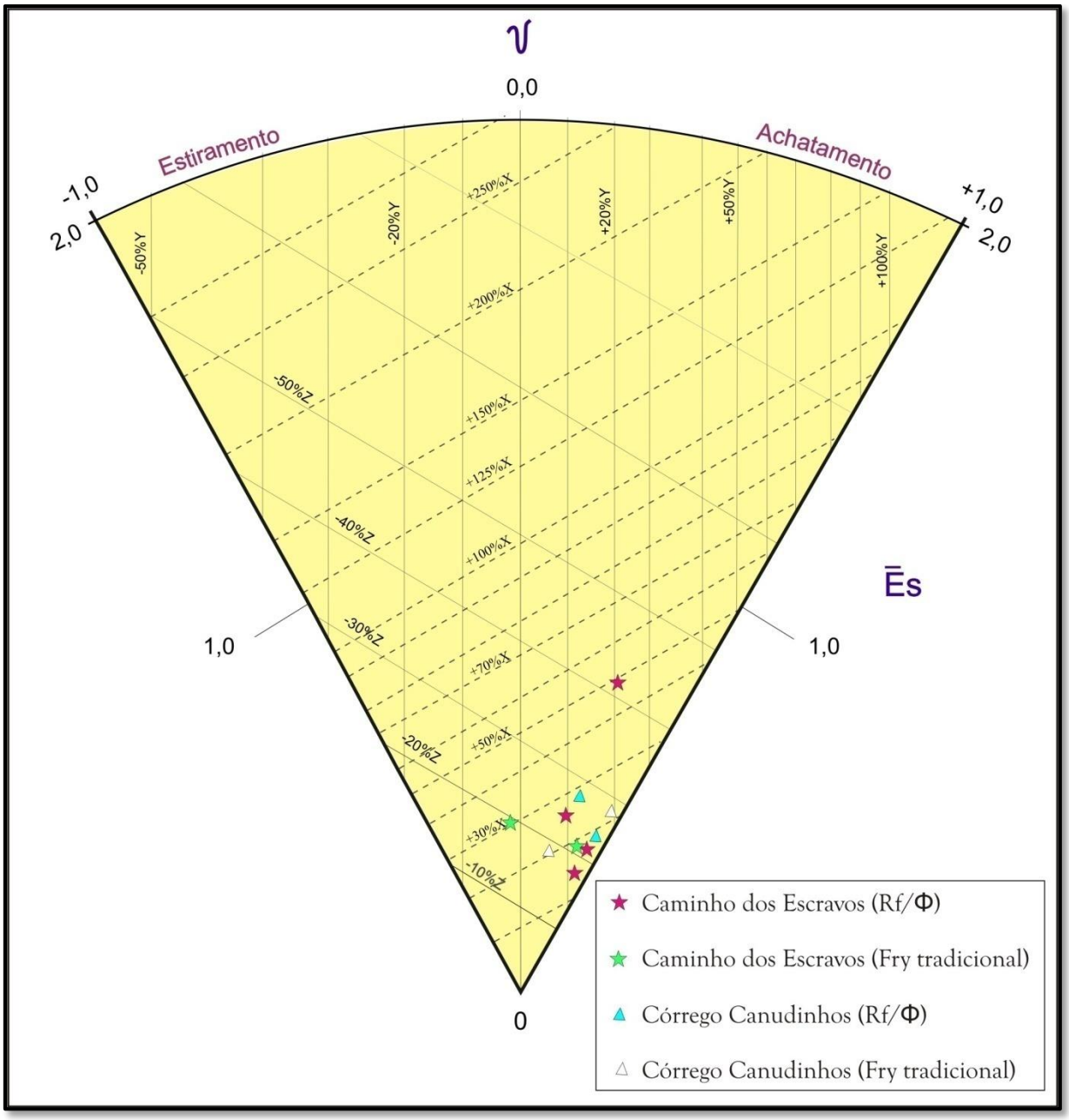


***Figura 6.33**: Diagrama de Hsü das amostras da região do Caminho dos Escravos e do Córrego Canudinhos.*

No perfil realizado no "Caminho dos Escravos", norte de Diamantina, três amostras tiveram as seções XZ e YZ analisadas, quando considerados os resultados provenientes da aplicação do método Fry tradicional (JC-38f, -40f e -41f) e quatro quando observados os dados obtidos pelo cálculo da média harmônica (JC-35-r, -38r, -40r e -41r). Quanto ao "Parâmetro de Flinn", apenas a determinação JC-40f apresenta k>1,0, localizando-se, portanto no campo do estiramento aparente, com as outras determinações (k<1,0) definindo elipsóides oblatos, característicos do campo de achatamento aparente (Figura 6.34). Estes dados são confirmados no diagrama logarítmico de *strain* (Flinn-log), como pode ser visualizado na Figura 6.35.

Para esta mesma determinação (JC-40f), um valor negativo do "Parâmetro de Lode" (= - 0,081) corrobora um elipsóide prolato, ao passo que as outras, com valores positivos, caracterizam elipsóides oblatos.

A estimativa das mudanças sofridas em cada eixo cinemático obtida pela análise conjunta dos parâmetros de Lode e Nadai (diagrama de Hsü, figura 6.33), caracteriza os seguintes valores:

- Amostra JC-35 +26%X +10%Y -24%Z
- Amostra JC-38 +18%X +14%Y -21%Z
- Amostra JC-40 +50%X +21%Y -41%Z
- Amostra JC-41 +14%X +12%Y -18%Z

Já a estimativa para as mudanças percentuais nos eixo cinemático considerando os valores primários obtidos através do método Fry tradicional, para as duas amostras disponíveis, forneceu os seguintes valores:

- Amostra JC-38 +19%X +12%Y -21%Z
- Amostra JC-40 +30%X -01%Y -19%Z

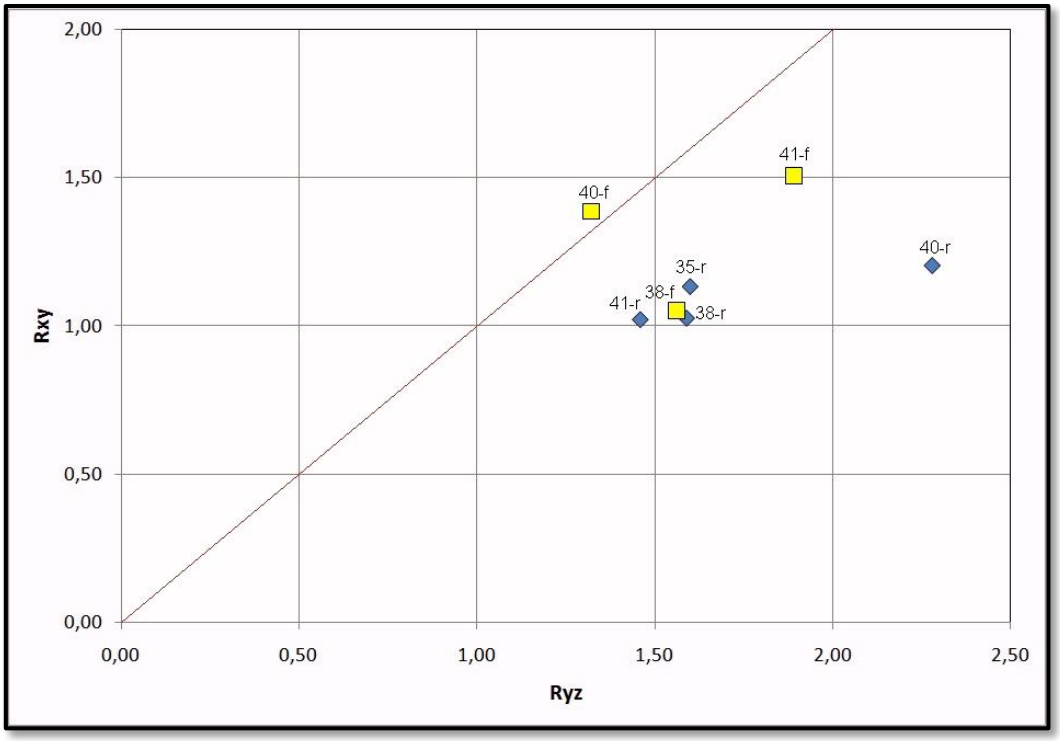


Figura 6.34: *Diagrama de Flinn das amostras coletadas em perfil na região do "Caminho dos Escravos", com aquelas seguidas por –r (losangos) designando determinações de Rs via Média Harmônica e aquelas seguidas por –f (quadrados) determinações através de Fry tradicional.*

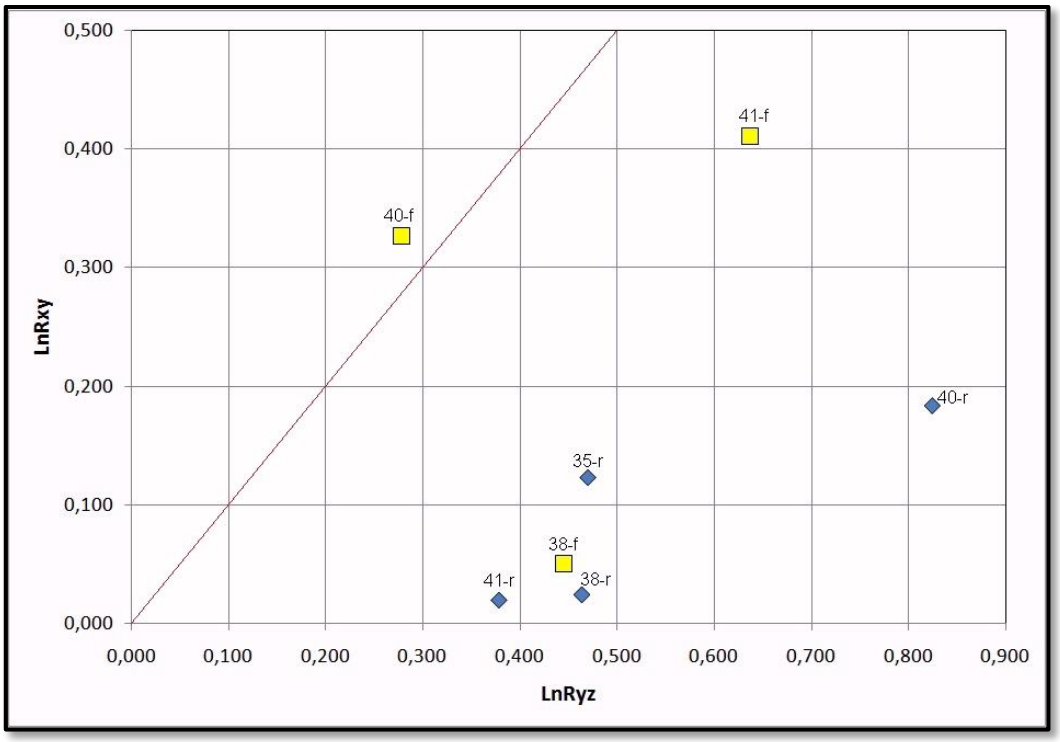


Figura 6.35: *Diagrama de Flinn logarítmico das amostras coletadas em perfil na região do "Caminho dos Escravos", com aquelas seguidas por –r (losangos) designando determinações de Rs via Média Harmônica e aquelas seguidas por –f (quadrados) determinações através de Fry tradicional.*

Deduções a respeito da análise da deformação em três dimensões foram possíveis em três amostras da região do Ribeirão do Inferno, todas incluídas na Formação Bandeirinha (JC-58-r, JC-59, JC-60, JC-61, JC-63-r e JC-66-r). Estas amostras foram analisadas nas seções XZ e YZ pelo método Fry tradicional (representadas por –f) e pela média harmônica das relações axiais dos grãos (-r). O "Parâmetro de Flinn" (k) mostra que todas as determinações possuem k<1,0, indicando deformação no campo do achatamento aparente. Estes elipsóides oblatos são confirmados pelo parâmetro logarítmico de Flinn (figuras 6.36 e 6.37).

Os valores positivos do "Parâmetro de Lode" (entre 0,136 e 1,000) sustentam os elipsóides oblatos para todas as determinações. Os valores assim obtidos e analisados em conjunto com aqueles do "Parâmetro de Nadai", possibilitam uma estimativa das mudanças sofridas em cada eixo cinemático (Figura 6.30):

- Amostra JC-58 +59%X +05%Y -36%Z
- Amostra JC-59 +29%X +11%Y -27%Z
- Amostra JC-60 +18%X +14%Y -22%Z
- Amostra JC-61 +26%X +11%Y -25%Z
- Amostra JC-63 +22%X +09%Y -21%Z

- Amostra JC-66 +16%X +13%Y -19%Z

Quando considerados os valores primários obtidos através do método Fry tradicional, a estimativa para as mudanças percentuais nos eixos cinemáticos das amostras disponíveis forneceu os seguintes valores:

- Amostra JC-59 +38%X +07%Y -29%Z
- Amostra JC-60 +18%X +18%Y -26%Z
- Amostra JC-61 +23%X +19%Y -27%Z
- Amostra JC-66 +16%X +13%Y -19%Z

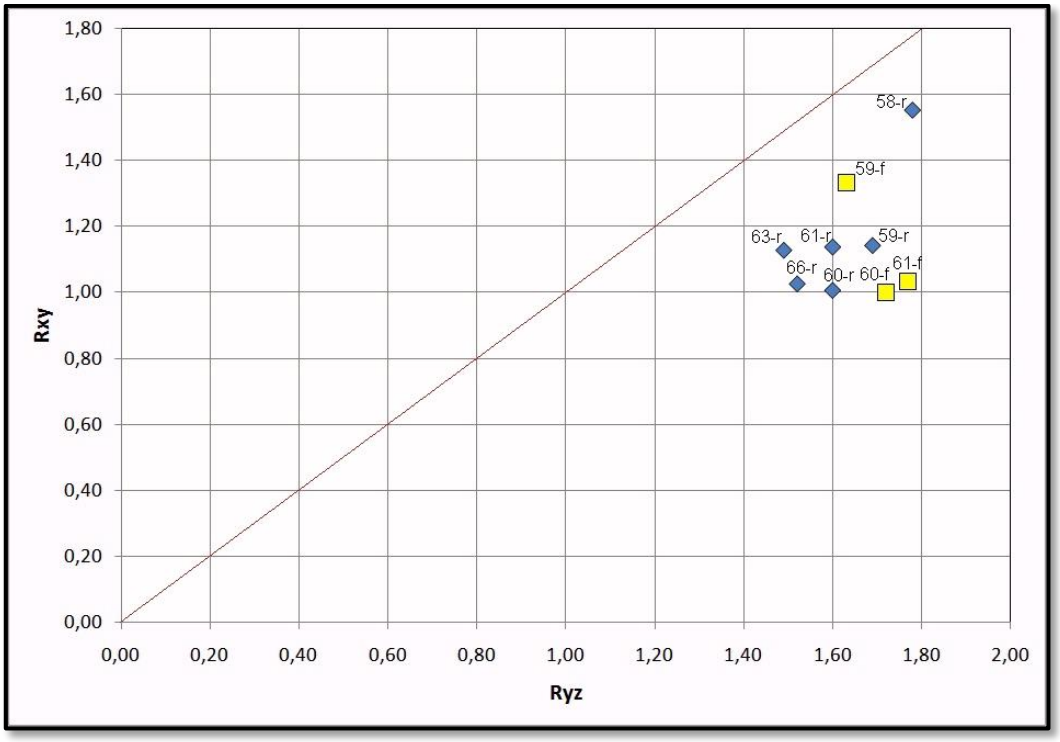


Figura 6.36: *Diagrama de Flinn das amostras coletadas em perfil na região do Ribeirão do Inferno, com aquelas seguidas por –r (losangos) designando determinações de Rs via Média Harmônica e aquelas seguidas por –f (quadrados) determinações através de Fry tradicional.*

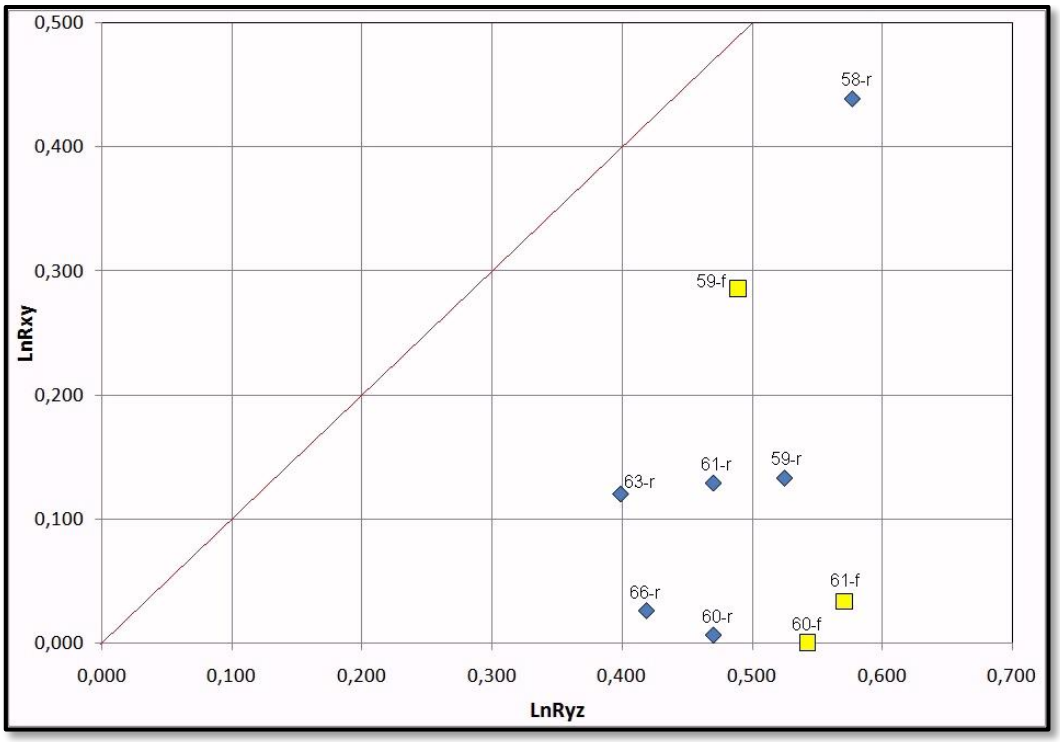


Figura 6.37: *Diagrama de Flinn logarítmico das amostras coletadas em perfil na região do Ribeirão do Inferno, com aquelas seguidas por –r (losangos) designando determinações de Rs via Média Harmônica e aquelas seguidas por –f (quadrados) determinações através de Fry tradicional.*

Na região da Estrada de Ferro Centro-Norte, desativada, foram realizadas análises completas em oito amostras associadas ao "Nível C" da Formação São João da Chapada e em uma amostra representante do Membro Datas (Formação Sopa-Brumadinho).

As análises das seções XZ e YZ realizadas nas amostras JC-67, JC-68-r, JC-71-r, JC-74-r, JC-75, JC-76-r, JC-77, JC-79 e JC-80 através de Fry clássico (amostra-f) e média harmônica das relações axiais (amostra-r) forneceram "Parâmetro de Flinn" assim como o padrão logarítmico de Flinn (figuras 6.38 e 6.39) indicativos de elipsóides oblatos originados no campo do achatamento. Os valores determinados através do "Parâmetro de Lode" confirmam o posicionamento destas amostras no campo do achatamento (entre 0,406 e 0,974).

Os valores assim obtidos, tratados em conjunto com aqueles do "Parâmetro de Nadai", permitem uma estimativa das mudanças sofridas em cada eixo cinemático (Figura 6.40):

- Amostra JC-67 +20%X +13%Y -23%Z
- Amostra JC-68 +73%X +26%Y -52%Z
- Amostra JC-71 +18%X +14%Y -23%Z
- Amostra JC-74 +15%X +12%Y -19%Z
- Amostra JC-75 +16%X +13%Y -19%Z

- Amostra JC-76 +12%X +11%Y -16%Z
- Amostra JC-77 +57%X +30%Y -48%Z
- Amostra JC-79 +25%X +21%Y -31%Z
- Amostra JC-80 +23%X +06%Y -20%Z

A estimativa para as mudanças percentuais nos eixos cinemáticos considerando desta vez os valores primários alcançados via método Fry tradicional forneceu os seguintes valores:

- Amostra JC-67 +18%X +15%Y -22%Z
- Amostra JC-75 +17%X +04%Y -15%Z
- Amostra JC-77 +24%X +20%Y -30%Z
- Amostra JC-79 +19%X +15%Y -23%Z
- Amostra JC-80 +31%X +11%Y -29%Z

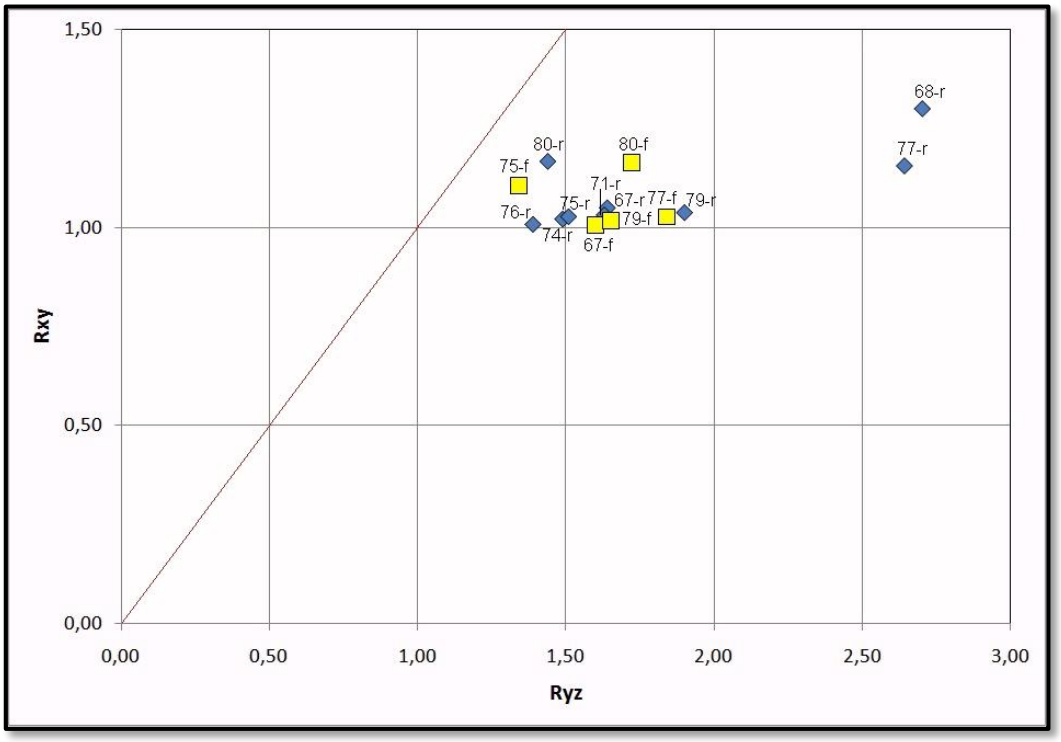


Figura 6.38: *Diagrama de Flinn das amostras coletadas em perfil na região da Estrada de Ferro Centro-Norte, com aquelas seguidas por –r (losangos) designando determinações de Rs via Média Harmônica e aquelas seguidas por –f (quadrados) determinações através de Fry tradicional.*

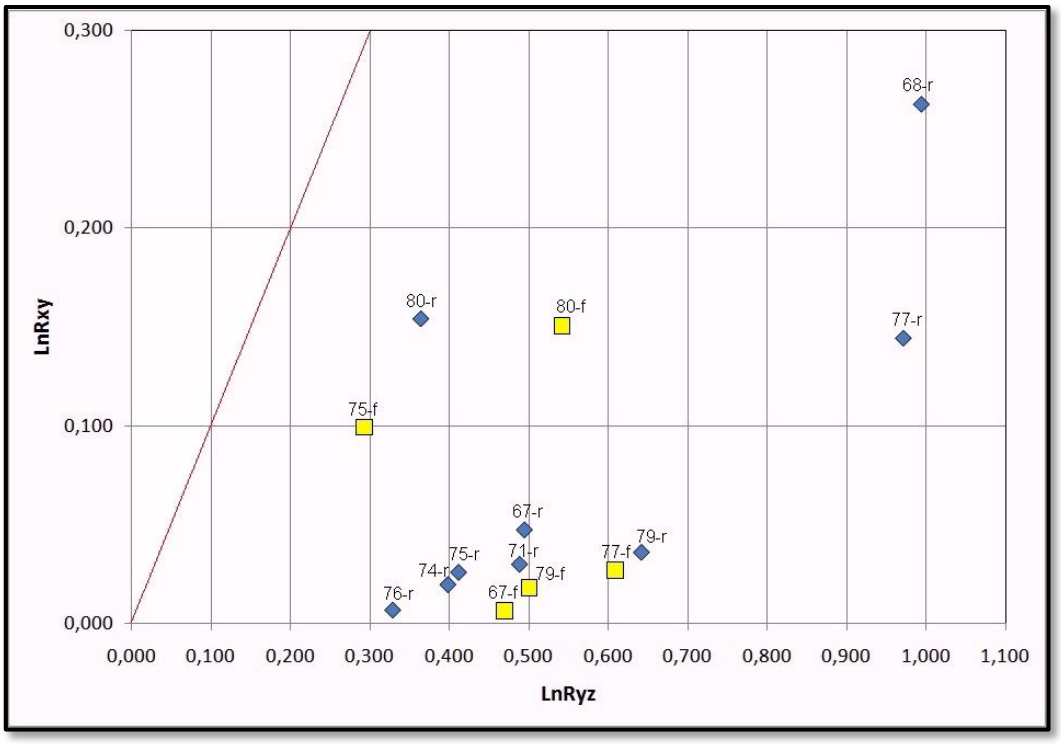


Figura 6.39: *Diagrama de Flinn logarítmico das amostras coletadas em perfil na região da Estrada de Ferro Centro-Norte, com aquelas seguidas por –r (losangos) designando determinações de Rs via Média Harmônica e aquelas seguidas por –f (quadrados) determinações através de Fry tradicional.*

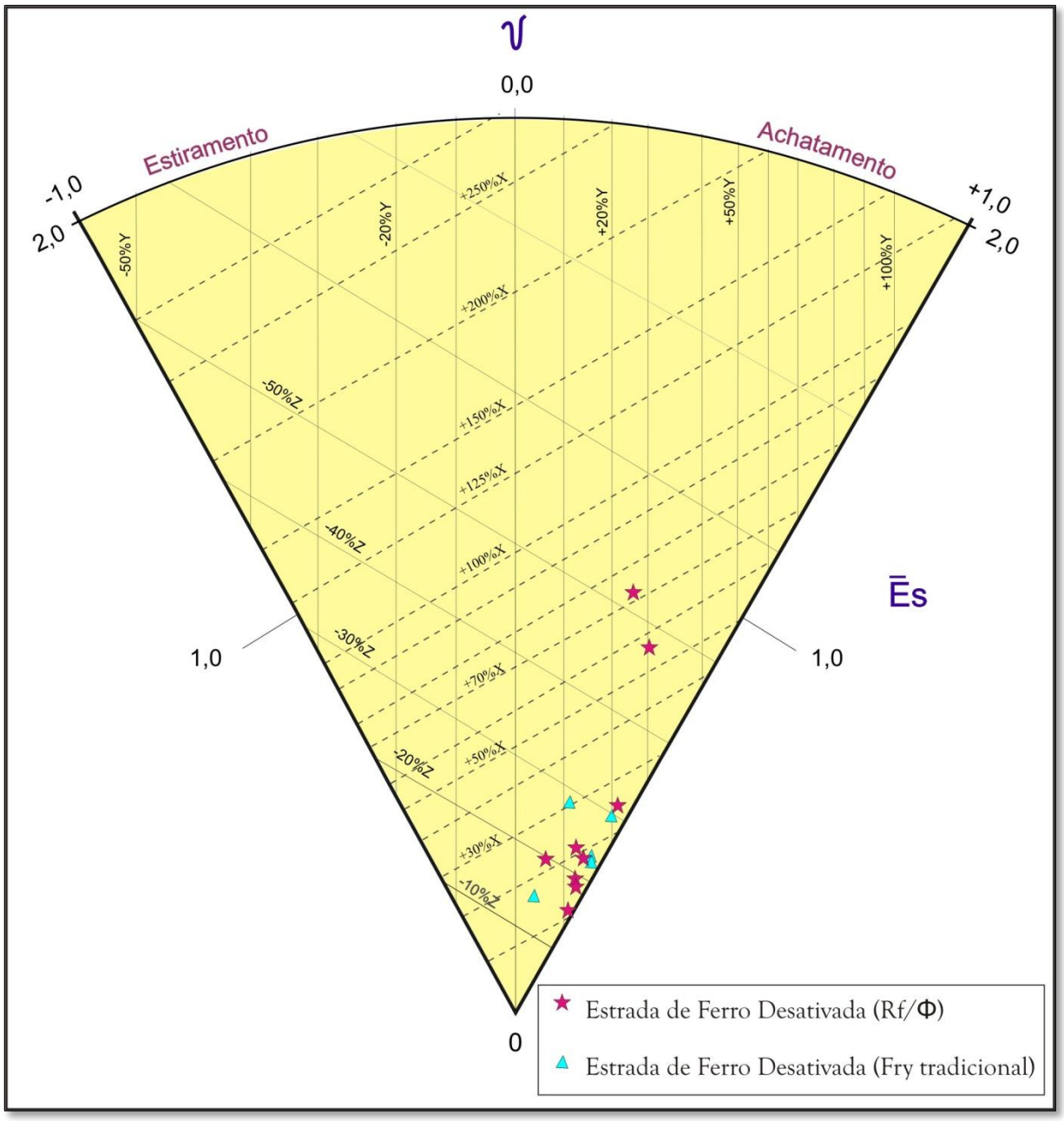


***Figura 6.40**: Diagrama de Hsü das amostras da região da Estrada de Ferro Centro-Norte (proximidades da Vila Bandeirinha), hoje desativada.*

Nos perfis realizados na Serra da Matriculada, município de Datas, onze amostras tiveram as seções XZ e YZ analisadas, tanto considerando os resultados provenientes da aplicação do método Fry tradicional (JC-85f, -88f, -102f, -120f, -125f e -127f) como aqueles da média harmônica (JC-85r, -88r, -91r, -102r, -116r, -117r, -120r, -125r, -127r, -129r e -132r). Quando utilizado o "Parâmetro de Flinn", as determinações JC-85r e JC-116r apresentam k>1,0, localizando-se, portanto no campo do estiramento aparente, com as outras determinações (k<1,0) definindo elipsóides oblatos, característicos do campo de achatamento aparente (Figura 6.41). Estes dados são confirmados no diagrama logarítmico de *strain* (Flinn-log), como pode ser visualizado na Figura 6.42.

Para estas mesmas determinações (JC-85r e -116r), valores negativos do “Parâmetro de Lode” (-0,023 e -0,108, respectivamente) corroboram elipsóides prolatos, ao passo que para as demais amostras, os valores positivos alcançados, caracterizam elipsóides oblatos.

A estimativa das mudanças sofridas em cada eixo cinemático obtida pela análise conjunta dos parâmetros de Lode e Nadai (diagrama de Hsü, figura 6.43), caracteriza os seguintes valores:

- Amostra JC-85 +76%X -01%Y -40%Z
- Amostra JC-88 +82%X +15%Y -51%Z
- Amostra JC-91 +42%X +40%Y -49%Z
- Amostra JC-102 +69%X +36%Y -53%Z
- Amostra JC-116 +72%X -04%Y -38%Z
- Amostra JC-117 +19%X +12%Y -22%Z
- Amostra JC-120 +25%X +07%Y -23%Z
- Amostra JC-125 +55%X +12%Y -39%Z
- Amostra JC-127 +17%X +15%Y -22%Z
- Amostra JC-129 +27%X +13%Y -26%Z
- Amostra JC-132 +32%X +11%Y -28%Z

Já a estimativa para as mudanças percentuais nos eixos cinemáticos considerando os valores primários obtidos através do método Fry tradicional forneceu os seguintes valores:

- Amostra JC-85 +36%X +16%Y -34%Z
- Amostra JC-88 +26%X +09%Y -24%Z
- Amostra JC-102 +42%X +25%Y -41%Z
- Amostra JC-120 +34%X +09%Y -28%Z
- Amostra JC-125 +55%X +31%Y -48%Z
- Amostra JC-127 +29%X +18%Y -32%Z

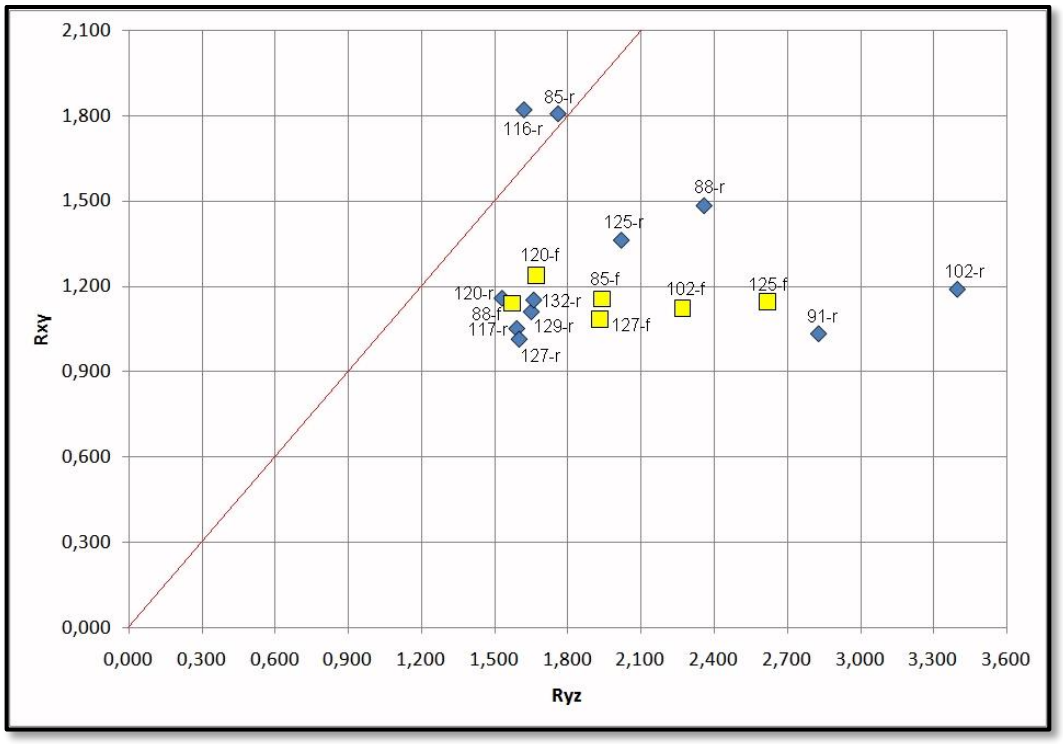


Figura 6.41: *Diagrama de Flinn das amostras coletadas na região da Serra da Matriculada, com aquelas seguidas por –r (losangos) designando determinações de Rs via Média Harmônica e aquelas seguidas por –f (quadrados) determinações através de Fry tradicional.*

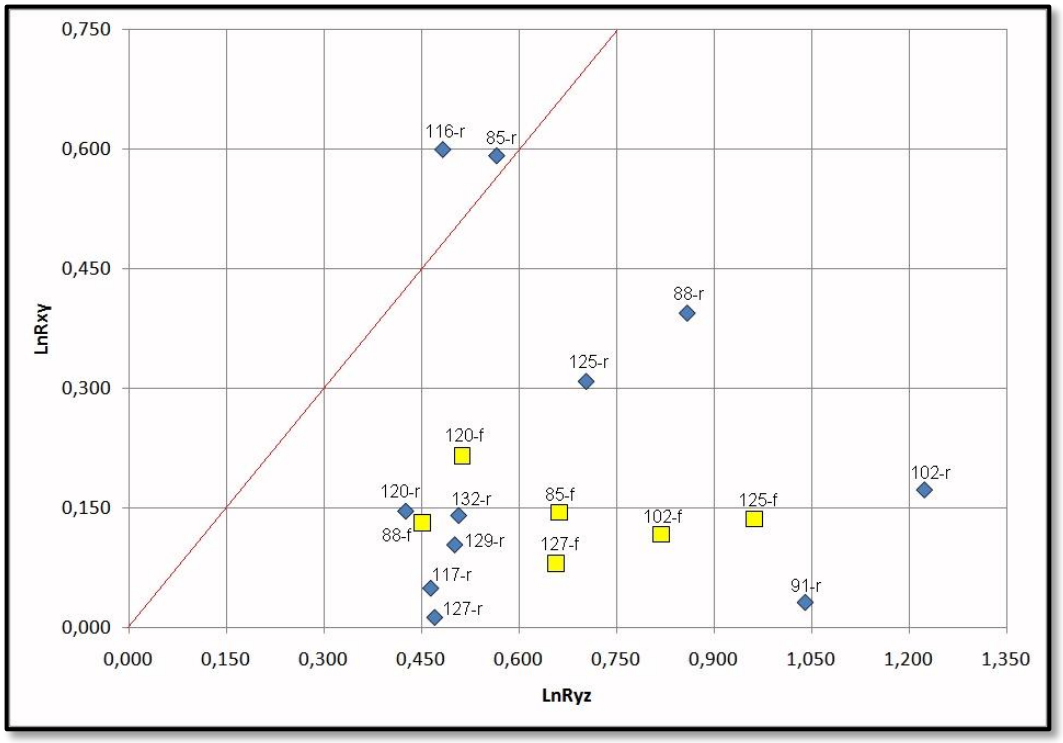


Figura 6.42: *Diagrama de Flinn logarítmico das amostras coletadas em perfil na região da Serra da Matriculada, com aquelas seguidas por –r (losangos) designando determinações de Rs via Média Harmônica e aquelas seguidas por –f (quadrados) determinações através de Fry tradicional.*

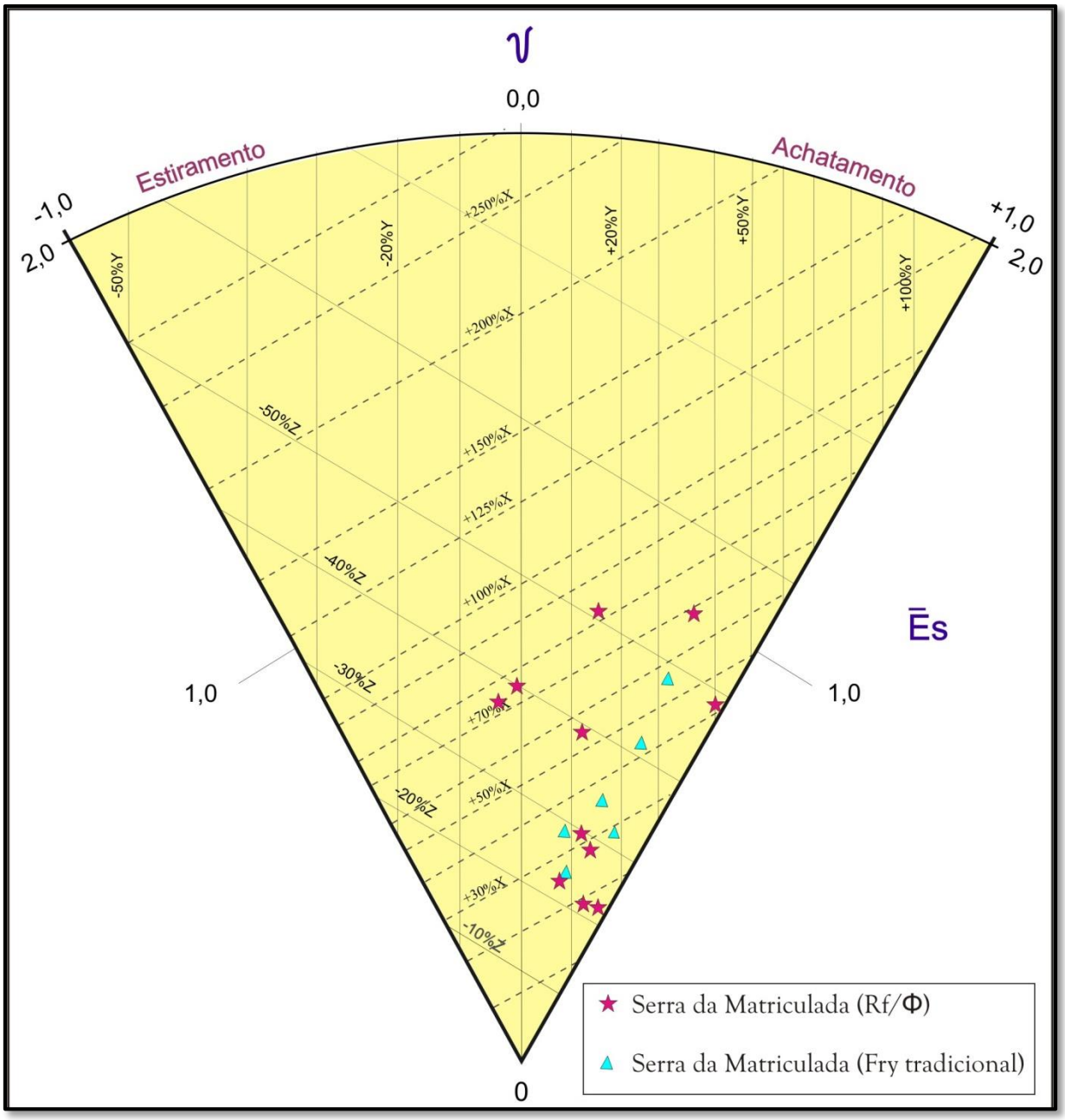


***Figura 6.43**: Diagrama de Hsü das amostras da região da Serra da Matriculada, município de Datas.*

Nas demais amostras, para as quais estão disponíveis as seções XZ e YZ, a determinação tanto do "Parâmetro de Flinn" quanto do "Parâmetro de Lode" mostrou-se inviável, resultando na obtenção de valores inconsistentes quando da aplicação das fórmulas matemáticas, fato decorrente, principalmente, da baixa deformação à qual essas amostras foram submetidas.

7 – A Quantificação da Deformação em Metassedimentos da Formação Bandeirinha

Uma das questões mais controversas envolvendo os metassedimentos constituintes da Serra do Espinhaço Meridional refere-se ao posicionamento estratigráfico da Formação Bandeirinha e, conseqüentemente de sua idade relativa.

Para alguns autores, uma passagem gradativa entre quartzo xistos da Formação Barão do Guaicuí para quartzitos associados à Formação Bandeirinha enquadraria estes últimos como pertencentes ao Grupo Costa Sena, de idade pré-Espinhaço (Schöll & Fogaça, 1981; Fogaça & Schöll, 1984; Knauer, 1990, 1999; Fogaça, 1995). Contudo, outros pesquisadores consideram o contato entre estas duas unidades como de origem tectônica, posicionando os metassedimentos Bandeirinha na base do Supergrupo Espinhaço (*e.g.* Almeida-Abreu, 1993; Silva, 1995a, Martins-Neto, 1998).

A quantificação da deformação em seixos da Formação Bandeirinha, encontrados em níveis de metabrecha pertencentes ao "Nível A" da Formação São João da Chapada, poderia auxiliar a findar essa controvérsia, uma vez que a ausência de orientação preferencial entre os eixos principais de extensão dos elipsóides de deformação (atribuindo às razões de deformação obtidas, quando maiores do que 1,3, uma origem tectônica) seria indicativa da atuação de evento deformacional anterior àquele dos metassedimentos da Formação São João da Chapada.

Assim sendo, foi escolhido o afloramento do "Nível A" da Formação São João da Chapada situado a oeste do ponto de altitude máxima da BR-367, de onde 12 amostras de seixos da Formação Bandeirinha foram coletadas (Figura 7.1, foto 7.1). Cada amostra teve uma linha de referência arbitrária orientada em campo, a qual serviu para a orientação espacial dos cortes a serem confeccionados (paralelos e perpendiculares à lineação de estiramento mineral).

As amostras selecionadas foram submetidas aos mesmos procedimentos descritos no Capítulo 6 com ênfase para a aplicação dos métodos Rf/ϕ (Ramsay, 1967; Ramsay & Huber, 1983; Marshak & Mitra, 1988); o método da orientação preferencial dos grãos (Launeau & Robin, 1996); o método desenvolvido por Fry (1979), incluindo uma de suas variações - Fry(F7) - e o método do Centro-a-Centro (Ramsay & Huber, 1983).

Semelhantemente ao capítulo anterior, serão elaboradas considerações a respeito dos valores da razão "***Rs***" obtidas para cada amostra através dos métodos aplicados, do grau de arredondamento, do valor da flutuação (∆) e do ângulo θ. Estes resultados encontram-se sintetizados nas tabelas A2.3 e A2.4 (Anexo AII) e nas figuras A3.144 a A3.166 (Anexo AIII) cuja legenda é melhor explicada na figura A3.1

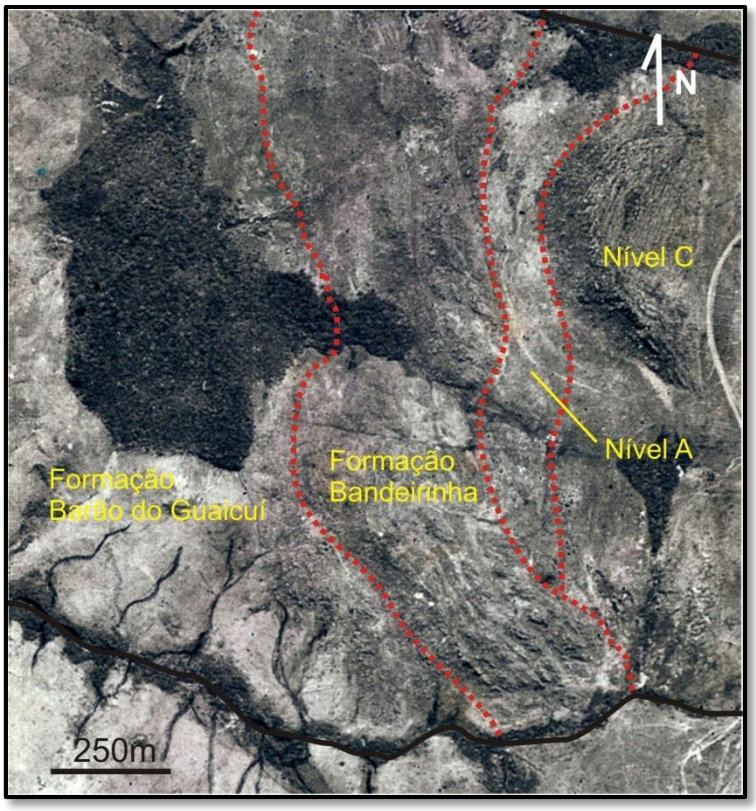


***Figura 7.1**: Foto aérea da região a oeste do ponto de altitude máxima da BR-367, proximidades do Córrego Olaria, com localização dos níveis A e C da Formação São João da Chapada e das unidades constituintes do Grupo Costa Sena (Formações Barão do Guaicuí e Bandeirinha).*

***Foto 7.1**: Afloramento de meta-brecha do "Nível A" da Formação São João da Chapada constituída por seixos de quartzitos da Formação Bandeirinha, oeste do ponto de altitude máxima da BR-367, sul de Diamantina.*

7.1 – RESULTADOS OBTIDOS

Para o plano XZ do seixo Sx02 (figuras A3.144 e A3.145) os valores de ***Rs*** obtidos são um pouco maiores nas determinações via Rf/ϕ e média harmônica das razões dos grãos do que naqueles encontrados através de método Fry tradicional, Fry (F7) ou Centro-a-Centro, indicando uma maior absorção da deformação pelos grãos, já para o plano YZ, foram visualizados valores mais altos de deformação quando aplicada a técnica Fry tradicional. Desta forma, no plano XZ, valores de 1,90 foram alcançados por Rf/ϕ, 1,80 pela média harmônica e 1,78 para Fry tradicional, enquanto que aqueles obtidos via Fry (F7) e Centro-a-Centro foram 1,60 e 1,70, respectivamente. No plano YZ os valores obtidos foram de 1,69 para Rf/ϕ; 1,60 para média harmônica; 1,90 para Fry tradicional; 1,91 para Fry (F7) e 1,78 para Centro-a-Centro. Os valores do grau de arredondamento estatístico são 0,76 para a seção XZ e 0,79 em YZ, e os valores da flutuação variaram de 47º no plano XZ e 68º para o plano YZ. Já os valores determinados de θ foram 70° para o plano XZ e 80° para o plano YZ.

A amostra Sx03 (figuras A3.146 e A3.147) mostra valores de ***Rs*** novamente um pouco maiores nas determinações via Rf/ϕ e média harmônica das razões dos grãos do que naqueles obtidos através de método Fry tradicional, Fry (F7) ou Centro-a-Centro no plano XZ. A seção XZ forneceu valores de ***Rs*** de 1,80 para Rf/ϕ; 1,66 para média harmônica; 1,69 para Fry tradicional; 1,57 para Fry (F7) e um valor mais alto para Centro-a-Centro, cerca de 1,94. Na seção YZ foram obtidos valores de ***Rs*** 1,70 para o método Rf/ϕ, 1,63 para a média harmônica e 2,08 obtido pelo método Fry tradicional, valor este não corroborado pelas técnicas para Fry (F7) – 1,42 e Centro-a-Centro (1,49). Os valores do grau de arredondamento são muito próximos: 0,77 em XZ e 0,79 em YZ, já os valores da flutuação variaram de 60º para o plano XZ e 52º para YZ. Os valores de θ foram 77° para o plano XZ e 72° para o plano YZ.

A análise da seção XZ da amostra Sx04 (figuras A3.148 e A3.149) forneceu valores de ***Rs*** levemente mais altos nas determinações via métodos Fry e Fry (F7) do que aqueles obtidos através de Rf/ϕ e média harmônica dos grãos, o que indica uma maior absorção da deformação pela matriz. Assim, nesta seção os valores obtidos foram 1,70 para o método Rf/ϕ, 1,64 para a média harmônica, 1,82 por Fry tradicional e 1,90 via Fry (F7). No plano YZ valores de 1,69 foram alcançados por Rf/ϕ e 1,60 pela média harmônica, enquanto que aqueles obtidos via Fry e Fry (F7) correspondem a 1,58 e 1,60 respectivamente. O grau de arredondamento obtido é semelhante nas seções 0,79 em XZ e 0,78 em YZ, contudo o valor da flutuação varia de 54º na seção XZ e cerca de 69º em YZ, já os valores determinados de θ foram 73° para o plano XZ e 81° para o plano YZ.

Na amostra Sx05 (figuras A3.150 e A3.151), os valores de ***Rs*** obtidos para a seção XZ mostram uma (pequena) maior absorção da deformação pela matriz, já para a seção YZ esses valores indicam uma alta compatibilidade dos resultados obtidos, sugerindo absorção da deformação semelhantes entre a matriz e os grãos. Desta forma, para o plano XZ os valores

obtidos foram: 1,74 via Rf/ϕ; 1,66 pelo cálculo da média harmônica dos grãos; 1,89 através de Fry tradicional; 1,96 por Fry (F7) e 1,46 pela técnica do Centro-a-Centro. No plano paralelo a YZ o ***Rs*** determinado por Rf/ϕ alcançou 1,75 e via média harmônica, 1,66; enquanto que no método Fry tradicional a razão situou-se por volta de 1,80, através de Fry (F7) – 1,62 e por Centro-a-Centro, 1,75. O grau de arredondamento obtido é o mesmo: 0,78, contudo, os valores da flutuação variam de 57º na seção XZ e 62º em YZ. Os valores de θ calculados são 75º para XZ e 77º em YZ.

Os valores de ***Rs*** obtidos para as duas seções da amostra Sx06 (figuras A3.152 e A3.153), mostram uma alta compatibilidade dos resultados alcançados, sugerindo absorção da deformação semelhantes entre a matriz e os grãos. No plano XZ, valores de 1,82 foram alcançados por Rf/ϕ; 1,73 pela média harmônica e 1,80 para Fry tradicional, enquanto que aqueles obtidos via Fry (F7) e Centro-a-Centro foram 1,78 e 1,59, respectivamente. Para o plano YZ os valores obtidos foram de 1,81 para Rf/ϕ; 1,73 para média harmônica; 1,86 para Fry tradicional; 1,65 para Fry (F7) e 1,68 para Centro-a-Centro. Novamente, o grau de arredondamento é o mesmo para ambas as seções: 0,77, com os valores da flutuação variando de 63º no plano XZ a 52º para o plano YZ. Já os valores determinados de θ foram 78° para o plano XZ e 72° para o plano YZ.

A amostra Sx07 (figuras A3.154 e A3.155) forneceu, mais uma vez, uma alta compatibilidade dos resultados alcançados pelas diferentes técnicas de quantificação, indicando absorção da deformação semelhante entre matriz e os grãos. A seção XZ forneceu valores de ***Rs*** de 1,76 para Rf/ϕ; 1,69 para média harmônica; 1,67 para Fry tradicional; 1,91 para Fry (F7) e cerca de 2,01 para Centro-a-Centro,. Na seção YZ foram encontrados valores de ***Rs*** 1,76 para o método Rf/ϕ; 1,68 para a média harmônica e 1,71 obtido pelo método Fry tradicional; 1,57 via Fry (F7) e 1,46 pela técnica do Centro-a-Centro. Os valores do grau de arredondamento são muito próximos: 0,77 em XZ e 0,78 em YZ, já os valores da flutuação variaram de 57º para o plano XZ e 60º para YZ. Os valores de θ foram 75° para o plano XZ e 76° para o plano YZ.

Para a amostra Sx08 (figura A3.156), da qual está disponível apenas a seção XZ, foram obtidos valores de absorção semelhantes entre a matriz e os grãos. Os valores de ***Rs*** alcançaram 1,77 através do método Rf/ϕ; 1,64 pela média harmônica; 1,22 por SPO; 1,73 via Fry tradicional; 1,76 através de Fry (F7) e 1,75 por Centro-a-Centro. O grau de arredondamento corresponde a 0,78, já o valor da flutuação é de 62º. O valor de θ obtido é de 77º.

Na amostra Sx10 (figuras A3.157 e A3.158), os valores de ***Rs*** são maiores nas determinações via Fry tradicional e Fry (F7) do que naqueles obtidos através dos métodos Rf/ϕ, média harmônica das razões dos grãos, SPO ou Centro-a-Centro no plano XZ, indicando uma maior absorção da deformação pela matriz. Desta forma, no plano XZ, valores de 1,72 foram alcançados por Rf/ϕ; 1,67 pela média harmônica; 1,25 por SPO; 2,05 para Fry tradicional, enquanto que aqueles obtidos via Fry (F7) e Centro-a-Centro foram 1,91 e 1,30,

respectivamente. No plano YZ os valores obtidos foram de 1,61 para Rf/ϕ; 1,56 para média harmônica; 1,19 através de SPO; 1,68 para Fry tradicional; 1,60 para Fry (F7) e cerca de 1,23 via técnica do Centro-a-Centro. Os valores do grau de arredondamento estatístico são 0,79 em XZ e 0,80 em YZ, e os valores da flutuação, muito próximos, variaram de 44º no plano XZ e 46º para o plano YZ, assim como os valores determinados de θ: 68° para o plano XZ e 69° para o plano YZ.

Já os valores de ***Rs*** determinados para a amostra Sx11 são maiores nas determinações via Rf/ϕ e média harmônica das razões dos grãos do que naqueles obtidos através do Método Fry tradicional em ambos os planos analisados. A seção XZ (Figura A3.159) forneceu valores de ***Rs*** de 2,28 para Rf/ϕ; 2,06 para média harmônica; 1,66 por SPO; 1,86 para Fry tradicional; 1,34 para Centro-a-Centro e um valor mais alto para Fry (F7), cerca de 2,00. Resultados semelhantes a estes são também verificados na seção YZ (Figura A3.160), com valores de ***Rs*** de 1,95 para o método Rf/ϕ; 1,87 para a média harmônica; 1,45 por SPO; 1,57 obtido pelo método Fry tradicional, 1,89 para Fry (F7) e 1,26 para o método Centro-a-Centro. Os valores do grau de arredondamento são: 0,65 em XZ e 0,74 em YZ, já os valores da flutuação variaram de 53º para o plano XZ e 45º para YZ. Os valores de θ foram 75° para o plano XZ e 69° para o plano YZ.

A amostra Sx12 (figuras A3.161 e A3.162) possui valores de ***Rs*** que denotam uma maior absorção da deformação pela matriz em ambas as seções analisadas. No plano XZ os valores obtidos atingem 1,74 pelo método Rf/ϕ; 1,70 via média harmônica; 2,38 através do método Fry tradicional; 2,26 e 1,31 pelos métodos Fry (F7) e Centro-a-Centro, respectivamente. Para o plano YZ, os valores de ***Rs*** obtidos foram de 1,74 pela técnica Rf/ϕ; 1,69 via média harmônica; 2,00 por Fry tradicional; 1,59 através de Fry (F7) e 1,21 via Centro-a-Centro. O grau de arredondamento é o mesmo nos dois planos: 0,78, com os valores da flutuação, situando-se em 38º para XZ e 37º em YZ. Os valores de θ são também parecidos: 66º para o plano XZ e 65º para YZ.

Na amostra Sx14 (figuras A3.163 e A3.164) os valores de ***Rs,*** determinados no plano XZ, próximos a 1,72 pelo método Rf/ϕ; 1,66 pela média harmônica; 1,57 pela aplicação do método Fry; 1,50 por Fry (F7) e 1,24 através da técnica do Centro-a-Centro, indicam uma (pequena) maior absorção da deformação pelos grãos. Os valores da razão ***Rs*** para o plano YZ, ao contrário, mostram uma maior absorção da deformação pela matriz (1,65 fornecido por Rf/ϕ; 1,62 via média harmônica; 1,82 por Fry tradicional; 1,74 via Fry (F7) e 1,17 através do Centro-a-Centro). O grau de arredondamento não mostrou significativas variações entre os dois planos, correspondendo a 0,79 na seção XZ e 0,80 na seção YZ, já o valor da flutuação é maior na seção XZ (43º) do que em YZ (39º). Os valores de θ variam de 68º para XZ e 66º em YZ.

A amostra Sx15 (figuras A3.165 e A3.166), possui valores de ***Rs*** que denotam uma maior absorção da deformação pela matriz em ambas as seções analisadas. No plano XZ os

valores obtidos atingem 1,84 pelo método Rf/ϕ; 1,76 via média harmônica; 1,25 por SPO; 2,92 através do método Fry tradicional; 2,47 e 1,15 pelos métodos Fry (F7) e Centro-a-Centro, respectivamente. Para o plano YZ, os valores de ***Rs*** obtidos foram de 1,80 pela técnica Rf/ϕ; 1,73 via média harmônica; 1,01 por SPO; 2,50 por Fry tradicional; 1,58 através de Fry (F7) e 1,26 via Centro-a-Centro. O grau de arredondamento é o mesmo nos dois planos, sendo de 0,77, com os valores da flutuação, situando-se em 43º para XZ e 41º em YZ. Os valores de θ são também parecidos: 69º para o plano XZ e 67º para YZ.

7.2 – DISCUSSÃO E INTERPRETAÇÃO DOS RESULTADOS

A análise dos resultados obtidos com a aplicação das diferentes técnicas de quantificação da deformação nas 12 amostras de seixos pertencentes à Formação Bandeirinha, resultados estes apresentados nas tabelas A2.3 e A2.4 (Anexo II), permite algumas conclusões de características gerais.

Semelhantemente às amostras de quartzitos apresentadas no Capítulo 6, uma comparação dos valores de ***Rs*** fornecidos pelos diferentes métodos de quantificação (Figura 7.2) permite afirmar que os valores mais altos obtidos correspondem, freqüentemente, àqueles alcançados pela fórmula de ***Rs***, um comportamento semelhante também é verificado na técnica Fry tradicional (seções Sx03yz, Sx10xz, Sx12xz, Sx15xz e 15yz).

Assim como observado para as amostras do Capítulo 6, apesar dos valores mais baixos da razão da deformação obtidos pelas técnicas Panozzo e SPO, estes apresentam um comportamento muito próximo àqueles apresentados pelos métodos Rf/ϕ e MH.

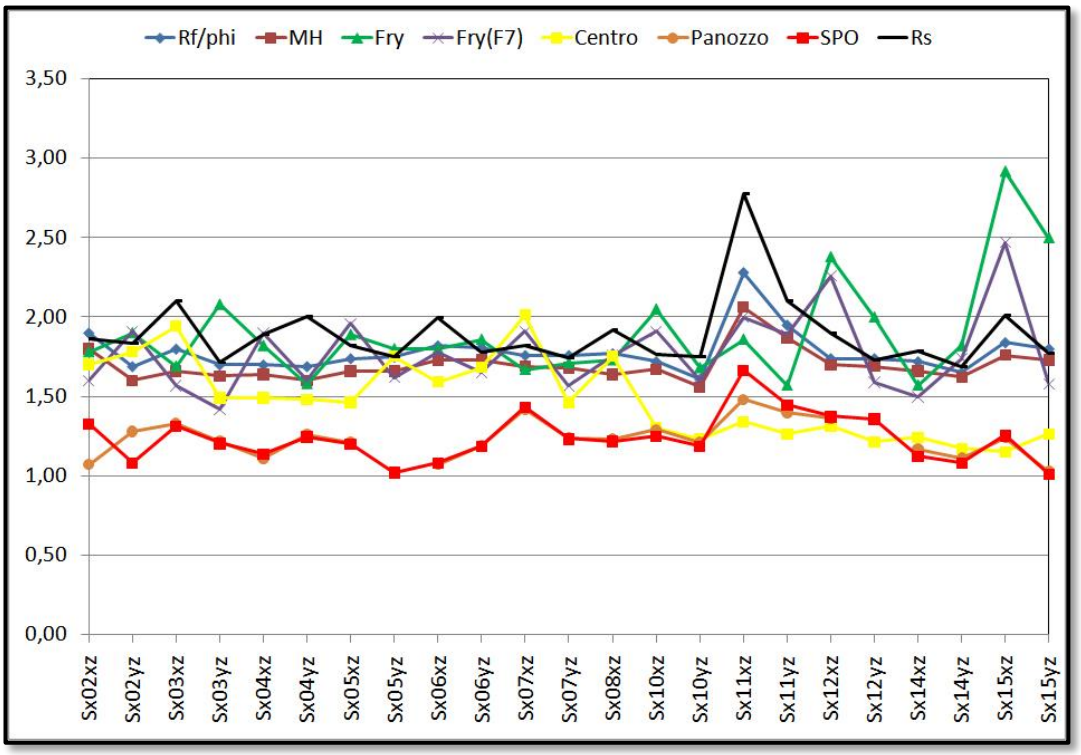


Figura 7.2: *Comparação entre os resultados da razão de deformação obtidos através dos métodos Rf/ϕ, MH, Fry, Fry(F7), Centro-a-Centro, Panozzo, SPO e da fórmula* $R_s = \sqrt{R_{min}.R_{max}}$ *desenvolvida por Ramsay (1967), nas seções paralelas aos planos XZ e YZ, em seixos da Formação Bandeirinha coletados em afloramento de metabrecha do "Nível A" da Formação São João da Chapada.*

A comparação entre os valores de ***Rs*** obtidos através do Método Rf/ϕ (com $R_s = \sqrt{R_{min}.R_{max}}$) com aqueles representando a média harmônica da elipticidade dos grãos (MH) indica (Figura 7.3) que em todas as seções consideradas MH é menor do que ***Rs***.

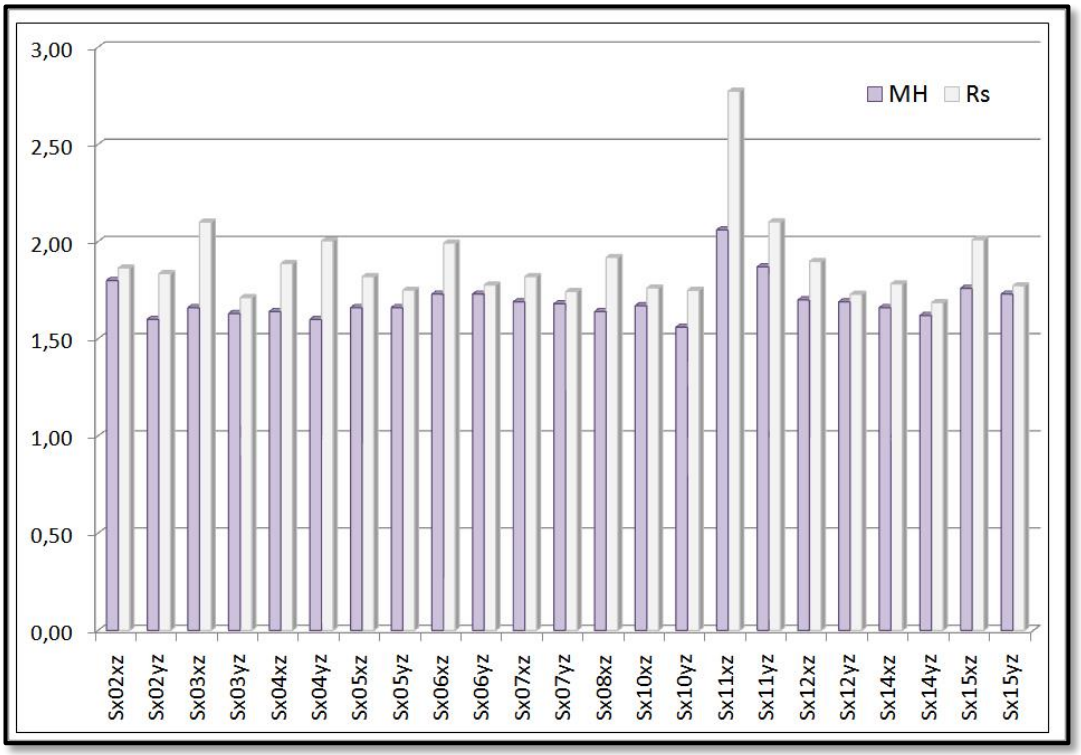


Figura 7.3: *Comparação dos dados de* ***Rs*** *obtidos através do cálculo da Média Harmônica (MH) e da aplicação da fórmula* $R_s = \sqrt{R_{min}.R_{max}}$ *em seixos de quartzitos da Formação Bandeirinha constituintes da metabrecha representante do "Nível A" da Formação São João da Chapada.*

Os valores de R_0 obtidos pela aplicação de Rf/ϕ (com $R_0 = \sqrt{\frac{R_{max}}{R_{min}}}$) mostram-se relativamente altos no plano XZ (Figura 7.4), variando entre 1,49 (amostra Sx10) e 2,35 (amostra Sx11) enquanto no plano YZ os valores situam-se entre 1,41 (amostras Sx12 e Sx14) e 1,93 (amostra Sx04).

Na Figura 7.5, onde é possível comparar os valores da elipticidade final obtidos através das técnicas de quantificação Fry clássica e da média harmônica (MH) da elipticidade dos grãos,

observa-se que 17 seções (correspondentes a cerca de 74% das determinações consideradas) em 23 apresentam maior absorção da deformação pela matriz.

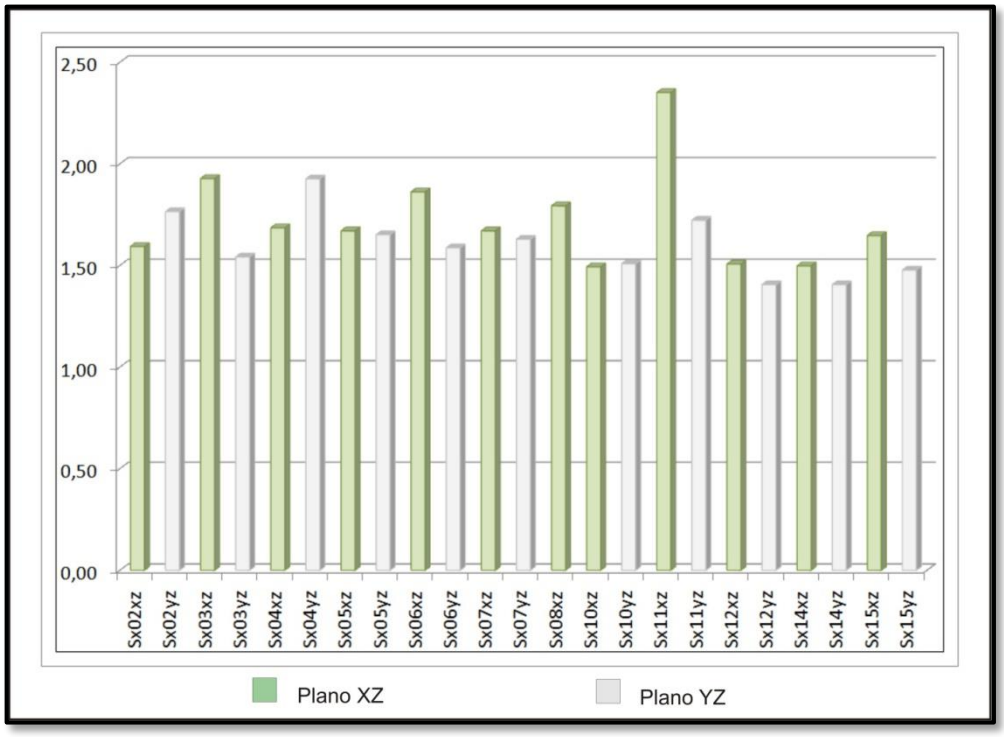


Figura 7.4: *Valores obtidos para as razões iniciais (**R_0**) dos grãos através da aplicação da fórmula* $R_0 = \sqrt{\frac{R_{max}}{R_{min}}}$*, em seixos de quartzitos da Formação Bandeirinha constituintes da metabrecha do "Nível A" da Formação São João da Chapada.*

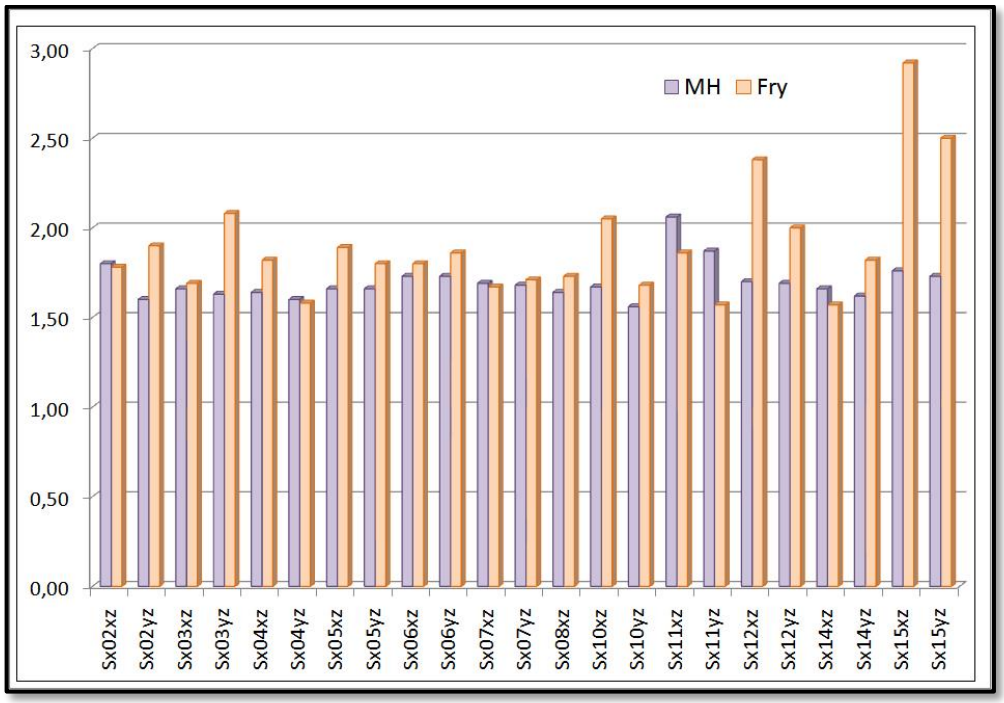


Figura 7.5: *Comparação entre os resultados obtidos através da Média Harmônica e aplicação do Método Fry clássico em seixos da Formação Bandeirinha coletados em metabrecha do "Nível A" da Formação São João da Chapada.*

O Parâmetro de Flinn (k) obtido através de Fry clássico (representadas por quadrados) e média harmônica das relações axiais dos grãos (designadas por losangos) mostra que todas as determinações, possuem k<1,0, indicando deformação no campo aparente do achatamento (Figura 7.6). Estes dados são confirmados no diagrama logarítmico de *strain* (Flinn-log, figura 7.7).

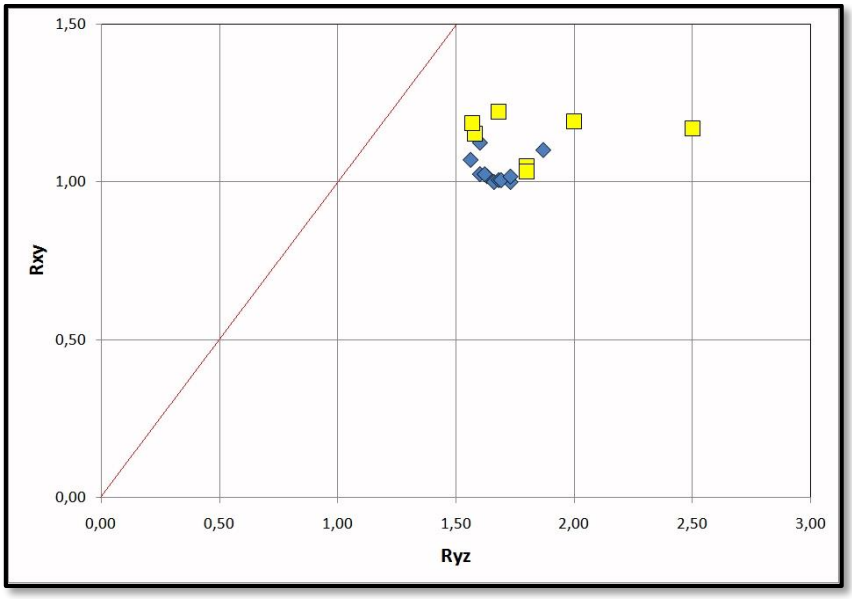


Figura 7.6*: Diagrama de Flinn dos seixos da Formação Bandeirinha presentes em metabrecha do "Nível A" da Formação São João da Chapada, losangos designam determinações de Rs através da Média Harmônica e quadrados determinações via Fry tradicional.*

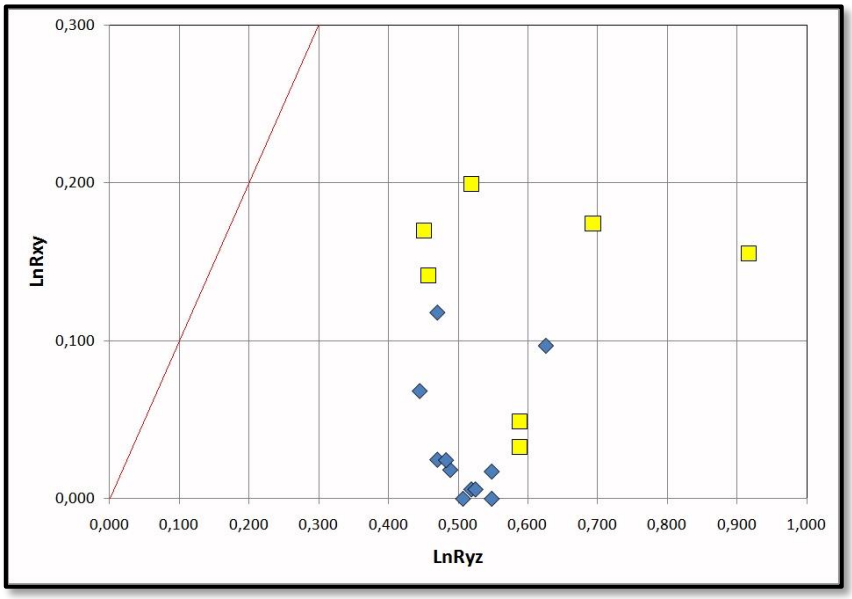


***Figura 7.7**: Diagrama de Flinn logarítmico dos seixos da Formação Bandeirinha presentes em metabrecha do "Nível A" da Formação São João da Chapada, losangos designam determinações de Rs através de Média Harmônica e quadrados determinações via Fry tradicional.*

Quando considerados os resultados obtidos através da média harmônica dos grãos, tratados em conjunto com aqueles do "Parâmetro de Nadai", pode-se estimar as mudanças sofridas em cada eixo cinemático (Figura 7.8), alcançando-se os seguintes valores:

- Amostra Sx02 +24%X +9%Y -22%Z
- Amostra Sx03 +18%X +15%Y -22%Z
- Amostra Sx04 +19%X +15%Y -23%Z
- Amostra Sx05 +17%X +17%Y -22%Z
- Amostra Sx06 +19%X +19%Y -25%Z
- Amostra Sx07 +18%X +17%Y -23%Z
- Amostra Sx10 +21%X +11%Y -22%Z
- Amostra Sx11 +30%X +15%Y -31%Z
- Amostra Sx12 +18%X +18%Y -24%Z
- Amostra Sx14 +19%X +15%Y -23%Z
- Amostra Sx15 +19%X +17%Y -25%Z

As mudanças percentuais nesses eixos cinemáticos, considerando desta vez os valores alcançados via aplicação do método Fry tradicional, apresentam os seguintes valores:

- Amostra Sx04 +25%X +9%Y -23%Z
- Amostra Sx05 +26%X +18%Y -30%Z
- Amostra Sx10 +34%X +9%Y -29%Z
- Amostra Sx11 +27%X +8%Y -24%Z
- Amostra Sx12 +40%X +15%Y -36%Z
- Amostra Sx15 +52%X +26%Y -45%Z

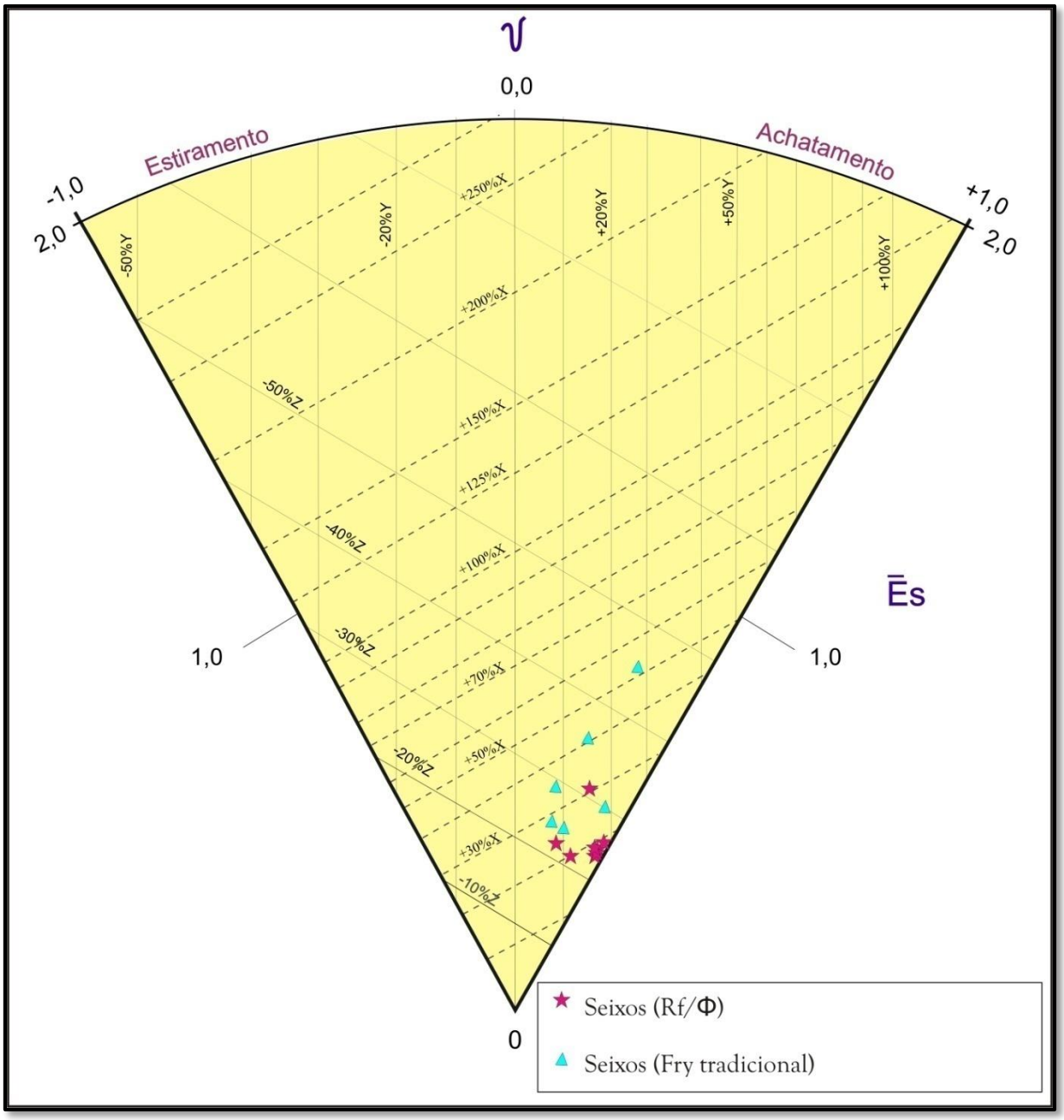


***Figura 7.8**: Diagrama de Hsü dos seixos da Formação Bandeirinha coletados em afloramento de metabrecha pertencente ao "Nível A" da Formação São João da Chapada.*

Ainda que as razões de deformação para os seixos associados à Formação Bandeirinha sejam freqüentemente mais elevadas do que os exemplares associados aos níveis "A" e "C" da Formação São João da Chapada, como, por exemplo, amostras JC-45, JC-47 e JC-49, coletadas na mesma região e apesar dos valores elevados da razão inicial dos seixos (superior àquela determinada por Paterson & Yu, 1994 – 1,3 - para processos de deformação sedimentar/diagenética), a orientação dos eixos principais de deformação dos seixos quando plotados em um diagrama de rosetas mostram que 33% dos valores situam-se entre 310 e 320º (Figura 7.9).

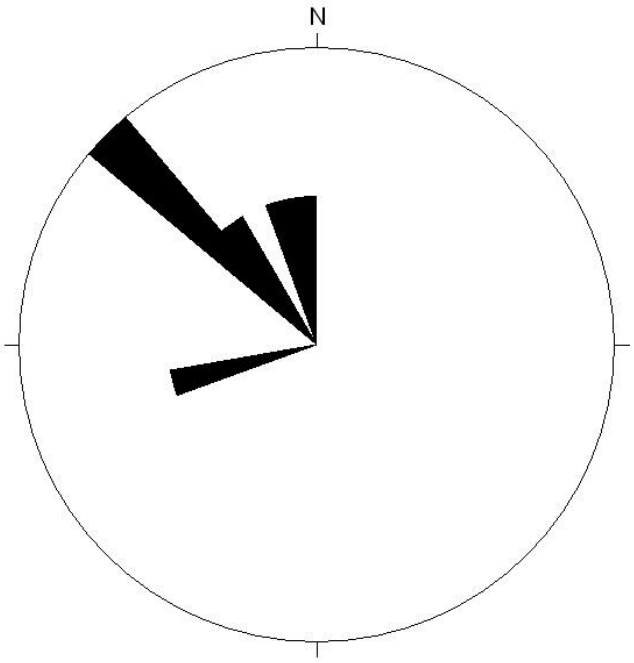


***Figura 7.9**: Diagrama de rosetas indicando a orientação dos eixos principais de deformação dos seixos da Formação Bandeirinha coletados em afloramento de metabrecha associada ao "Nível A" da Formação São João da Chapada. A pétala mais larga (310-320º) corresponde a 33% das medidas.*

8 – A Anisotropia da Susceptibilidade Magnética em Metassedimentos do Membro Caldeirões, Formação Sopa-Brumadinho

A técnica de *fabric* magnético pertence a um conjunto de métodos que medem o *petrofabric* das rochas, permitindo a determinação de sua origem e evolução estrutural. O método envolve principalmente a coleta de amostras de rochas orientadas, seguida pela determinação da força de magnetização que uma amostra adquire quando um campo magnético é aplicado. Qualquer diferença pode, então, ser interpretada em termos do conjunto de formas dos grãos e do grau de seus alinhamentos cristalinos, os quais, por sua vez, podem ser interpretados de forma análoga às demais técnicas de *petrofabric* (Tarling & Hrouda, 1993).

A definição de um *fabric* magnético pode ser visualizada em um elipsóide com eixos principais $K1 \geq K2 \geq K3$. Os elementos básicos desse *fabric* magnético são a foliação magnética (plano K1-K2) e a lineação magnética (K1) quando são estatisticamente definidos. Tanto a foliação magnética quanto a lineação magnética são relacionadas ao *petrofrabric* das rochas (*e.g*. Hrouda, 1982).

Desta forma, foi escolhido um afloramento nas proximidades da Serra da Miúda (porção central da Quadrícula Guinda), constituído por um nível de metabrecha ferruginosa, levemente dobrado, com forte desenvolvimento de foliação plano axial, em quartzito também ferruginoso, para análise da anisotropia da susceptibilidade magnética e comparação destes resultados com aqueles obtidos pelas técnicas de quantificação da deformação aplicadas às demais amostras de quartzitos abrangidas nessa dissertação.

8.1 – CONCEITOS BÁSICOS

As propriedades magnéticas surgem do movimento de partículas eletricamente carregadas. Desta forma, um elétron possui uma magnetização que está associada com seu spin e com seu movimento orbital ao redor do núcleo. Isto significa que todos os materiais têm propriedades magnéticas em temperaturas acima do zero absoluto (0K).

Quando um campo magnético é aplicado a qualquer substância na qual todos os níveis de energia estão completos, os spins ao girarem, acabam por produzir uma magnetização na direção oposta àquela do campo aplicado, contudo, esse alinhamento é perdido quando o campo de magnetização externo é removido. Materiais que possuem esse comportamento são denominados diamagnéticos (Figura 8.1). Todas as outras substâncias, isto é, aquelas com níveis de energia incompletos, são descritas como paramagnéticas e, em um campo aplicado, os spins adquirem um momento magnético que possui a mesma direção do campo aplicado. Tanto o paramagnetismo quanto o diamagnetismo desaparecem com a remoção do campo aplicado. Em ambos os casos a força da magnetização induzida (M) pode ser diretamente

relacionada à força do campo aplicado (*H*) e à constante de proporcionalidade da susceptibilidade (*K*); assim, a magnetização, *M*, é dada por:

$$M = KH = K\left(\frac{B}{\mu_0}\right)$$

onde *M* é o momento dipolo magnético por unidade de volume (em A/m), *H* é a força do campo magnético (A/m), *B* é a medida do campo magnético em Tesla e μ_0 é a permeabilidade do espaço livre (4π x 10^{-7} henry/m). Substâncias diamagnéticas têm, portanto, susceptibilidades negativas quando o campo produzido possui direção oposta àquela do campo aplicado e suas susceptibilidades estão comumente situadas na região de -10^{-5} (SI) para minerais mais comuns formadores das rochas. Já os minerais paramagnéticos possuem susceptibilidades positivas que se estendem por várias ordens de magnitude – principalmente 10^{-2} a 10^{-4} (SI).

Algumas poucas substâncias têm susceptibilidades magnéticas muito mais fortemente positivas do que os materiais paramagnéticos e podem também possuir uma forte magnetização remanescente, ou seja, uma magnetização que permanece após a remoção do campo magnético externo. Esses materiais são denominados "magnéticos" ou, mais precisamente, ferromagnéticos (Figura 8.1).

Duas formas de par de forças da mecânica quântica – troca e super-troca – unem os spins em materiais ferromagnéticos. Nos elementos metálicos de transição, tais como ferro, níquel, cobalto e seus componentes, os spins dos cátions adjacentes são diretamente unidos, isto é, uma força de troca opera assim que todos os vetores encontram-se na mesma direção. A magnetização resultante é chamada de ferromagnetismo (*s.s.*). Em componentes mais complexos, tais como óxidos de elementos da primeira série de transição, os spins dos cátions são compartilhados via camadas de elétrons de um ânion intermediário, o qual, nos óxidos, é o oxigênio. Quando a união de forças se estende sobre um ânion intermediário, denomina-se força de super-troca. Essa forma de ligação significa que as direções dos spins nos cátions adjacentes são invertidas, criando duas magnetizações opostas, mas intimamente mistas, na rede cristalina do material ferromagnético. Se duas sub-redes cristalinas são igualmente fortemente magnetizadas, os grãos minerais nos quais elas ocorrem não terão magnetização. Tais substâncias são denominadas antiferromagnéticas (Figura 8.1). Entretanto, se uma sub-rede cristalina é mais fortemente magnetizada, por exemplo, por conter mais cátions da primeira série de transição – a desigualdade dará ao grão mineral um campo magnético. Tais substâncias são denominadas ferrimagnéticas; com a magnetita constituindo um importante exemplo (Figura 8.1). Em alguns poucos minerais antiferromagnéticos uma das sub-redes cristalinas pode ser ligeiramente mais magnética do que a outra ou as duas sub-redes podem não ser exatamente antiparalelas comumente por conterem defeitos consistentes (Figura 8.1). A hematita é um importante exemplo deste comportamento.

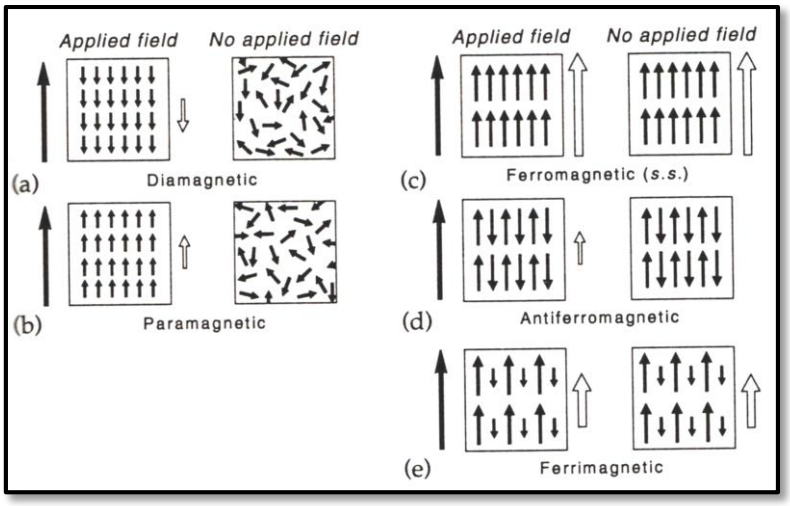


***Figura 8.1**: Diferentes formas de magnetização: (a) diamagnetismo; (b) paramagnetismo; (c) ferromagnetismo; (d) antiferromagnetismo e (e) ferrimagnetismo (Tarling & Hrouda, 1993).*

8.2 – MINERAIS E AS PROPRIEDADES MAGNÉTICAS DAS ROCHAS

A anisotropia de uma rocha depende: (1) da anisotropia de grãos individuais e de sua composição e (2) do grau de orientação das anisotropias dos grãos individuais. Se minerais ferromagnéticos estão presentes, eles usualmente dominarão as propriedades magnéticas da rocha contanto que a temperatura permaneça abaixo do seu ponto de Curie.

Os óxidos de ferro, ferromagnéticos, mais comuns são magnetita e hematita, os quais freqüentemente formam 5% em volume das rochas ígneas e metamórficas e estão presentes em mais baixo, mais ainda significante, volume em muitos sedimentos. A magnetita é especialmente importante por causa da sua susceptibilidade muito alta, embora sua anisotropia magnética seja inferior a de muitos outros minerais. A anisotropia magnética da hematita é maior, mas sua susceptibilidade é menos de 1% em volume daquela da magnetita; ainda assim, é mais alta do que a maioria dos outros minerais. Assim, se magnetita e hematita estão presentes, as propriedades magnéticas da rocha normalmente serão dominadas pela magnetita quando estiver presente em concentração $\geq 0{,}5\%$ em volume da fração de óxidos (Figura 8.2).

Na ausência (ou em baixa concentração) desses dois minerais, outros minerais ferromagnéticos tornam-se importantes, tais como maghemita (óxido de ferro) göethita (hidróxido de ferro) e pirrotita (sulfeto de ferro). Em rochas fracamente magnéticas – aquelas nas quais a susceptibilidade média seja menor do que 5×10^{-4} (SI) – o *fabric* magnético pode ser controlado pela orientação cristalográfica de minerais paramagnéticos ou antiferromagnéticos (Tarling & Hrouda, 1993) tais como ilmenita, siderita e clorita. Em rochas muito fracamente magnéticas, como alguns carbonatos e quartzitos, minerais diamagnéticos podem controlar as propriedades magnéticas (Owens & Rutter, 1978; Hrouda, 1986, todos *in* Tarling & Hrouda, 1993), assim essas rochas comumente têm uma susceptibilidade magnética média negativa (Figura 8.2). Em resumo pode-se dizer que:

(1) Se a rocha contém minerais paramagnéticos como constituintes comuns (*c.* 10%) e sua susceptibilidade é maior do que 5 x 10^{-3} (SI), tanto a susceptibilidade quanto a anisotropia da rocha são influenciadas pela fração ferrimagnética;

(2) Se a rocha contém minerais paramagnéticos como constituintes comuns (*c.* 10%) e sua susceptibilidade é menor do que 5 x 10^{-3} (SI), a fração paramagnética controla a susceptibilidade e anisotropia da rocha;

(3) Se a rocha contém minerais paramagnéticos como constituintes comuns e sua susceptibilidade média varia de 5 x 10^{-4} a 5 x 10^{-3} (SI), sua susceptibilidade e anisotropia serão substancialmente afetadas pelas frações paramagnética e ferrimagnética; e

(4) Se hematita ou pirrotita contribuem substancialmente para a susceptibilidade média, sua contribuição para a anisotropia total poderá ser até mesmo mais alta por causa da anisotropia intrínseca mais alta.

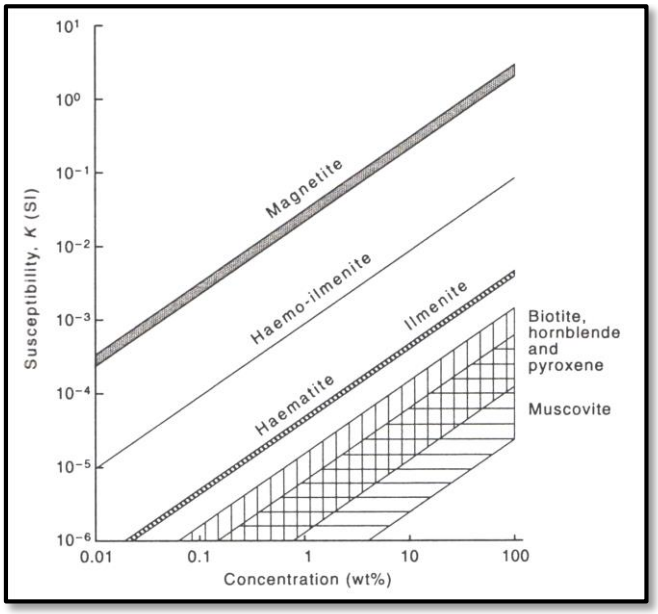


***Figura 8.2**: Contribuição mineral para a susceptibilidade de uma rocha. Todos os grãos em uma rocha contribuem para sua anisotropia total, mas a influência individual depende tanto da susceptibilidade intrínseca quanto da concentração (Tarling & Hrouda, 1993).*

8.3 - *FABRIC* MAGNÉTICO DAS ROCHAS

Fabric primário é aquele adquirido, durante a formação, por rochas sedimentares e ígneas. O *fabric* primário de sedimentos detríticos é formado, predominantemente, durante a deposição das partículas em suspensão na água ou ar. Assim como a das rochas ígneas com desenvolvimento durante a deposição dos cristais a partir de fluidos magmáticos em altas temperaturas (Tarling & Hrouda, 1993).

As forças hidráulicas que atuam em ambos os processos são similares, mas a força gravitacional é um fator insignificante na formação do *fabric* das rochas ígneas. Existem também diferenças no comportamento físico e químico após a deposição; sendo particularmente importantes nos sedimentos (constituindo o processo de diagênese), fazendo com que seja

praticamente impossível distinguir entre características verdadeiramente deposicionais e imediatamente pós-deposicionais. Conseqüentemente, *fabrics* "primários" em sedimentos têm sido incluídos em *fabrics* não tectônicos que são adquiridos pelos sedimentos durante ambos os processos deposicional e pós-deposicional até o inicio do metamorfismo de baixo grau. Nas rochas ígneas, o *fabric* primário é, comumente, atribuído ao fluxo magmático e como nos sedimentos, incluindo os efeitos de algumas mudanças químicas (tais como alterações deutéricas), mas não aquelas induzidas por eventos tectônicos ou resfriamento (Tarling & Hrouda, 1993).

Já o *fabric* metamórfico está diretamente ou indiretamente associado com os efeitos de processos tectônicos, incluindo aqueles desenvolvidos como resultado do empilhamento sedimentar. Entretanto, qualquer distinção entre processos primários e secundários é arbitrária, podendo dificultar sua aplicação. Assim, essa distinção é, em parte, baseada no reconhecimento de características elipsoidais, dependendo particularmente da orientação do *fabric* e se este pode ser relacionado à orientação de campos de tensão ou deformação que poderiam ser responsáveis por sua formação.

8.3.1 - *FABRIC* MAGNÉTICO EM ROCHAS METASSEDIMENTARES DE BAIXO GRAU

Durante o metamorfismo, as rochas sedimentares são submetidas à elevada temperatura e pressão as quais acarretam mudanças na composição de seus minerais e *fabric*. Em situações metamórficas de baixo grau é provável que a rotação física dos grãos seja o processo mais importante, mas não exclusivo, e que a orientação dos minerais corresponda aproximadamente à configuração do campo de deformação atuante. Em metamorfismo de alto grau, a mineralogia é progressivamente modificada e as propriedades magnéticas tornam-se cada vez mais associadas com os novos minerais originados, cujos *fabrics* são controlados pelo campo de tensão ambiente durante a nucleação, cristalização e recristalização. Assim, as rochas metamórficas de alto grau possuem, comumente, *fabrics* que refletem mais a configuração do campo de tensão de um processo metamórfico do que do campo de deformação, embora, geralmente, um reforce o outro.

Numerosos campos de estudos têm mostrado que quase sempre há uma correspondência precisa entre a orientação dos eixos principais do elipsóide de susceptibilidade e aqueles dos objetos alongados em uma rocha (*e.g.* Hrouda, 1982). A forma do elipsóide de susceptibilidade também pode ser relacionada à magnitude da deformação, como podem muitos outros exemplos de orientação preferencial de minerais. Entretanto, é tão complexo e difícil medir a magnitude da deformação quanto medir a anisotropia da susceptibilidade. Em muitas situações, componentes herdados do *fabric* primário estão presentes, adicionados aos efeitos de uma série de deformações subseqüentes. Além disso, alguns eventos tectônicos têm efeitos cinemáticos que produzem *fabric* mineral, mas não seu alinhamento com os eixos de deformação. Contudo, tal como ocorre na determinação de orientação mineral, muitos modelos formados pela

anisotropia da susceptibilidade magnética correspondem às direções de deformação, como por exemplo, oólitos, concreções, cinza vulcânica e seixos.

A anisotropia magnética de metassedimentos pode ser muito variável, refletindo condições locais de deformação e recristalização. Portanto, torna-se difícil formular qualquer modelo de *fabric* que possa ser considerado típico para graus específicos de metamorfismo (Tarling & Hrouda, 1993).

8.4 – A DETERMINAÇÃO DA ANISOTROPIA DE SUSCEPTIBILIDADE MAGNÉTICA

De acordo com Borradaile (1987) e Borradaile *et al.* (1987), a anisotropia da susceptibilidade magnética de rochas metamórficas pode ser decorrente da presença de silicatos paramagnéticos constituintes dessas rochas, tais como anfibólios, cloritas e micas. É possível e provável que na maior parte das rochas metassedimentares maturas tais como ardósias, xistos e filitos, as micas dominem o *fabric* da susceptibilidade. De maneira similar, anfibólios e clorita também podem controlar a anisotropia de muitos xistos verdes, anfibolitos e xistos azuis.

Uma estimativa mínima de anisotropia cristalina de amostras típicas de silicatos tem razão máxima a mínima entre 1,1 e 1,7. Visto que a anisotropia magnética da maior parte das rochas metamórficas é inferior a esse valor, os silicatos podem controlar a anisotropia da susceptibilidade devido às suas orientações preferenciais cristalográficas serem comumente muito mais fortes quando comparadas com a orientação preferencial de magnetitas e por serem mais abundantes do que estas.

Numa revisão da aplicabilidade da susceptibilidade magnética, *petrofabrics* e deformação, Borradaile (1988) discute as limitações das interpretações dos dados obtidos por esta técnica. Apesar das direções principais do elipsóide de susceptibilidade mostrarem comumente orientações consistentes com as interpretações cinemáticas de dobras, zonas de cisalhamento e outras situações estruturais, essas correlações não são universais e não é possível predizer qual situação natural produzirá dados de susceptibilidade fielmente representativos das direções e/ou magnitudes de deformação principais, sendo incisivo o não uso do *fabric* magnético para análise de deformação sem estudos adicionais.

Por outro lado, a anisotropia diamagnética de quartzitos da Formação Moeda (Vale do Taquaral, Quadrilátero Ferrífero - MG) foi analisada por Quade *et al*. (1994). Os ortoquartzitos consistem de camadas de quartzo quase puro, separadas por finas camadas de moscovita. Uma fácies especial desse quartzito (“itacolomito”) é caracterizada por uma elevada flexibilidade mecânica, resultante do forte cisalhamento do quartzito. A geometria total dos eixos *c* de quartzo e mica, assim como a orientação dos elipsóides dos grãos, é controlada pela mineralização. As intensidades da deformação finita mostram-se geralmente baixas, resultantes da intensa recristalização do quartzo. A anisotropia da susceptibilidade magnética do quartzito

é negativa, com valores variando entre -3 e -12 x 10^{-6} (SI), implicando em um volume AMS definido dominantemente pelo quartzo diamagnético.

Em rochas fracamente magnéticas a anisotropia da susceptibilidade magnética é geralmente afetada tanto pelos minerais acessórios ferromagnéticos quanto pela matriz constituída por minerais paramagnéticos e diamagnéticos. Por outro lado, a anisotropia magnética remanescente (AMR) é controlada apenas pelos minerais ferromagnéticos.

A subtração dos tensores normalizados AMR de AMS, em teoria e sob circunstâncias limitadas, pode ser empregada para isolar a contribuição paramagnética + diamagnética e, desta forma, a distribuição dos minerais na matriz da rocha. Assim, Hrouda *et al.* (2000) discutem as limitações existentes para essa separação, as quais incluem a grande sensitividade da subtração quanto à precisão da definição dos respectivos tensores (AMS, AMR) e as necessidades de um domínio único e da ausência de grãos super-paramagnéticos.

O estudo da anisotropia de susceptibilidade magnética de arenitos contendo hematita ao longo de rampas associadas a dobras foi realizado por Saint-Bezar *et al*. (2002) na frente de deformação sul de *Atlas Mountain* (Marrocos). Os resultados obtidos revelaram dois tipos incomuns de *fabric* magnético: o primeiro encontra-se, sempre, localizado no flanco invertido de anticlinais, sendo caracterizado por uma foliação magnética oblíqua ao acamamento. A relação entre o acamamento e a foliação magnética indica o sentido do cisalhamento, o qual mostra-se consistente com aquele obtido através de modelagem cinemática.

Saint-Bezar *et al*. (2002) propõem que essa foliação magnética oblíqua seja o resultado de uma fraca deformação desenvolvida durante o processo de dobramento. A segunda característica incomum dos resultados de AMS é que 40% das lineações magnéticas são paralelas à direção regional de encurtamento, sugerindo, a partir de dados estruturais e petrográficos, que esta corresponde à lineação de interseção entre o acamamento e veios com mineralização em óxidos de ferro.

A lineação magnética em rochas é dada por um conjunto de eixos principais de susceptibilidade máxima (K_{max}) do tensor AMS. Em rochas deformadas, as lineações magnéticas são geralmente consideradas como sendo o resultado da interseção entre acamamento e clivagem ou paralelas a direção de extensão tectônica em zonas de alta deformação. As determinações de AMS baseadas em uma variedade de amostras de argilitos, ardósias e xistos dos Pirineus e Apalaches, realizadas por Parés & Pluijm (2002), mostram que a deformação não é o único fator que controla o desenvolvimento de lineação magnética.

O desenvolvimento de lineação paralela à direção de extensão tectônica depende do tensor AMS original, o qual, por sua vez, está relacionado à litologia e intensidade da deformação. Desta forma, rochas caracterizadas por um fraco *fabric* pré-deformacional desenvolverão lineações magnéticas que mais facilmente seguirão a extensão tectônica, já em rochas fortemente deformadas nas proximidades de milonitos S-C, por exemplo, a lineação

magnética é perpendicular à orientação do transporte. Quando mais de uma foliação está presente em uma rocha deformada, como mostrado por Parés & Pluijm (2002), a lineação magnética pode ser insensível à deformação finita.

Sen & Mamtani (2006) apresentam uma metodologia para determinação da variação do grau da orientação preferencial da forma (SPO) em granitos da região sul da Índia e testam a viabilidade da correlação com a deformação regional. Foram empregadas duas diferentes técnicas: (1) anisotropia da susceptibilidade magnética e (2) estiramento da lineação mineral. Esta última sendo determinada pelo cálculo do parâmetro de concentração (κ) da distribuição de von Mises pela análise de imagens digitais de biotita e feldspato em seções delgadas preparadas paralelas ao plano de foliação magnética.

Para esses autores, a intensidade do *fabric* magnético pode ser um indicador confiável do grau de SPO em rochas naturalmente deformadas, especialmente granitos que possuem foliação e lineação pouco desenvolvidas, o que é demonstrado pela correlação positiva entre a intensidade do *fabric* magnético e o parâmetro de concentração (κ) no granito Godhra, sul das montanhas Aravalli (Índia) escolhido para esse estudo de caso.

Podem ocorrer situações em que o grau de SPO em um granito (ou qualquer outra rocha magmática) seja atribuível à deformação regional. Entretanto, faz-se necessário estabelecer quanto as influências da reologia e da forma mineral são negligenciáveis na magnitude da deformação.

Apesar dos bons resultados obtidos com a comparação dos resultados de ambas as técnicas, Sen & Mamtani (2006) alertam para a necessidade de precaução ao atribuir gradientes de deformação com base apenas em dados magnéticos.

8.5 – Os Parâmetros da Anisotropia da Susceptibilidade Magnética

Uma ampla série de parâmetros tem sido empregada nos estudos publicados tanto sobre as propriedades magnéticas quanto ao *petrofabric* das rochas. Discussões acerca dos numerosos parâmetros utilizados para definir a magnitude e forma do elipsóide de susceptibilidade ganharam intensidade no fim da década de setenta, com boa parte podendo ser verificada em Ellwood *et al*. (1988) e Tarling & Hrouda (1993).

(a) Magnitude da anisotropia

O parâmetro estabelecido para a magnitude da anisotropia é baseado na razão das susceptibilidades máxima e mínima, conhecida como grau de anisotropia:

$$P = \mathrm{P}_2 = \frac{\mathrm{K}_1}{\mathrm{K}_3}$$

Visto que este parâmetro é especialmente sensível a variações na susceptibilidade total, Owens (1974 *in* Tarling & Hrouda, 1993) propôs um novo parâmetro – o grau de anisotropia normalizado:

$$H = \frac{(\mathrm{K_1} - \mathrm{K_3})}{\mathrm{K_{média}}}$$

Esses dois parâmetros (especialmente P_2) são ainda amplamente utilizados, apesar dos problemas que surgem quando da grande variação das susceptibilidades, a qual pode ocorrer em um mesmo litotipo.

Tarling & Hrouda (1993) recomendam que a correção do grau de anisotropia, como proposto por Jelinek (1981 *in* Tarling & Hrouda, 1993), seja universalmente adotada:

$$P_j = \exp\sqrt{2\left[(\eta_1 - \eta_m)^2 + (\eta_2 - \eta_m)^2 + (\eta_3 - \eta_m)^2\right]}$$

onde $\eta_1 = \ln K_1$, $\eta_2 = \ln K_2$, $\eta_3 = \ln K_3$ e $n_m = \frac{n_1 + n_2 + n_3}{3}$.

O parâmetro P_J é baseado nos valores logarítmicos da susceptibilidade, os quais são mais apropriados tendo-se em vista a distribuição logarítmica desta propriedade. Contudo, como característica mais importante, ela incorpora tanto a susceptibilidade intermediária quanto a susceptibilidade média, parâmetros um pouco mais exatos do que os valores máximo e mínimo.

(b) A forma do elipsóide de anisotropia

A excentricidade de um elipsóide magnético pode ser expressa de várias formas – especialmente em termos da razão dos, ou diferenças entre, valores axiais. Os primeiros parâmetros foram baseados na razão – *e.g*. lineação:

$$P_1 = \mathrm{L} = \frac{\mathrm{K_1}}{\mathrm{K_2}}$$

e foliação:

$$P_3 = \mathrm{F} = \frac{\mathrm{K_2}}{\mathrm{K_3}}$$

Como os valores da susceptibilidade possuem distribuição logarítmica, esses parâmetros podem ser baseados nos valores logarítmicos naturais de K_1, K_2 e K_3.

Outros parâmetros que combinam os parâmetros da lineação e foliação podem ser adotados, como é o caso do parâmetro da forma (T) – como discutido por Hrouda (1982) e seguindo Jelinek (1981 *in* Tarling & Hrouda, 1993):

$$T = \left[\frac{2(n_2 - n_3)}{(n_1 - n_3)}\right] - 1$$

Podendo ser expressa como:

$$T = \left[\frac{2\ln\left(\frac{K_2}{K_3}\right)}{\ln\left(\frac{K_1}{K_3}\right)}\right] - 1$$

Elipsóides oblatos correspondem a $0 < T \leq 1$, enquanto valores negativos, $-1 \leq T \leq 0$, correspondem a formas prolatas. Para elipsóides neutros (elipsóides de deformação plana) $T = 0$, e neste caso, $P_J = P$ (Figura 8.3).

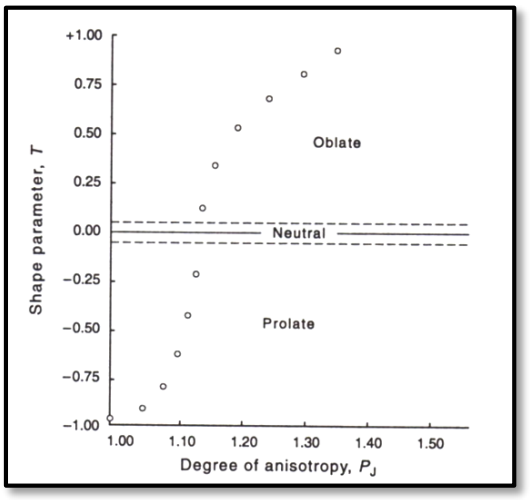


***Figura 8.3**: Gráfico do parâmetro forma (T) e do grau de anisotropia, P_J (Tarling & Hrouda, 1993).*

8.6 – O TRATAMENTO DAS AMOSTRAS

Para análise da anisotropia de susceptibilidade magnética foram coletadas 4 amostras (cilíndricas, com diâmetro de 3cm e comprimento variando de 3cm a 5cm) utilizando-se um motor de perfuração portátil, com essas sendo cuidadosamente orientadas em campo (Foto 8.1).

Nas medidas de susceptibilidade magnética foi utilizado o aparelho *Kappabrigde KLY-2.01*, com a realização de 15 medidas em diferentes direções de susceptibilidade em cada amostra, posições estas indicadas pelo fabricante do equipamento (este mesmo procedimento foi repetido cinco vezes para cada testemunho).

***Foto 8.1**: Equipamento de perfuração portátil utilizado para a coleta de amostras para análise da anisotropia da susceptibilidade magnética.*

Todas as amostras foram coletadas em um mesmo afloramento situado à sudoeste da Serra da Miúda, inserido em um domínio de quartzitos pertencentes à Formação Sopa-Brumadinho, mais especificamente ao Membro Caldeirões (ou "Nível E" de Schöll & Fogaça, 1981).

O afloramento em questão (Foto 8.2) é formado por quartzito ferruginoso, contendo clastos esparsos de quartzo de veio e quartzito, possuindo um nível, com aproximadamente 30cm de espessura, de metabrecha com matriz também ferruginosa, constituída por clastos (0,5 – 7cm de diâmetro) de quartzitos e, mais comumente, quartzo leitoso, levemente dobrado e com forte desenvolvimento de foliação plano axial.

Foram coletadas três amostras do nível de metabrecha (P03, P05 e P06) e uma no pacote de quartzito (P04).

Foto 8.2: *Vista do afloramento JC-31, observar na porção esquerda da foto antiforme e sinforme, suaves, visíveis no nível de metabrecha (visada para SSW).*

8.7 – ANÁLISES DE DIFRATOMETRIA

Todas as amostras coletadas foram submetidas à análise de difração de raios-X (realizada nos laboratórios do CPMTC/IGC/UFMG) para a identificação dos minerais portadores de ferro em sua estrutura cristalina.

Desta forma, com exceção da amostra (P06, composta exclusivamente por quartzo), todas as outras possuem, além de quartzo, uma pequena porcentagem de hematita.

A amostra de quartzito (P04) possui a maior porcentagem de hematita dentre as amostras analisadas: cerca de 9%. As outras duas amostras de metabrecha (P03 e P05) apresentaram porcentagens de hematita de 0,3 e 3,1%, respectivamente.

Os diagramas resultantes dessas análises podem ser observados nas figuras 8.4 a 8.7.

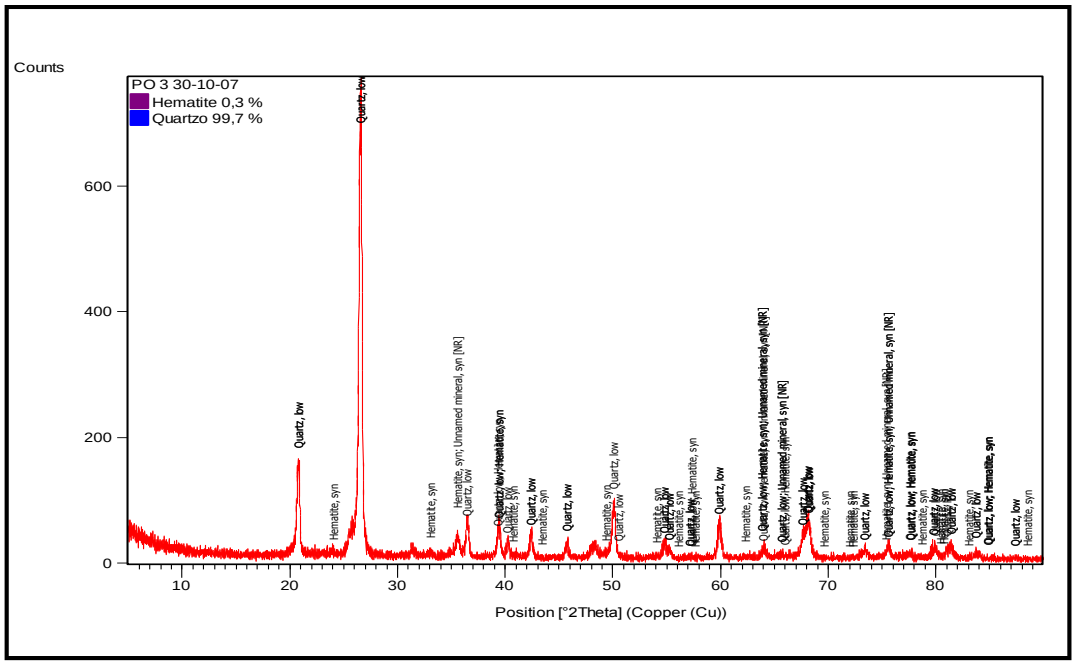


***Figura 8.4**: Gráfico de difração de raios-X obtido na análise da amostra P03 (metabrecha).*

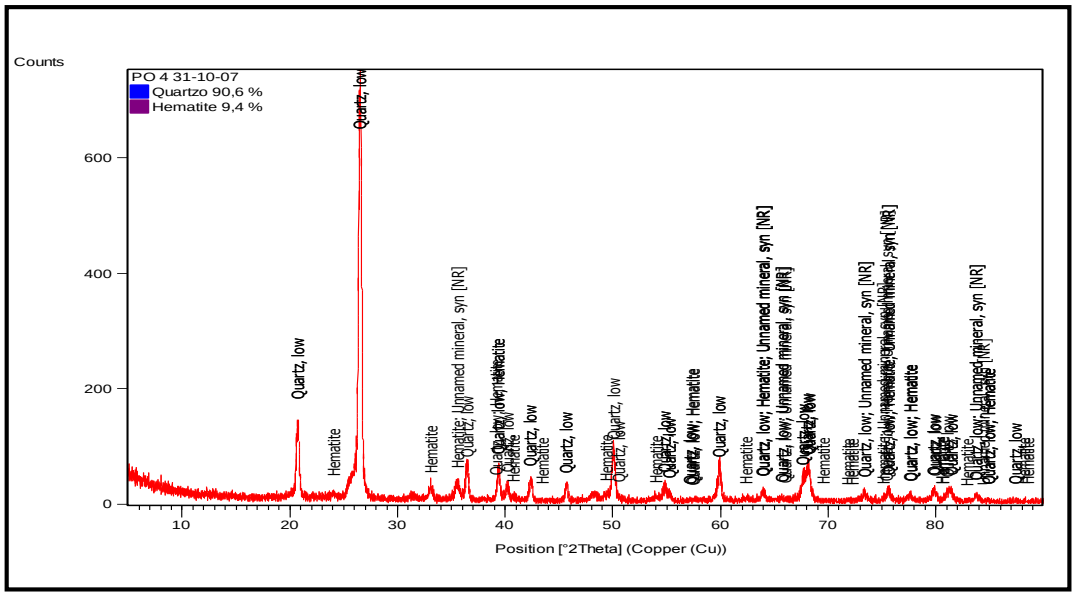


***Figura 8.5**: Gráfico de difração de raios-X obtido na análise da amostra P04 (quartzito).*

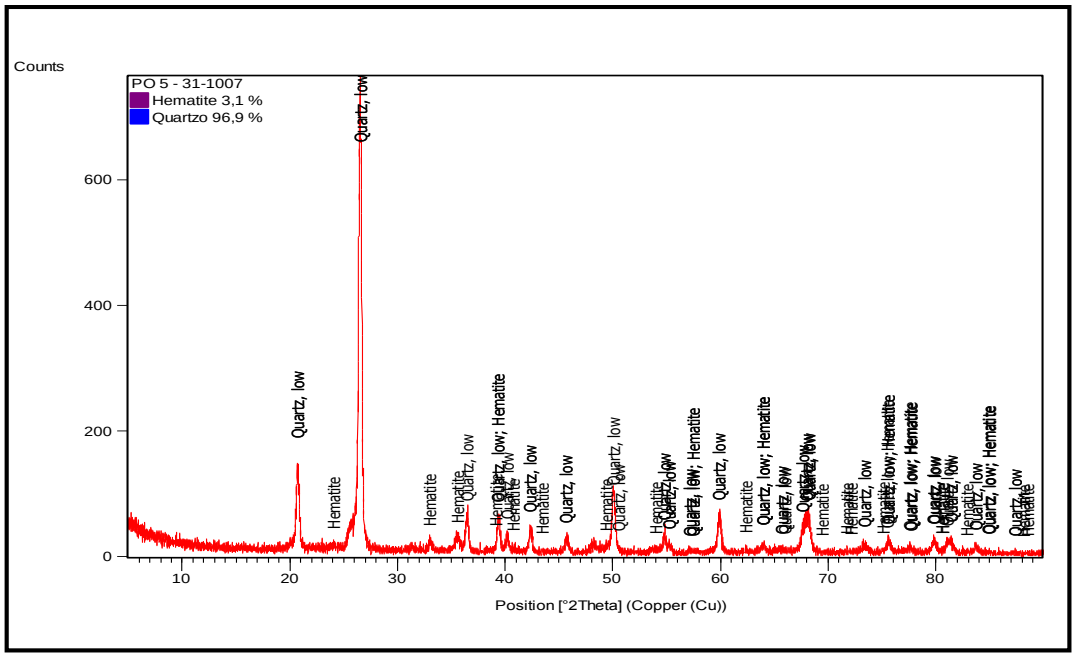


***Figura 8.6**: Gráfico de difração de raios-X obtido na análise da amostra P05 (metabrecha).*

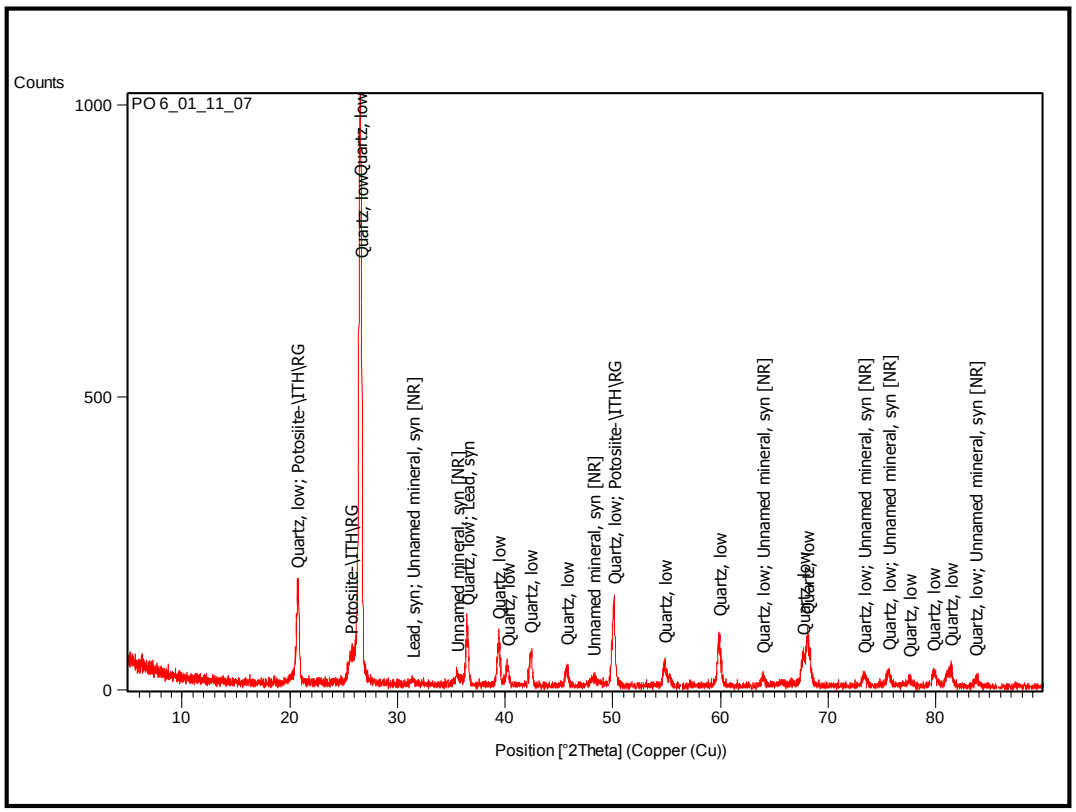


***Figura 8.7**: Gráfico de difração de raios-X obtido na análise da amostra P06 (metabrecha).*

8.8 – RESULTADOS OBTIDOS

Os dados obtidos com a determinação da anisotropia de susceptibilidade magnética, e os principais parâmetros deles decorrentes para cada amostra coletada podem ser verificados na Tabela 8.1.

A média da susceptibilidade é de 148,70 (SI) para o quartzito e variando de 25,02 a 138,86 (SI) para os testemunhos da metabrecha. Para todas as amostras o fator forma é indicativo de elipsóides oblatos ($0<T\leq1$), com valores de 0,7642 para a amostra de quartzito e variando entre 0,3151 e 0,6390 para a metabrecha de matriz ferruginosa. Um terceiro parâmetro analisado diz respeito ao grau de anisotropia (magnitude da anisotropia corrigida) que corresponde a 2,0673 no quartzito e entre 1,1849 e 1,5551 nas amostras de metabrecha.

***Tabela 8.1**: Parâmetros obtidos com a determinação da susceptibilidade magnética nas amostras de quartzito (P04) e metabrecha (P03, P05 e P06) coletadas em afloramento à sudoeste da Serra da Miúda (*unidades 10^{-6} SI).*

Amostra	K1*	K2*	K3*	Lineação (K1/K2)	Foliação (K2/K3)	Anisotropia Total (H)	Graham (V)	Fator forma (T)	Grau de anisotropia (Pj)
P03	156,22	142,04	118,33	1,0998	1,2004	0,2729	52,3	0,3151	1,3262
P04	182,89	169,11	94,11	1,0815	1,797	0,597	66,8	0,7642	2,0673
P05	106,73	97,98	70,27	1,0894	1,3942	0,3978	60,7	0,5904	1,5551
P06	26,58	25,83	22,67	1,0292	1,1394	0,1563	64	0,639	1,1849

Tarling & Hrouda (1993) sugerem pelo menos três formas de gráficos para a determinação da forma dos elipsóides pela técnica da anisotropia da susceptibilidade magnética: (1) foliação *versus* lineação; (2) parâmetro de Graham, V *versus* anisotropia total, H e (3) grau de anisotropia corrigido, Pj *versus* parâmetro da forma, T.

Independente da forma gráfica observada (Figuras 8.8 a 8.10), todas as amostras encontram-se sempre inseridas no campo oblato. Quando examinada a Figura 8.9, nota-se uma maior proximidade das amostras plotadas (principalmente os exemplares de metabrecha), com o campo de estiramento aparente (campo prolato), fato não verificado nos demais diagramas, possivelmente decorrente da escala utilizada.

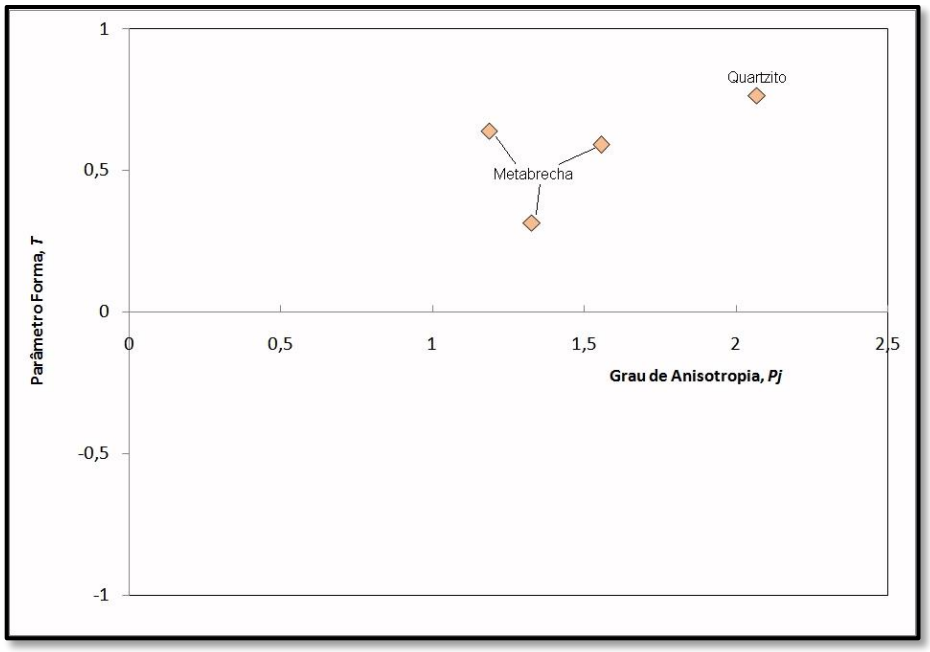


***Figura 8.8**: Diagrama do parâmetro da forma (T) comparado com o grau de anisotropia corrigido (Pj) das amostras de metabrecha e quartzito de um afloramento à sudoeste da Serra da Miúda, indicando formas oblatas para todos os exemplares.*

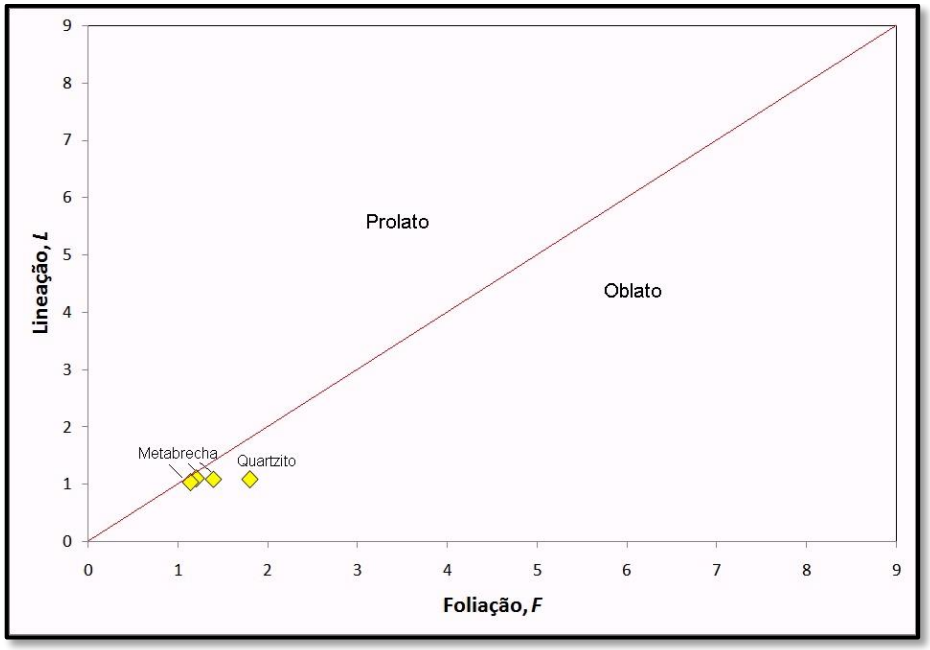


***Figura 8.9**: Diagrama da intensidade da estrutura linear (L) comparada com a foliação magnética (F) das amostras de metabrecha e quartzito de um afloramento à sudoeste da Serra da Miúda, indicando formas oblatas para todos os exemplares.*

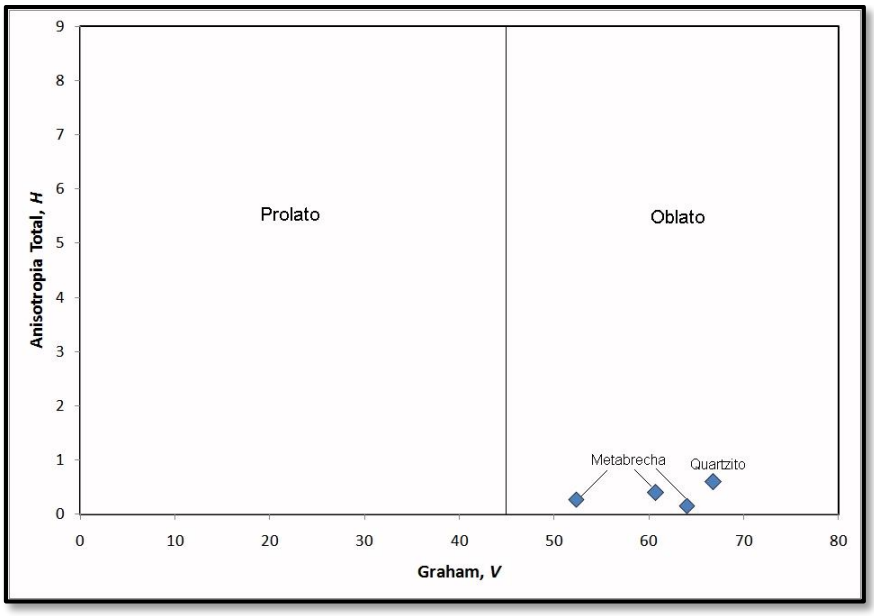


***Figura 8.10**: Diagrama da anisotropia total (H) comparado com fator forma de Graham (V) das amostras de metabrecha e quartzito de um afloramento à sudoeste da Serra da Miúda, indicando formas oblatas para todos os exemplares.*

A partir das medidas dos eixos principais de susceptibilidade magnética (K1, K2 e K3), determinados para as amostras de metabrecha e quartzito, foram elaborados diagramas de lineação, considerando num primeiro momento apenas a foliação magnética (K1K2) correspondente a cada conjunto de amostras (Figura 8.11).

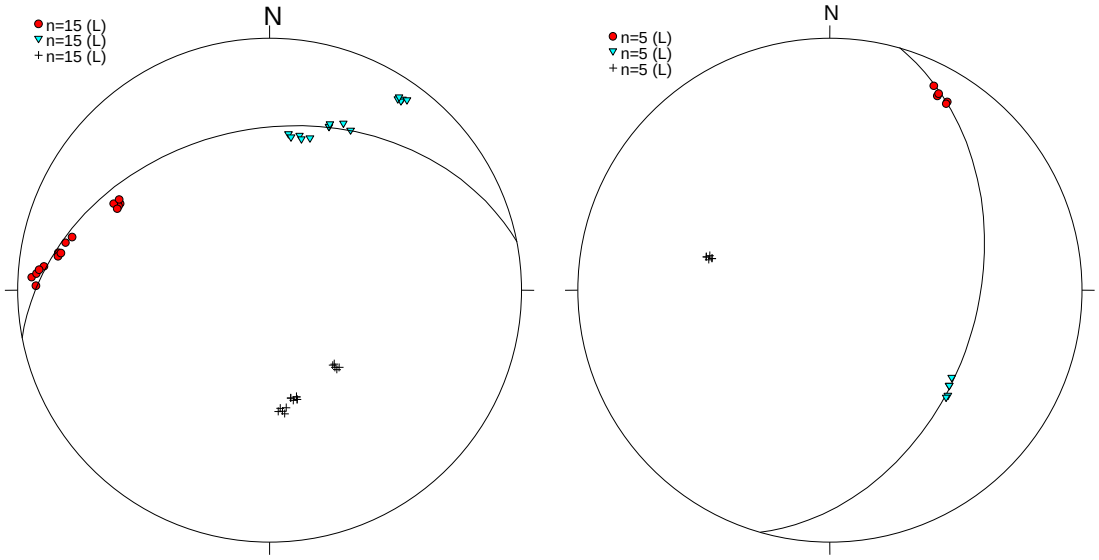


***Figura 8.11**: Estereograma hemisfério inferior de lineação dos eixos principais de susceptibilidade determinados nas amostras de metabrecha (à esquerda) e quartzito (à direita): círculos representam K1, triângulos invertidos K2, cruz indica K3. Grande círculo representa a foliação magnética (K1K2).*

Observa-se nesses diagramas uma inversão entre os eixos principais de susceptibilidade, acarretando em uma foliação magnética com atitude N79E/36NW no nível de metabrecha e N16E/41SE para o quartzito.

Quando são comparados os eixos principais de susceptibilidade magnética com as medidas estruturais coletadas no afloramento (Figura 8.12), nota-se uma correspondência na amostra de quartzito entre o ponto polar da foliação magnética e os pontos polares dos planos axiais e, de uma maneira mais aproximada, o eixo intermediário da susceptibilidade encontra correspondência nas medidas de lineação de crenulação.

Por outro lado, o plano de foliação magnética na metabrecha não possui equivalente entre as medidas estruturais realizadas no afloramento, representando, possivelmente, o desenvolvimento de uma segunda foliação, caracterizada regionalmente por uma orientação próxima a E-W e com mergulho sub-vertical.

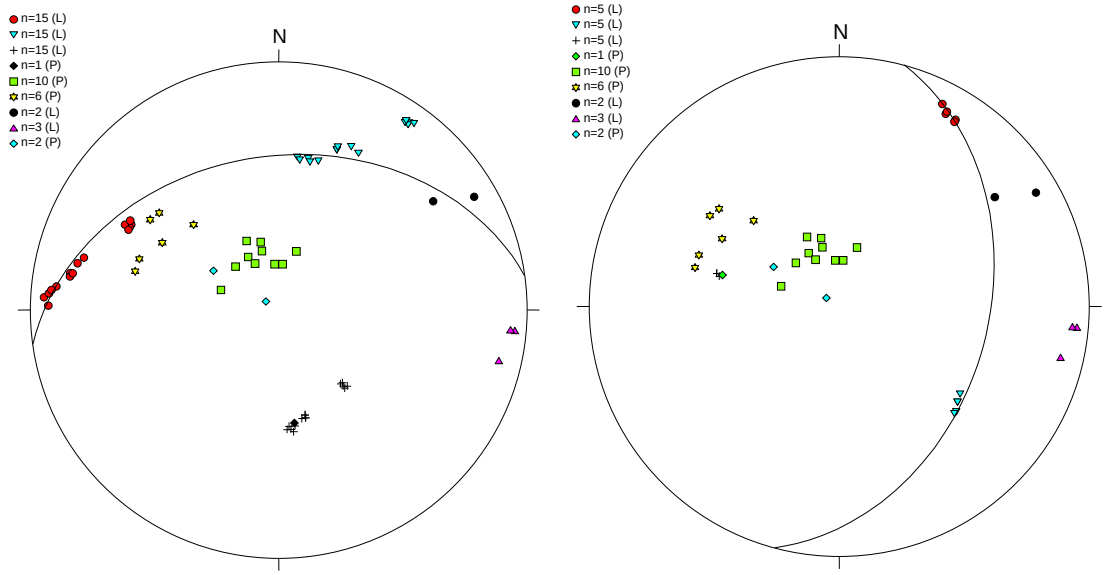


***Figura 8.12**: Estereograma hemisfério inferior de lineação dos eixos principais de susceptibilidade determinados nas amostras de metabrecha (à esquerda) e quartzito (à direita): círculos vermelhos representam K1; triângulos invertidos K2; cruz indica K3; quadrados representam planos de foliação; losangos indicam planos de acamamento; estrelas representam planos axiais; círculos pretos lineação de crenulação e triângulos lineação de estiramento mineral. Grande círculo representa a foliação magnética (K1K2).*

8.9 – OS MÉTODOS DE QUANTIFICAÇÃO DA DEFORMAÇÃO

As análises de quantificação da deformação (utilizando-se as mesmas técnicas e processamento de imagens descritas no Capítulo 6) também foram aplicadas às duas amostras coletadas no afloramento JC-31: uma no quartzito, abaixo do nível de metabrecha, e a segunda coletada no nível de metabrecha.

Este nível de metabrecha recebeu uma maior atenção, sendo também fotografado em diferentes posições estruturais para a análise da deformação em escala centimétrica. Contudo, por efeito de corte no afloramento, apenas uma seção pôde ser examinada. Duas fotos (T041 e T044) foram submetidas às técnicas de quantificação após o mesmo tratamento aplicado às seções delgadas de quartzitos.

Desta forma, para a foto T041 (Figura A3.142) os valores de ***Rs*** são menores nas determinações via Rf/ϕ e média harmônica das razões dos grãos do que naqueles obtidos através de Método Fry tradicional, Fry (F7) ou Centro-a-Centro. Assim, valores de 2,03 foram alcançados por Rf/ϕ, 1,90 pela média harmônica e 2,11 para Fry tradicional, enquanto que aqueles obtidos via Fry (F7) e Centro-a-Centro foram 2,15 e 2,26, respectivamente. O grau de arredondamento obtido corresponde a 0,72, já o valor da flutuação situou-se por volta de 58º enquanto o ângulo θ foi de 75º.

A segunda foto analisada (T044, Figura A3.143) mostra uma alta compatibilidade dos resultados obtidos através dos diferentes métodos, com valores de ***Rs*** de 1,87 alcançados por Rf/ϕ e 1,71 pela média harmônica, enquanto que aqueles obtidos via Fry, Fry (F7) e Centro-a-Centro correspondem a 1,80, 1,97 e 2,18 respectivamente. O grau de arredondamento obtido corresponde a 0,75, o valor da flutuação situou-se por volta de 61º e o ângulo θ obtido foi de 78º.

A análise da matriz da metabrecha (JC-31, figuras A3.138 e A3.139) forneceu valores de ***Rs*** um pouco maiores nas determinações via Rf/ϕ e média harmônica das razões dos grãos do que naqueles obtidos através de Método Fry tradicional ou Centro-a-Centro em ambos os planos analisados. A seção XZ forneceu valores de ***Rs*** de 1,88 para Rf/ϕ; 1,73 para média harmônica; 1,76 para Fry tradicional; 1,98 via Fry (F7) e 1,60 para Centro-a-Centro. Resultados semelhantes a estes são também verificados na seção YZ, com valores de ***Rs*** 1,82 para o método Rf/ϕ; 1,73 para a média harmônica; 1,49 obtido pelo método Fry tradicional; 1,66 para Fry (F7) e 1,38 para o método Centro-a-Centro. Os valores do grau de arredondamento são muito próximos: 0,74 em XZ e 0,76 em YZ, já os valores da flutuação variaram de 63 º para o plano XZ e 47º para YZ. Os valores de θ foram 78° para o plano XZ e 70° para o plano YZ.

Os valores de ***Rs*** obtidos para o quartzito (Q31, figuras A3.140 e A3.141) sotoposto ao nível de metabrecha são indicativos de uma maior absorção da deformação pela matriz em ambas as seções analisadas. Para a seção XZ os valores de ***Rs*** são: 1,83; 1,73 e 1,36 nas

determinações via Rf/ϕ, média harmônica e SPO, 2,00; 1,91 e 1,35 através dos métodos Fry tradicional, Fy (F7) e Centro-a-Centro, respectivamente. No plano XZ, valores de 1,73 foram alcançados por Rf/ϕ; 1,69 pela média harmônica; 1,17 por SPO e 1,83 para Fry tradicional; 1,69 por Fry (F7) e 1,30 via técnica do Centro-a-Centro. Os valores do grau de arredondamento são 0,75 em XZ e 0,79 em YZ, os valores da flutuação obtidos foram 31º em XZ e 35º em YZ e o ângulo θ variou de 62º para o plano XZ e 64° em YZ.

8.10 – DISCUSSÃO E INTERPRETAÇÃO DOS RESULTADOS

Uma comparação imediata dos resultados obtidos via diferentes técnicas de quantificação nas amostras JC-31, Q31, T041 e T044 mostra uma alta compatibilidade dos valores fornecidos para todas as técnicas aplicadas, com exceção dos métodos Centro-a-Centro, Panozzo e SPO (Figura 8.13), os quais produziram valores de ***Rs*** quase sempre inferiores aos demais, mas, grosseiramente, com mesma a tendência destes.

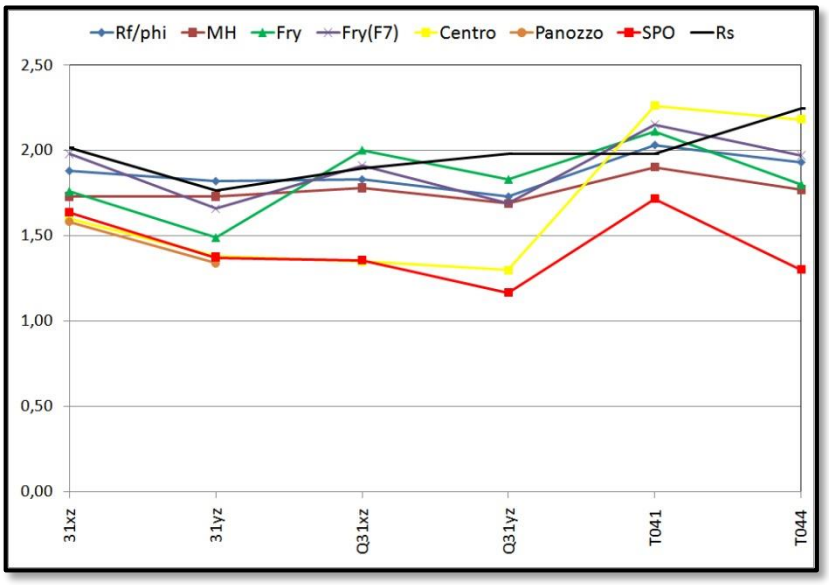


Figura 8.13*: Diagrama comparativo dos valores fornecidos pelas técnicas de quantificação Rf/ϕ, MH, Fry, Fry(F7), Centro-a-Centro, Panozzo, SPO e Rs (calculado através da fórmula:* $Rs = R_s = \sqrt{R_{min} \,.\, R_{max}}$ *) nas amostras JC-31, Q31, T041 e T044.*

O Parâmetro de Flinn (k) obtido através de Fry clássico (representadas por quadrados) e média harmônica das relações axiais dos grãos (designadas por losangos) mostra que todas as determinações, possuem k<1,0, indicando deformação no campo aparente do achatamento (Figura 8.14). Estes dados são confirmados no diagrama logarítmico de *strain* (Flinn-log, figura 8.15), corroborando os resultados obtidos com a anisotropia da susceptibilidade magnética.

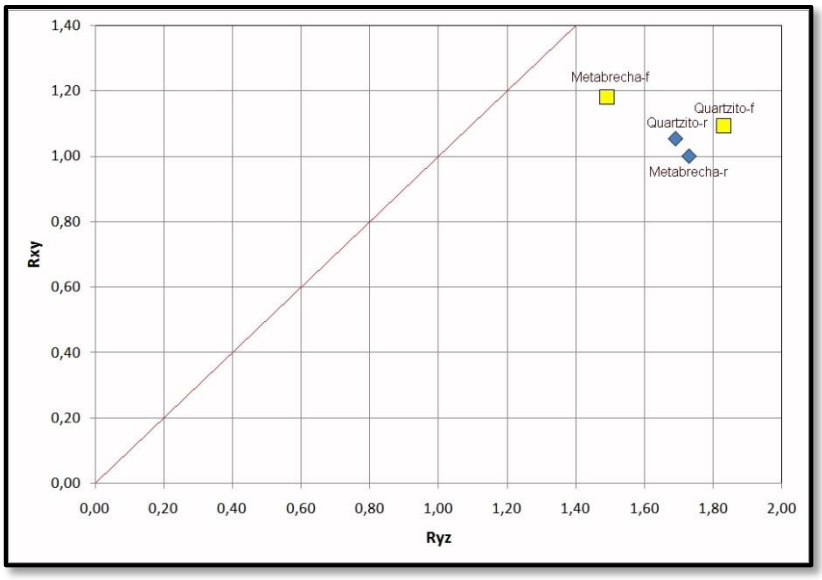


***Figura 8.14**: Diagrama de Flinn das amostras de quartzito e metabrecha coletadas em afloramento a sudoeste da Serra da Miúda, com aquelas seguidas por –r designando determinações de Rs através de Média Harmônica e aquelas seguidas por –f determinações via Fry tradicional.*

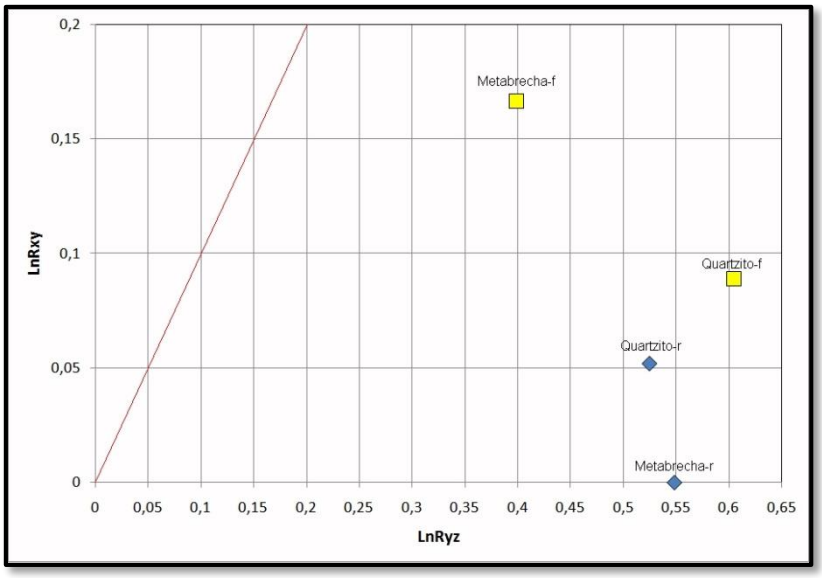


***Figura 8.15**: Diagrama de Flinn logarítmico das amostras de quartzito e metabrecha coletadas em afloramento a sudoeste da Serra da Miúda, com aquelas seguidas por –r designando determinações de Rs via Média Harmônica e aquelas seguidas por –f determinações através de Fry tradicional.*

9 - Conclusões

A aplicação das técnicas de quantificação da deformação Rf/ϕ (Ramsay, 1967; Ramsay & Huber, 1983; Marshak & Mitra, 1988); Panozzo (Panozzo, 1987; Marshak & Mitra, 1988); os métodos do intercepto, da orientação preferencial dos grãos e uma variação do método Rf/ϕ (Launeau & Robin, 1996); o método desenvolvido por Fry (1979), utilizando dois diferentes programas e a variação proposta em Tolson (1995, *in* Knauer, 1999); o método do Centro-a-Centro (Ramsay & Huber, 1983) e a adaptação do método dos mínimos quadrados apresentada por Dayan (1986), em 31 figuras experimentais auxiliou na escolha dos métodos a serem empregados na análise quantitativa da deformação em amostras quartzíticas da Serra do Espinhaço Meridional.

A partir das análises de parâmetros tais como *Rs* (razão final da deformação), R_0 (razão inicial dos objetos) e grau de arredondamento das formas, pôde-se perceber a necessidade de cautela na interpretação dos resultados obtidos com a aplicação das técnicas de quantificação da deformação disponíveis, principalmente nas situações em que houver a atuação de dois eventos deformacionais, sejam eles sedimentares e/ou tectônicos.

Nas situações em que há superposição de deformação, sejam elas coaxiais ou não (com esta última possuindo sentido oposto ao do primeiro evento deformacional), os resultados obtidos com as amostras experimentais mostram que é impossível separá-las a partir de uma razão inicial (R_0), uma vez que esta tende sempre a retornar a uma forma circular, independente do ângulo de cisalhamento aplicado.

Os resultados também levam a concluir que nos casos onde os objetos, inicialmente deformados e indeformados, com distribuição randômica, são submetidos a uma deformação por cisalhamento simples, apesar da razão inicial não regressar a uma forma circular, essa razão varia com o ângulo de cisalhamento aplicado. Em amostras naturais, sem orientação preferencial dos grãos e com estes possuindo grau de esfericidade variável os valores assim alcançados de R_0 poderiam não refletir uma situação inicial verdadeira.

Desta forma as técnicas Rf/ϕ, o método desenvolvido por Fry (1979), utilizando dois diferentes programas, o método do Centro-a-Centro e em algumas amostras as técnicas Panozzo e da orientação preferencial dos grãos (SPO) foram selecionadas para a análise quantitativa da deformação em 76 amostras de rochas quartzíticas da região abrangida pela Folha Diamantina (1:100.000), coletadas em afloramentos representando os grupos Costa Sena e Guinda em diferentes situações estratigráficas e estruturais. As análises foram adensadas na região central da Quadrícula Guinda (1:25.000), sudeste de Diamantina e na porção sul da Serra da Matriculada, município de Datas.

9.1 – A QUANTIFICAÇÃO DA DEFORMAÇÃO NA REGIÃO CENTRAL DA QUADRÍCULA GUINDA

A região central da Quadrícula Guinda, sudeste de Diamantina, caracterizada por ser a área tipo dos metassedimentos da Formação Bandeirinha e do contato gradativo entre esta unidade e os quartzo-mica xistos da Formação Barão do Guaicuí (ambas pertencentes ao Grupo Costa Sena), representa, além disso, toda a complexidade estrutural da Serra do Espinhaço através de sistemas de frentes de cavalgamento/zonas de cisalhamento responsáveis por importantes e freqüentes inversões estratigráficas.

Desta região foram submetidas à análise quantitativa da deformação 42 amostras de quartzitos associados às formações Bandeirinha, São João da Chapada e Sopa-Brumadinho (Figura 9.1), coletadas em afloramentos que pudessem exemplificar algumas situações estruturais e estratigráficas envolvendo os litotipos ali aflorantes.

A análise dos dados indica, para a maioria das amostras, uma maior absorção da deformação pela matriz em detrimento dos grãos, cerca de 49% correspondendo a 40 das 82 seções consideradas, com valores de ***Rs*** variando, no plano XZ, entre 1,45 e 3,75 quando determinados via Rf/ϕ, entre 1,29 e 2,71 através do método Fry tradicional, entre 1,15 e 2,41 via técnica do Centro-a-Centro e variando entre 1,04 e 3,41 via método Panozzo.

Os valores da razão inicial (R_0), obtidos pela aplicação de Rf/ϕ, mostram-se relativamente altos em ambas as seções analisadas, quando comparados com aqueles determinados por Paterson & Yu (1994) para os processos sedimentares/diagenéticos (1,31:1,14:1,00), variando entre 1,35 e 2,05 no plano XZ e entre 1,35 e 2,02 em YZ.

Já os valores da flutuação (Δ) determinados confirmam a impressão visual dos diagramas Rf/ϕ, sugerindo através dos ângulos moderados a altos (observados para a ampla maioria das seções analisadas), uma baixa deformação das amostras.

O Parâmetro de Flinn, considerando os dados obtidos através da aplicação dos métodos Rf/ϕ e Fry, indica que todas as amostras consideradas (com exceção da amostra JC-137 que sugere elipsóide prolato através da técnica Fry) representam elipsóides oblatos, originados no campo aparente do achatamento. O mesmo enquadramento para todas as amostras consideradas é corroborado pela determinação do Parâmetro de Lode.

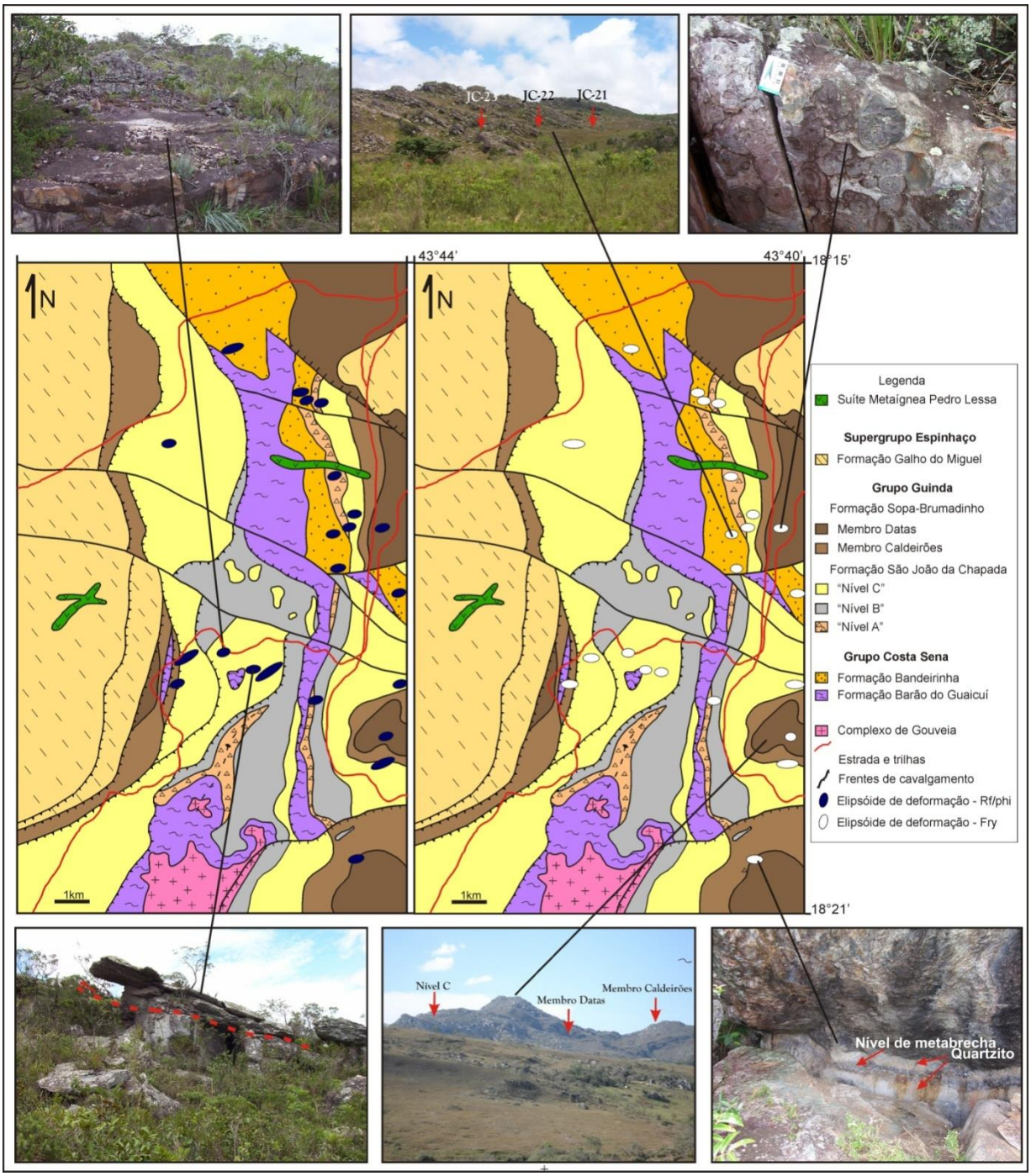


***Figura 9.1**: Distribuição dos elipsóides de deformação das amostras analisadas na região central da Quadrícula Guinda, elipsóides em branco correspondem aos resultados obtidos via aplicação da técnica Fry e em azul aos resultados fornecidos pelo método Rf/ϕ (mapa geológico modificado de Faria & Menicucci, 2005).*

Os dados obtidos sugerem que o controle da deformação, mais do estratigráfico é litológico, sendo essa maior nos litotipos mais micáceos. Além disso, pode-se visualizar através dos elipsóides de deformação plotados na Figura 9.1 (principalmente quando considerados os valores obtidos por Rf/ϕ), valores maiores de deformação próximos às frentes de cavalgamento responsáveis por inversões estratigráficas envolvendo tanto a Formação Barão do Guaicuí

(Grupo Costa Sena) e os metassedimentos do Grupo Guinda ou as formações integrantes deste último pacote.

Por outro lado, amostras de unidades com muitas estruturas sedimentares preservadas, como é freqüente em toda porção leste da área analisada, apresentam razões de deformação compatíveis com tal condição, mas com valores um pouco superiores aqueles determinados por Paterson & Yu (1994) para os processos sedimentares/ diagenéticos.

O ângulo θ (ângulo entre o eixo maior da elipse de deformação e a direção da foliação), quando plotado em um diagrama de rosetas, mostra que 48% dos valores situam-se entre 70 e 80º (Figura 9.2).

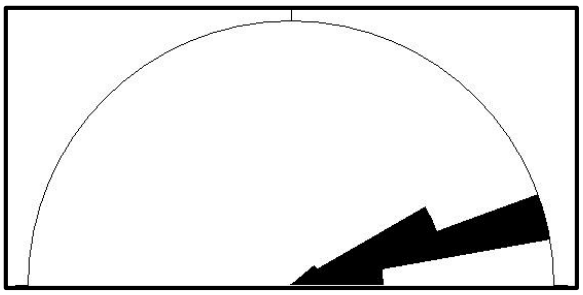


Figura 9.2*: Diagrama de rosetas das medidas do ângulo θ calculado para as amostras da região da Serra da Matricula. A pétala mais larga (70-80º) corresponde a 48% das medidas.*

As estimativas das mudanças sofridas em cada eixo cinemático (considerando, novamente, os dados alcançados pelo método Rf/ϕ) mostram variações entre 12% e 73% no eixo X, entre 5% e 30% no eixo Y, e entre – 52% e – 16% no eixo Z.

9.2 – A QUANTIFICAÇÃO DA DEFORMAÇÃO NA REGIÃO DA SERRA DA MATRICULADA, MUNICÍPIO DE DATAS

A região de Datas (MG), uma das mais intensamente deformadas da Folha Diamantina, é marcada por um importante sistema de frentes de cavalgamento que envolvem lascas tectônicas de unidades pertencentes tanto ao Supergrupo Espinhaço como ao Grupo Costa Sena e Complexo de Gouveia.

Semelhantemente à região central da Quadrícula Guinda, foram analisadas 25 amostras de quartzitos (através de seções delgadas paralelas à lineação mineral de estiramento – plano XZ e nos cortes a ela perpendiculares – plano YZ) pertencentes às formações São João da Chapada ("Nível C") e Sopa-Brumadinho (Membro Caldeirões) de tal modo que algumas situações, principalmente estruturais, estivessem representadas

Os resultados obtidos com análises realizadas situam-se dentro das expectativas iniciais com relação à maior parte das amostras. De um modo geral, praticamente todas as amostras coletadas nas proximidades de zonas de cisalhamento dúctil/frentes de cavalgamento (sejam

elas observadas ou apenas inferidas) mostram valores de *strain* altos, compatíveis com o contexto geológico definido.

A maioria das amostras analisadas indica uma maior absorção da deformação pelos grãos (cerca de 61%, correspondendo a 22 das 36 seções consideradas) com valores de ***Rs*** variando, no plano XZ, entre 1,78 e 4,71 quando estimados pela técnica Rf/ϕ. Os dados obtidos também sugerem, novamente, que o controle da deformação, mais do estratigráfico é litológico, sendo essa maior nos litotipos mais micáceos.

Os valores da razão inicial (R_0), obtidos pela aplicação de Rf/ϕ, assim como aqueles determinados para a região central da Quadrícula Guinda, mostram-se relativamente altos em ambas as seções, quando comparados com os resultados apresentados por Paterson & Yu (1994) para os processos sedimentares/diagenéticos, variando entre 1,36 e 2,13 no plano XZ e entre 1,30 e 2,44 em YZ.

Já os valores da flutuação (Δ) determinados confirmam a impressão visual dos diagramas Rf/ϕ, sugerindo através dos ângulos baixos a moderados (observados para a ampla maioria das seções analisadas), uma alta deformação das amostras.

Além disso, pode-se visualizar através dos elipsóides de deformação plotados na Figura 9.3 (principalmente quando considerados os valores obtidos por Rf/ϕ), valores maiores de deformação próximos à zona de contato entre as formações São João da Chapada (“Nível C”) e Sopa-Brumadinho (Membro Caldeirões) e um aumento relativo para oeste deste contato, sugerindo uma maior deformação interna nos metassedimentos da Formação Sopa-Brumadinho, seja pela existência de litotipos mais micáceos ou mesmo pela presença, local e relativamente comum, de dobras de pequeno/médio porte por toda a unidade.

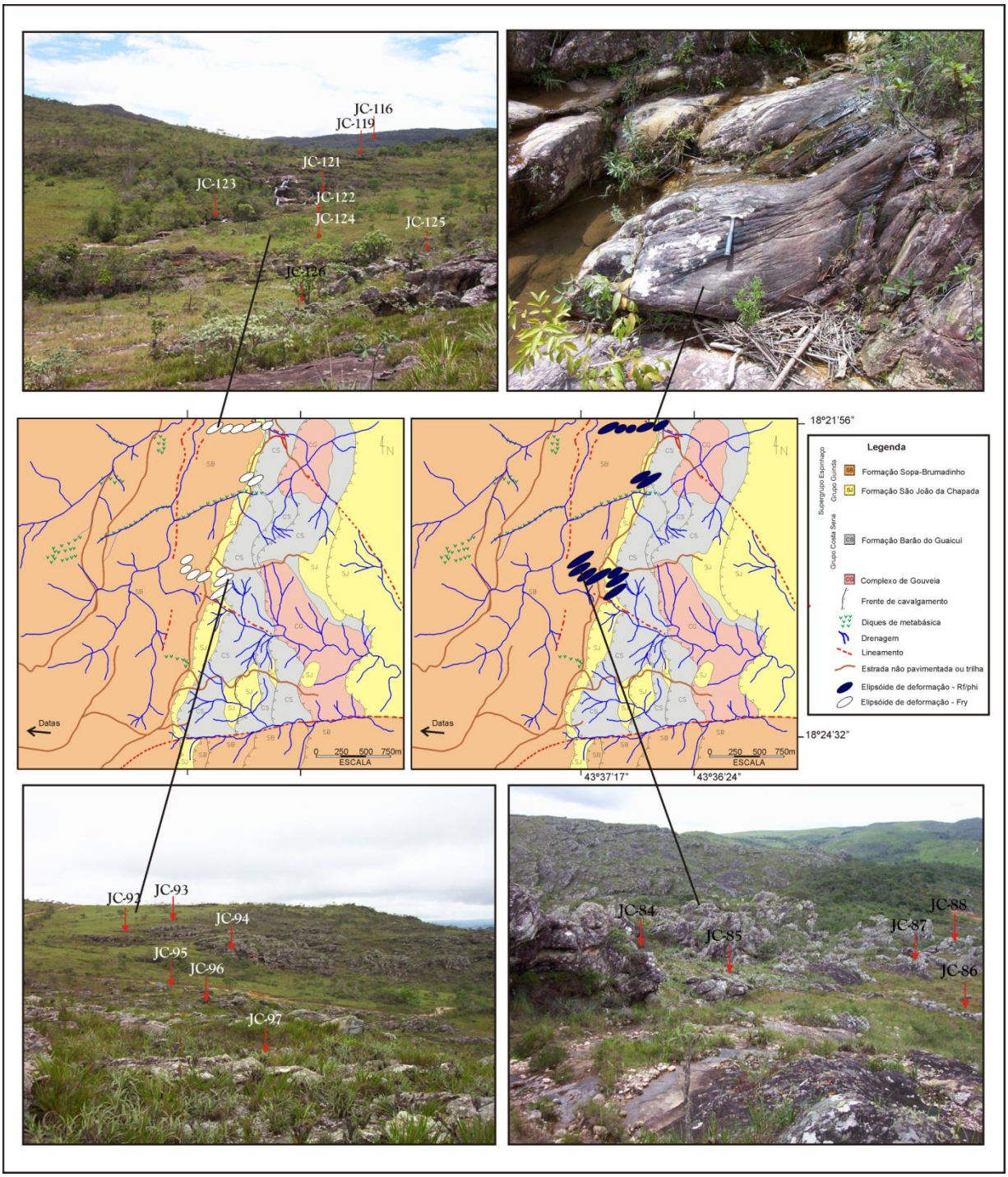


***Figura 9.3**: Distribuição dos elipsóides de deformação das amostras analisadas na região da Serra da Matriculada, elipsóides em branco correspondem aos resultados obtidos via aplicação da técnica Fry e em azul aos resultados fornecidos pelo método Rf/ϕ.*

O ângulo θ (ângulo entre o eixo maior da elipse de deformação e a direção da foliação), quando plotado em um diagrama de rosetas, mostra que 50% dos valores situam-se entre 60 e 70º (Figura 9.4).

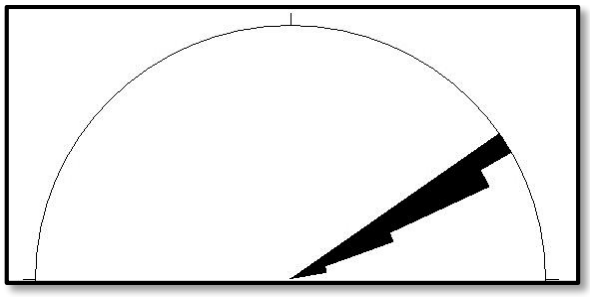


Figura 9.4*: Diagrama de rosetas das medidas do ângulo θ calculado para as amostras da região da Serra da Matriculada. A pétala mais larga (60-70º) corresponde a 50% das medidas.*

O Parâmetro de Flinn, considerando os dados obtidos através da aplicação dos métodos Rf/ϕ e Fry, indica que praticamente todas as amostras consideradas representam elipsóides oblatos (exceções correspondem aos afloramentos JC-85 e JC-166, que através das análises via método Rf/ϕ, apresentam posicionamento no campo do estiramento aparente, correspondendo, portanto, a elipsóides prolatos). Esse mesmo enquadramento é corroborado pela determinação do Parâmetro de Lode.

As estimativas das mudanças sofridas em cada eixo cinemático (considerando, novamente, os dados alcançados pelo método Rf/ϕ) mostram variações entre + 17% e + 82% no eixo X, entre – 04% e 40% no eixo Y, e entre – 53% e – 22% no eixo Z.

9.3 – A QUANTIFICAÇÃO DA DEFORMAÇÃO NA REGIÃO ABRANGIDA PELA FOLHA DIAMANTINA (1:100.000)

Uma análise da distribuição da deformação numa escala mais regional considera as amostras tratadas por Knauer (1999), submetidas às mesmas técnicas de quantificação empregadas nesta dissertação.

Foram consideradas as amostras 477, 479, 480 e 488 coletadas na região de Conselheiro Mata, as amostras 1394, 1401, 1402 e 1403 da região de Extração e as amostras P4, C4 e Lg612 da região da Serra da Matriculada (Figura 9.5). Os resultados (e alguns parâmetros destes derivados, tais como *Rs* e R_0) podem ser verificados na Tabela A4 (Anexo IV), já as fotografias das lâminas e gráficos, assim como uma descrição detalhada das primeiras, encontram-se em Knauer (1999).

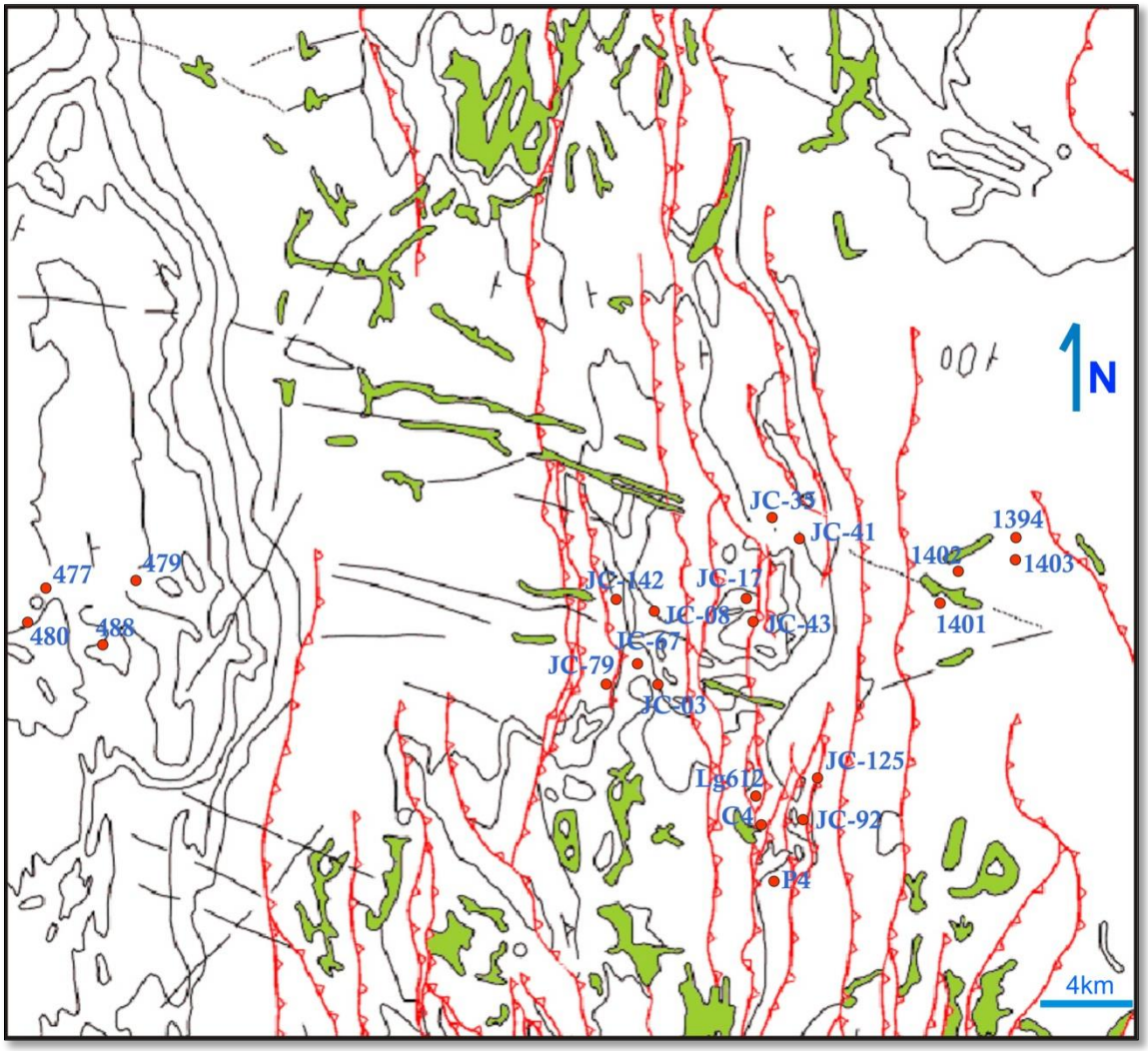


***Figura 9.5**: Mapa simplificado da metade sul da Folha Diamantina com a localização das amostras submetidas à análise da deformação por Knauer (1999) e parte das amostras tratadas nesta dissertação (JC-amostra).*

A análise conjunta dessas amostras através de elipsóides (Figura 9.6-A) permite observar um aumento relativo da deformação, obtida pelo cálculo da média harmônica (dados de Rf/ϕ), para sul-sudeste (maiores valores de *strain* atingidos na região da Serra da Matriculada). Contudo, quando considerados os resultados provenientes da aplicação da técnica Fry tradicional (Figura 9.6-B), não é possível estabelecer qualquer padrão quanto ao crescimento das razões de deformação, com valores igualmente elevados sendo alcançados em amostras coletadas nas regiões de Conselheiro Mata, Serra da Matriculada e na porção central da Quadrícula Guinda.

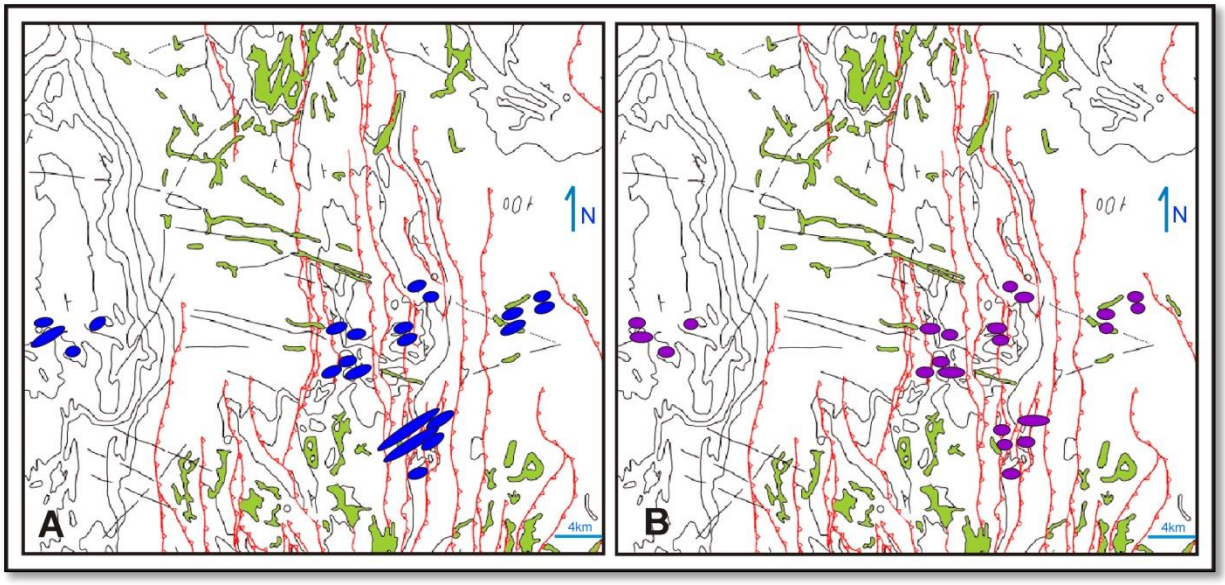


***Figura 9.6**: Mapa simplificado da metade sul da Folha Diamantina com elipsóides de deformação obtidos em (A) através do cálculo da média harmônica dos grãos e em (B) via método Fry tradicional.*

Quando considerados os valores fornecidos pelo cálculo de ***Rs***, Figura 9.7-A, nota-se um comportamento dos elipsóides de deformação muito similar àquela obtida pelo cálculo da média harmônica (Figura 9.6–A), sugerindo um crescimento da deformação para sul-sudeste. Já a distribuição dos valores da razão de deformação inicial dos grãos, Figura 9.7-B, mostra-se homogênea, com resultados semelhantes independente da região considerada.

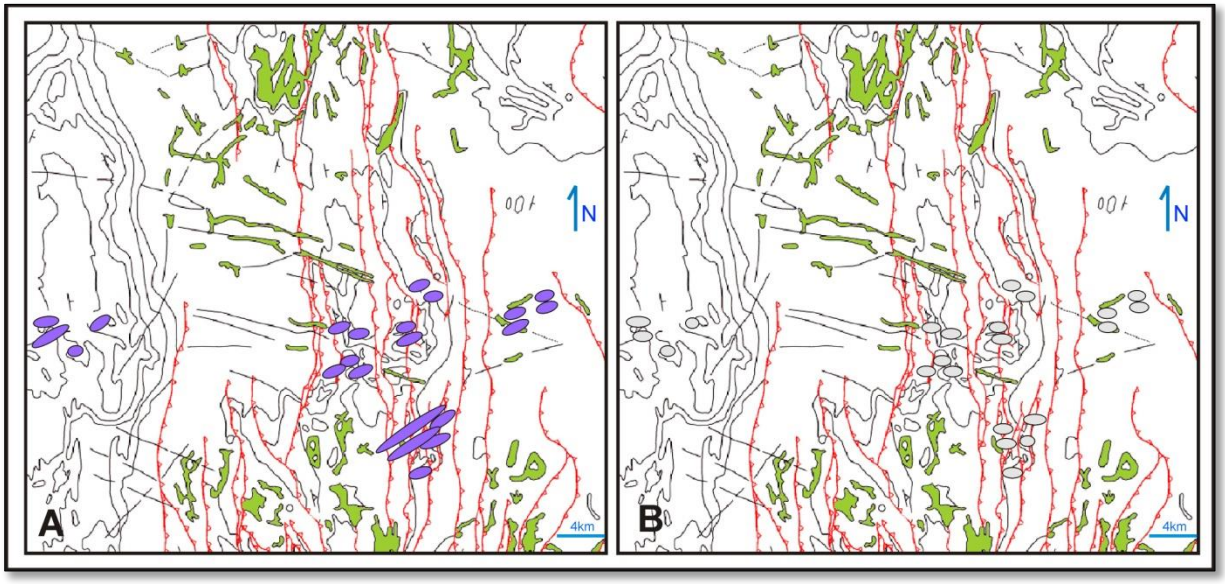


***Figura 9.7**: Mapa simplificado da metade sul da Folha Diamantina com elipsóides de deformação obtidos em (A) através do cálculo de **Rs** e em (B) representando a razão de deformação inicial (R_0).*

9.4 – A Relação: Formação Bandeirinha *versus* Metassedimentos do Supergrupo Espinhaço

O posicionamento estratigráfico da Formação Bandeirinha constitui uma das questões mais controversas envolvendo as seqüências metassedimentares da Serra do Espinhaço Meridional.

A quantificação da deformação em 12 seixos pertencentes a essa unidade, encontrados em níveis de metabrecha associados ao "Nível A" da Formação São João da Chapada, mostra que ainda que as razões de deformação encontradas para estes seixos sejam freqüentemente mais elevadas do que os exemplares associados aos níveis "A" e "C" da Formação São João da Chapada, como, por exemplo, amostras JC-45, JC-47 e JC-49, coletadas na mesma região e apesar dos valores elevados da razão inicial dos seixos (superior àquela determinada por Paterson & Yu, 1994), a orientação dos eixos principais de deformação dos seixos quando plotados em um diagrama de rosetas mostram que 33% dos valores situam-se entre 310 e 320º.

Os resultados obtidos com esta análise quantitativa levam a concluir que os seixos da Formação Bandeirinha foram deformados em conjunto com a matriz que os envolvia (sedimentos da Formação São João da Chapada), caracterizando a atuação apenas da última (caso seja considerado mais de um evento deformacional atuante na região) deformação tectônica.

9.5 – A Anisotropia da Susceptibilidade Magnética *versus* Métodos tradicionais de Quantificação da Deformação: Resultados obtidos em Metassedimentos do Membro Caldeirões, Formação Sopa-Brumadinho

A análise da anisotropia da susceptibilidade magnética realizada em quatro amostras de um afloramento constituído por nível de metabrecha ferruginosa, com forte desenvolvimento de foliação plano axial, em quartzito também ferruginoso, ambos pertencentes ao Membro Caldeirões (Formação Sopa-Brumadinho), localizado nas proximidades da Serra da Miúda (porção central da Quadrícula Guinda), permitiu a comparação dos resultados obtidos entre essa técnica (com aplicação crescente na geologia) e aqueles fornecidos pelos métodos tradicionais de quantificação da deformação.

Dentre as amostras de quartzito e metabrecha analisadas (constituídas apenas por quartzo e hematita), a média da susceptibilidade é de 148,70 (SI) para o quartzito e variando de 25,02 a 138,86 (SI) para o nível de metabrecha. Para todas as amostras o fator forma é indicativo de elipsóides oblatos ($0<T\leq1$), com valores de 0,7642 para a amostra de quartzito e variando entre 0,3151 e 0,6390 para a metabrecha de matriz ferruginosa. O grau de anisotropia (magnitude da anisotropia corrigida) obtido corresponde a 2,0673 no quartzito e entre 1,1849 e 1,5551 nas amostras de metabrecha.

A partir das medidas dos eixos principais de susceptibilidade magnética (K1, K2 e K3), determinados para todas as amostras, foram elaborados diagramas de lineação, os quais definem uma foliação magnética com atitude N79E/36NW no nível de metabrecha e N16E/41SE no quartzito.

Quando são comparados esses eixos principais de susceptibilidade magnética com as medidas estruturais coletadas no afloramento, nota-se uma correspondência na amostra de quartzito entre o ponto polar da foliação magnética e os pontos polares dos planos axiais, e de uma maneira mais aproximada, o eixo intermediário da susceptibilidade encontra correspondência nas medidas de lineação de crenulação.

Por outro lado, o plano de foliação magnética na metabrecha não possui equivalente entre as medidas estruturais realizadas no afloramento, representando, possivelmente, o desenvolvimento de uma segunda foliação, caracterizada regionalmente por uma orientação próxima a E-W e com mergulho sub-vertical.

As análises tradicionais de quantificação da deformação, tanto na escala das seções delgadas confeccionadas quanto na escala de afloramento, indicam, em praticamente todas as amostras, uma maior absorção da deformação pela matriz, com valores variando de 1,73 a 1,90 quando considerado o cálculo da média harmônica dos grãos (com dados de Rf/ϕ) e entre 1,76 e 2,11 através da técnica Fry tradicional. Considerando estas mesmas análises o Parâmetro de Flinn (k) mostra que todas as determinações, possuem $k<1,0$, indicando deformação no campo aparente do achatamento e corroborando os resultados obtidos com a anisotropia da susceptibilidade magnética.

Quando equiparados os valores da razão de deformação fornecidos pela anisotropia da susceptibilidade magnética (K1/K3) e aqueles obtidos pelas técnicas de quantificação, nota-se que os resultados obtidos são igualmente baixos, contudo as razões um pouco mais altas alcançadas no quartzito via MH e Fry tradicional, por exemplo, são também mais altas através da anisotropia magnética.

9.6 – CONSIDERAÇÕES FINAIS

Os dados de deformação em amostras de quartzitos representantes das formações Bandeirinha, São João da Chapada e Sopa-Brumadinho, Serra do Espinhaço Meridional, apresentados nesta dissertação são necessariamente *background* da resposta à aplicação de esforços compressionais nessa região, e há vários fatores que contribuem para que isso ocorra. Os grãos utilizados como marcadores da deformação, necessários em todas as técnicas de quantificação empregadas, não são originalmente esféricos, como assumido por princípio em grande parte das técnicas, com muitos possuindo formas bastante irregulares. Um segundo problema está relacionado com a dificuldade, quase que constantemente encontrada, em

distinguir marcadores de deformação adjacentes levando a interpretação de um marcador como dois e vice-versa.

Além disso, a superposição de eventos deformacionais, sejam eles sedimentares e/ou tectônicos, podem mascarar ou exagerar os resultados na quantificação de uma deformação efetivamente tectônica. Fato este agravado quando são consideradas seqüências metassedimentares de idade Proterozóica, como o Supergrupo Espinhaço, e intensificado em metassedimentos de posicionamento estratigráfico controverso, tal como a Formação Bandeirinha.

10 – Referências Bibliográficas

ALKMIM, F.F. (1995) – O Anticlinório de Gouveia: exemplo de uma culminação antiformal nucleada pelo embasamento. 8° Simp. Geol. M. Gerais, Anais, pp. 1-2, Diamantina.

ALKMIM, F.F. (2004) – O que faz de um cráton um cráton? O Cráton do São Francisco e as revelações Almeidianas ao delimitá-lo. *In*: Mantesso-Neto, V.; Bartorelli, A.; Carneiro, C.R. & Brito-Neves, B.B. (eds.) *Geologia do Continente Sul-Americano: Evolução da obra de Fernando Flávio Marques de Almeida*. Editora Beca, São Paulo, pp. 17-35.

ALKMIM, F.F.; PEDROSA-SOARES, A.C.; NOCE, C.M. & CRUZ, S.C.P. (2007) – Sobre a evolução tectônica do Orógeno Araçuaí-Congo Ocidental. Geonomos, 15 (1): 25-43.

ALMEIDA, F.F.M. (1976) - Estruturas do Pré-Cambriano Inferior brasileiro. XXIX Cong. Bras. Geol., Bol. Resumos, pp. 201-202, Ouro Preto.

ALMEIDA, F.F.M. (1977) – O Cráton do São Francisco. Revista Brasileira de Geociências, 7: 349-364.

ALMEIDA, F.F.M. (1981) - O Cráton do Paramirim e suas relações com o do São Francisco. *In*: Simp. Cráton do São Francisco e suas Faixas Marginais, Anais, pp. 1-10, Salvador.

ALMEIDA, F.F.M. & HASUI, Y. (1984) - O Pré-Cambriano no Brasil. Ed. Edgar Blucher, 378 pp., São Paulo.

ALMEIDA-ABREU, P.A. (1981) - Geologia da Quadrícula de São João da Chapada. Dep. Nac. Prod. Mineral/Comp. Pesq. Rec. Minerais/Centro de Geologia Eschwege, Rel. Interno, Diamantina, 82 pp.

ALMEIDA-ABREU, P.A. (1989) - Geologia das quadrículas Onça e Cuiabá (Gouveia-MG), região mediana-central da Serra do Espinhaço Meridional. UFRJ, Tese mestrado, 90 pp., Rio de Janeiro.

ALMEIDA-ABREU, P.A. (1993) - A evolução geodinâmica da Serra do Espinhaço Meridional, Minas Gerais, Brasil. Tese Dout., Univ. Freiburg, 150 pp.

ALMEIDA-ABREU, P.A. (1995) - O Supergrupo Espinhaço da Serra do Espinhaço Meridional (Minas Gerais): o rifte, a bacia e o orógeno. Geonomos 3 (1): 1-18

ALMEIDA-ABREU, P.A. (1996) - O caminho das pedras. Geonomos, 4 (1): 77-93, Belo Horizonte.

ALMEIDA-ABREU, P.A. & MUNHOZ, D.T.V. (1983) - A reconstituição paleogeográfica e o estudo dos minerais pesados como indicativos de áreas fontes primárias dos diamantes da Serra do Espinhaço, Minas Gerais. II Simp. Geol. Minas Gerais, Anais, pp. 219-234, Belo Horizonte.

ALMEIDA-ABREU,P.A. & KNAUER,L.G. (1985) - Estratigrafia e sistemas deposicionais do Supergrupo Espinhaço. V Enc. Pesq. IGC/UFMG, Anais, pp. 15-16, Belo Horizonte.

ALMEIDA-ABREU, P.A. & PFLUG, R. (1994) - The geodynamic evolution of the southern Serra do Espinhaço, Minas Gerais, Brazil. Zbl.Geol. Paläont., Teil I, 1994(1/2): 21-44.

ALMEIDA-ABREU, P.A. & RENGER, F.E. (1999a) –Discussão: O Supergrupo Espinhaço em Minas Gerais: registro de uma bacia rift-sag do Paleo/Mesoproterozóico. Rev. Bras. Geoc., 29(4): 663-668.

ALMEIDA-ABREU, P.A. & RENGER, F.E. (1999b) – Discussão: Sobre a polêmica da origem do diamante na Serra do Espinhaço (Minas Gerais): um enfoque mineralógico. Rev. Bras. Geoc., 29(4): 669-672.

ALMEIDA-ABREU, P.A. & RENGER, F.E. (2002) – Serra do Espinhaço Meridional: um orógeno de colisão do Mesoproterozóico. Rev. Bras. Geoc., 32(1): 1-14.

ALMEIDA-ABREU, P.A.; PFLUG, R. & SCHORSCHER, H.D. (1992) – Cover/basement relationships in the southern Serra do Espinhaço, Minas Gerais, Brazil. Zbl. Geol. Paläont., 6: 1749-1760.

ALMEIDA-ABREU, P.A.; FERNANDES, P.C.O.; KNAUER, L.G.; HARTMANN, M.B.; DONATO, M.T.R. & SCHORSCHER, H.D. (1986a) - Elementos da zona de cisalhamento dúctil da borda oriental da Serra do Espinhaço, Minas Gerais. XXXIV Cong. Bras. Geol., Anais 2: 1219-1236, Goiânia.

ALMEIDA-ABREU, P.A.; SALES, J.C.S. & KNAUER, L.G. (1986b) - Estudos de fácies sedimentares e sistemas deposicionais na Lavra dos Caldeirões e adjacências, Distrito de Sopa (Diamantina-MG). XXXIV Cong. Bras. Geol., Anais 1: 368-376, Goiânia.

ALMEIDA-ABREU, P.A.; QUEIROZ, W.P. & RENGER, F.E. (2001a) – Arcabouço tectônico da Serra do Espinhaço Meridional no final do Mesoproterozóico com base no registro de depósitos glaciogênicos do Grupo Macaúbas. VIII Simp. Nac. Est. Tectônicos, Anais, 28/5, 1/6.

ALMEIDA-ABREU, P.A.; QUEIROZ, W.P. ROSIERE, C.A. & RENGER, F.E. (2001b) – A bacia *foredeep* do Orógeno Espinhaço da Serra do Espinhaço Meridional em Minas Gerais. VIII Simp. Nac. Est. Tectônicos, Anais, 28/5, 1/6.

ALMEIDA-ABREU, P.A.; FOGAÇA, A.C.C.; KNAUER, L.G.; HARTMANN, M.B. & PFLUG, R. (1987) - Revisão da estratigrafia e sedimentologia da Formação Sopa-Brumadinho na Serra do Espinhaço Meridional, Minas Gerais. Simp. Sist. Depos. Pré-Camb., Anais, pp. 69-84, Ouro Preto.

ALMEIDA-ABREU, P.A.; QUINTÃO, N.H.; ROLIM, V.K.; ABREU, F.R. & MAGALHÃES, P.M. (1988) - Tectônica de *nappes* na região de Ouro Fino, Conceição do Mato Dentro, Minas Gerais. Rev. Bras. Geoc. 18: 141-148, São Paulo.

ALMEIDA-ABREU, P.A.; RENGER, F.E.; LINDENBERG, S.F.; LANNA-SILVA, M. de F. & GÓES, H. (1997) - A Bacia Macaúbas no nordeste da Serra do Espinhaço Meridional, Minas Gerais. 9° Simp. Geol. MG, bol. 14 SBG/MG, Anais..., Ouro Preto. 12-13.

ALVARENGA, C.J.S. (1982) - Comportamento estratigráfico da Formação Sopa-Brumadinho no distrito diamantífero de Extração (Diamantina, MG). XXXII Cong. Bras. Geol., Anais 1: 168-176, Salvador.

ALVES, B.P. (1966) - Região do Serro: bauxita, níquel e cromo. DNPM/DFPM, Bol. 123: 80-82, Rio de Janeiro.

ALVES, B.P. (1967) - Cromo: regiões do Serro e Conceição do Mato Dentro. DNPM/DFPM, Bol. 131: 84-86, Rio de Janeiro.

AMARAL, G. & KAWASHITA, K. (1967) - Determinação da idade do Grupo Bambuí pelo método Rb/Sr. XXI Cong. Bras. Geol., Anais, pp. 214-217, Curitiba.

ANGELI, N. & CARVALHO, S.G. (1996) - Composição química de cromitas em corpos metamáficos/ultramáficos da borda leste do Espinhaço Meridional, Minas Gerais. Geonomos, IV(1): 11-20, B. Horizonte.

ASSIS, L.C. (1981) - Mapeamento geológico da Quadrícula de Mato Grosso, Minas Gerais. DNPM/CPRM/CGE, Rel. Int., 54 pp., Diamantina.

ASSIS, L.C. (1982) - Estratigrafia, tectônica e potencialidade mineral das unidades pré-cambrianas da região do Serro, Minas Gerais (Quadricula de Mato Grosso). UnB, Tese mestrado, 149 pp., Brasília.

BABINSKI, M. & KAUFMAN, A.J. (2003) – First direct dating of a neoproterozoic post-glacial cap carbonate. *In*: IV South American Symposium on Isotope Geology, vol. I, 321-323. Salvador, BA.

BARBOSA, O. (1951) - Contribuição a origem do diamante em Diamantina, Minas Gerais. DNPM/DGM, Bol. 136: 1-36, Rio de Janeiro.

BARBOSA, O. (1954) - Evolution du geosynclinal Espinhaço. XIX Int. Geol. Cong., Sect. XIII, fasc. 14: 17-36, Alger.

BARBOSA, O. (1962) - The Boa Vista diamond mine, Diamantina, Minas Gerais, Brazil. DNPM, Rel. Int. 1386, 12 pp., Rio de Janeiro.

BASTOS NETO, A.C. (1981) - Mapeamento geológico da Quadrícula Dom Joaquim. DNPM/CPRM/CGE, Rel. Int., 33 pp., Diamantina.

BASTOS NETO, A.C. (1982) - Geologia das quadriculas Dom Joaquim e parte sul de Ribeirão da Barra. UFRJ, Tese mestrado, 112 pp., Rio de Janeiro.

BENITEZ, L. (2004) – Caracterização geológica e químico-mineralógica dos depósitos coluvionares diamantíferos da região de Diamantina, Serra do Espinhaço - Minas Gerais. Dissertação de Mestrado, UFMG, 108p.

BIONDI, J.C. (1979) - Correção quantitativa dos efeitos do metassomatismo em rochas vulcânicas básicas. Exemplos dos metabasitos do Espinhaço Meridional (MG). Rev. Bras. Geoc. 9(2): 89-115, S.Paulo.

BIONDI, J.C.; SCHRANK, A. & PINHEIRO, J.C.F. (1978) - Basitos e ultrabasitos do Espinhaço Meridional e região sul de Minas Gerais. XXX Cong. Bras. Geol., Anais 3: 1213-1225, Recife.

BORBA, C.; CAMPOS, S. & DOSSIN, I.A. (1987) - Geologia da região de Santo Antonio do Rio Abaixo, Minas Gerais. IV Simp. Geol. Minas Gerais, Anais, pp. 120-134, B. Horizonte.

BORRADAILE, G. (1987) – Anisotropy of magnetic susceptibility: rock composition versus strain. Tectonophysics, 138: 327-329.

BORRADAILE, G. (1988) – Magnetic susceptibility, petrofabric and strain: a review. Tectonophysics, 156: 1-20.

BORRADAILE, G.J. & POULSEN, K.H. (1981) – Tectonic deformation of pillow lava. Tectonophysics, 79: T17-T27.

BORRADAILE, G.; KEELER, W.; ALFORD, C. & SARVAS, P. (1987) – Anisotropy of magnetic susceptibility of some metamorphic minerals. Physics of the Earth and Planetary Interiors, 48: 161-166.

BRANCO, J.J.R. & COSTA, M.T. (1961) - Roteiro para a excursão Belo Horizonte-Brasília. UFMG/IPR, Publ. 15, 127 pp., B. Horizonte.

BRANDON, M.T. (1995) – Analysis of geologic strain data in strain-magnitude space. J. Struc. Geol. 17(10): 1375-1385.

BRAUN, O.P.G. (1968a) - Contribuição a estratigrafia do Grupo Bambuí. XXII Cong. Bras. Geol., Anais, pp. 155-166, B. Horizonte.

BRAUN, O.P.G. (1968b) - Estratigrafia do Grupo Bambuí. DNPM/PROSPEC, rel. int., 23 pp., Rio de Janeiro.

BRAUN, O.P.G. & BAPTISTA, M.B. (1979) - Alguns comentários sobre a Formação Macaúbas e a evolução tectônica do Espinhaço. I Simp. Geol. Minas Gerais, Anais, pp 31-42, Diamantina

BRICHTA, A. (1981) - Zur sedimentologie und genese der diamantfuhrenden konglomerat von Diamantina, Minas Gerais. Un. Freiburg, Tese doutor., 48 pp., Freiburg.

BRITO-NEVES, B.B.; KAWASHITA, K.; CORDANI, U.G. & DELHAL, J. (1979) - A evolução geocronológica da Cordilheira do Espinhaço: dados novos e interpretações. Rev. Bras. Geoc. 9(1): 71-85, S. Paulo.

BURNS, K.L. & SPRY, A.H. (1969) – Analysis of the shape of deformed pebbles. Tectonophysics, 7: 177-196.

CAMPANHA, G.A.C. & SADOWSKI, G.R. (2002) – Determinações da deformação finita em rochas metassedimentares da Faixa Ribeira na região de Iporanga e Apiaí, SP. Rev. Brás. Geoc. 32(1):107-118, S. Paulo.

CARVALHO, A.S. (1981) - Geologia da Quadrícula de Pedro Pereira. DNPM/CPRM/CGE, Rel. Int., 48 pp., Diamantina.

CARVALHO, A.S. (1982) - Geologia e gênese das mineralizações de quartzo no Espinhaço Meridional-MG. UnB, Tese Mest., 104 pp., Brasília.

CASSEDANE, J.P. (1965) - Decouvert de algue dans le calcaire de Bambuí. Ac. Bras. Cienc., Anais 37(1): 79-81, Rio de Janeiro.

CASSEDANE, J.P. (1966) - Niveau a galets mons dans le calcaire de Bambuí: importance paleogeographique. Ac. Bras. Cienc., Anais 38(2): 281-288, Rio de Janeiro.

CASSEDANE, J.P. & CASSEDANE, J.O. (1974a) - Aluviões platiníferos do Serro, Minas Gerais. XXVIII Cong. Bras. Geol., Anais 6: 37-47, Porto Alegre.

CASSEDANE, J.P. & CASSEDANE, J.O. (1974b) - Les anatases de Diamantina: mineralogie et importance paleogeographique. Ac. Br. Cienc., Anais 46: 83-97.

CHAPADEIRO, E.; SOARES, E.L.; MAGALHÃES, J.M.; PEREIRA, M.A.B.; ROQUE, N.C. & PEREIRA, S.L.M. (1987) - Geologia da região de Morro do Pilar-MG. IV Simp. Geol. Minas Gerais, Anais, pp. 88-103, B.Horizonte.

CHAVES, M.L.S.C. (1987) - Novas contribuições a geologia da região de Diamantina, Minas Gerais. IV Simp. Geol. Minas Gerais, Anais, pp. 72-87, B. Horizonte.

CHAVES, M.L.S.C. & UHLEIN, A. (1985) - Dados preliminares sobre geologia e mineralizações do distrito aurífero de Diamantina, MG. III Simp. Geol. Minas Gerais, Anais, pp. 246-275, B. Horizonte.

CHAVES, M.L.S.C. & BOTTINO, E.C.C. (2000) – Evolução geológica multifásica dos depósitos diamantíferos da região de Jequitaí (Minas Gerais). São Paulo, UNESP, Geociências, 19(2): 197-208.

CHAVES, M.L.S.C. & KARFUNKEL, J. (2001) – Tipologia dos depósitos diamantíferos da Serra do Espinhaço e adjacências em Minas Gerais: uma síntese dos conhecimentos. Rev. Bras. Geociências, 31(4): 479-488.

CHAVES, M.L.S.C.; KARFUNKEL, J. & SVISERO, D.P. (1998a) – Lower Cretaceous conglomerates in the southern São Francisco Basin, Minas Gerais: a model for the

redistribution of ancient diamonds to Cenozoic colluvial-alluvial deposits. An. Acad. Bras. Ciên., 70(3): 477-490.

CHAVES, M.L.S.C.; KARFUNKEL, J. & SVISERO, D.P. (1998b) – Sobre a polêmica da origem do diamante na Serra do Espinhaço (Minas Gerais): um enfoque mineralógico. Rev. Bras. Geoc., 28(3):285-294

CHAVES, M.L.S.C.; KARFUNKEL, J. & SVISERO, D.P. (1999) – Réplica da discussão sobre a polêmica da origem do diamante na Serra do Espinhaço (Minas Gerais): um enfoque mineralógico. Rev. Bras. Geoc., 29(4): 673-674.

CHAVES, M.L.S.C.; KARFUNKEL, J. & TUPINAMBÁ, M. (2003) – Estruturação em rosário dos depósitos de quartzo hidrotermal do Morro do Juá (Gouveia, MG). Rev. Esc. Minas, 56(1): 15-20, Ouro Preto.

CHAVES, M.L.S.C., DOSSIN, I.A., UHLEIN, A. & ALVARENGA, C.J.S. (1985) - Relatório geológico da Quadrícula de Sopa. Dep. Nac. Prod. Mineral/Comp. Pesq. Rec. Minerais/Centro de Geologia Escwege, Rel. Interno, Diamantina, 62 pp.

CHAVES, M.L.S.C.; KARFUNKEL, J.; HOPPE, A. & HOOVER, D.B. (2001) – Diamonds from the Espinhaço Range (Minas Gerais, Brazil) and their redistribution through the geologic record. J. South Ame. Earth Sciences, 14: 277-289.

CHAVES, M.L.S.C.; KARFUNKEL, J.; BANKO, A.; STASIULEVICIUS, R. & SVISERO, D.P. (1996) – Diamantes de capa verde: freqüência, distribuição e possível origem nos depósitos diamantíferos de Minas Gerais. Bol. IG-USP, Sér. Cient., 27: 51-60.

CHEW, D.M. (2003) – An Excel spreadsheet for finite strain analysis using the Rf/ϕ technique. Computers & Geosciences 29: 795-799.

CHOUDHURY, K.R. & MULCHRONE, K. (2006) – A comparative error analysis of manual versus automated methods of data acquisition for algebraic strain estimation. Tectonophysics, 421: 209-230.

CHULA, A.M.D.; KNAUER, L.G. & ALMEIDA-ABREU, P.A. (1995) – Considerações sobre a geologia da região de Desambargador Otoni – Planalto de Minas, Diamantina, MG. VIII Simp. Geol. M.G., Atas, pp. 14-17, Diamantina.

CLOUD, P. & DARDENNE, M.A. (1973) - Proterozoic age of the Bambui Group in Brazil. Geol. Soc. Am. Bull. 84: 1673-1676.

COBRA, R.Q. (1969) - Laminação de fluxo e cisalhamento na Serra do Espinhaço, Minas Gerais. SUDENE, Bol. Esp. 11: 1-38, Recife.

CORRENS,C.W. (1930) - Uber diamanten mit Quarzeinlagerungen. Zeits. Kristal. 80(1/2) : 37-44.

COSTA, M.T. (1962) - Gênese e ocorrência da bauxita do Serro e regiões vizinhas, MG. SICEG, Publ. 2, Ouro Preto.

CRUZ, S.C.P; ALKMIM, F.F. & LAGOEIRO, L.E. (2005) – Zona de cisalhamento do núcleo do Anticlinório de Gouveia, Cordilheira do Espinhaço, MG: geometria, cinemática e processos deformacionais. Rev. Bras. Geoc. 35(4): 441-452.

CVRD (1976) - Pesquisa da jazida de minério de ferro da Fazenda Céu Aberto, Serro, Minas Gerais. Rel. Int., 2 volumes, B. Horizonte.

CVRD (1978) - Pesquisa de minério de ferro na região de Morro do Pilar (MG). Rel. Int., 85 pp., B. Horizonte.

D'AGRELHA-FILHO, M.S.; PACCA, I.G.; TEIXEIRA, W.; ONSTOTT, T. & RENNE, P.R. (1990) – Paleomagnetic evidence for the evolution of Meso- to Neo-Proterozoic rocks in central-eastern Brazil. Paleogeogr. Paleoclim. Paleoecol., 80. 255-265.

DARDENNE, M.A. & WALDE, D.G. (1979) - Estratigrafia dos grupos Bambuí e Macaúbas no Brasil Central. I Simp. Geol. Minas Gerais, Anais, pp. 43-53, Diamantina.

DAYAN, H. (1986) – Least squares methods for strain determination using elongated markers. An. Acad. Bras. Ciênc., 58 (4): 569-577.

DE PAOR, D.G. (1986) – Orthographic analysis of geological structures II – Practical applications. J. Struct. Geol., 8: 87-100.

DERBY, O.A. (1906) - The Serra do Espinhaço, Brazil. J. Geol. 14: 372-401, Chicago.

DOCEGEO (1974) -Estudos sobre os depositos de cromita deAlvorada de Minas e Dom Joaquim. Rel. Int., 23pp., Belo Horizonte.

DORR II, J.V.N. (1969) - Physiographic, stratigraphic and structural developmentof the Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais, Brazil. USGS, Prof. Pap. 641-A, 106 pp., Washington.

DOSSIN, I.A. (1983) - Geologia, gênese e controle dosdepositos de manganês associados ao Grupo Macaubas na borda ocidental da Serra do Cipo, Minas Gerais. UnB, Dissertação de Mestrado, 127 pp., Brasilia.

DOSSIN, T.M. (1985) – Geologia e geoquímica das formações ferríferas da Serra da Serpentina, Conceição do Mato Dentro, Minas Gerais. UnB, Dissertação de Mestrado, 140pp., Brasília.

DOSSIN, I.A.; UHLEIN,A. & DOSSIN,T.M. (1984) - Geologia da Faixa Móvel Espinhaço em sua porção meridional, MG. XXXIII Cong. Bras. Geol., Anais 7: 3118-3134, Rio de Janeiro.

DOSSIN, I.A.; CHAVES, M.L.S.C.; UHLEIN, A. & ALVARENGA, C.J.S. (1985) - Geologia e depósitos diamantíferos da região de Sopa, Diamantina, Minas Gerais. III Simp. Geol. Minas Gerais, Anais, pp. 276-290, Belo Horizonte.

DOSSIN, I.A.; GARCIA, A.J.V.; UHLEIN, A. & DOSSIN, T.M. (1987) - Fácies eólico na Formação Galho do Miguel, Supergrupo Espinhaço (MG). Simp. Sist. Dep. Pré-Cambriano, Anais, pp. 85-96, Ouro Preto.

DOSSIN, I.A.; DOSSIN, T.M. & CHAVES, M.L.S.C. (1990) - Compartimentação estratigráfica do Supergrupo Espinhaço em Minas Gerais - Os grupos Diamantina e Conselheiro Mata. Rev. Bras. Geocienc., 20 (1-4), 178-186.

DRAPER, D. (1920) – The high level diamond-bearing breccias of Diamantina, Brazil. Geol. Soc. S.Afr., Trans. 23: 43-51, Johannesburg.

DUNNE, W.M., ONASCH, C.M. & WILLIAMS, R.T. (1990) – The problem of strain-marker centers and the Fry method. J. Struct. Geol. 7: 933-938.

DUNNET, D. (1969) – A technique of finite strain analysis using elliptical particles. Tectonoph. 7: 117-136.

DUPONT, H. (1995) - O Grupo Conselheiro Mata no seu quadro paleogeográfico e estratigráfico. *In*: Simp. Geol. de Minas Gerais, 8, Belo Horizonte, *Anais*, **1**: 09-10.

DUSSIN, I.A. (1994) – Evolution structurale de la region de l'Espinhaço Meridional, bordure sud-est du Craton São Francisco, Brésil. Tese Dout., Univ. Orléans, 200p.

DUSSIN, I.A. & DUSSIN, T.M. (1995) – Supergrupo Espinhaço: Modelo de evolução geodinâmica. Geonomos 3 (1): 19-26, Belo Horizonte.

DUSSIN, T.M. (1994) - Associations plutono-volcaniques de l'Espinhaço méridional (SE-Brésil): un exemple d'évolution de la croûte protérozoïque. Lab. Geologie Structurale, Univ. Orléans, Orléans, Tese de Doutoramento, 177 p.

DUSSIN, T.M. (2000) – A tectônica extensional paleoproterozóica na borda sudeste do Craton São Francisco (SE, Brasil): geoquímica e petrologia das metaígneas. Geonomos 8(1): 63-68.

DUSSIN, T.M.; DUSSIN, I.A.; ROSSI, P. & CHARVET, J. (1995) - Idade do Supergrupo Espinhaço: determinação 207Pb/206Pb pelo método de evaporação do Pb sôbre monozircões de metavulcanitos sinsedimentares. *In*: Simp. Geol. de Minas Gerais, 8, Belo Horizonte, *Anais*, **1**:11-13.

EBERLE, W. & RIEPER, M.C. (1968) - Folha Diamantina - escala 1:100.000. DNPM/GEOEXPLORAÇÕES, Rel. Int., 60 pp., Rio de Janeiro.

ELLWOOD, B.B.; HROUDA, F. & WAGNER, J.J. (1988) – Symposia on magnetic fabrics: introductory comments. Phys. Earth Planet. Ints., 51: 249-252.

ERSLEV, E. (1988) – Normalized center-to-center strain analysis of packed aggregates. J. Struct. Geol. 10: 201-209.

ERSLEV, E. & GE, H. (1990) – Least-squares center-to-center and mean object ellipse fabric analysis. J. Struct. Geol. 12: 1049-1059.

FARIA, C.F. & MENICUCCI, R.A. (2005) – Mapeamento geológico da região a oeste da Serra da Miúda, Serra do Espinhaço (MG). Trabalho Geológico de Graduação, IGC/UFMG, 61pp, Inédito.

FIORI, A.P. (1997) – Introdução à análise da deformação. Ed. UFPr, 249 pp., Curitiba.

FLEISCHER, R. (1995) – Prospecção e economia do diamante da Serra do Espinhaço. Geonomos, 3 (1): 27-30, B. Horizonte.

FLETCHER, J.M. & BARTLEY, J.M. (1994) – Constrictional strain in a non-coaxial shear zone: implications for fold and rock fabric development, central Mojave metamorphic core complex, California. J. Struct. Geol., 16: 555-570.

FOGAÇA, A.C.C. (1982) - Geologia e mineralizações auríferas da região de Costa Sena (Minas Gerais). UnB, Rel. Int., 28 pp., Brasília.

FOGAÇA, A.C.C. (1985) - Serra do Espinhaço Meridional: geologia dos terrenos arqueanos e proterozoicos. III Simp. Geol. Minas Gerais, Anais, pp. 377-383, Belo Horizonte.

FOGAÇA, A.C.C. (1995) - Geologia da Folha Diamantina. Projeto Espinhaço, Convenio COMIG-UFMG, 98 pp., Belo Horizonte.

FOGAÇA, A.C.C. & ALMEIDA ABREU, P.A. (1982) - Depósitos de planícies de marés na Formação Sopa-Brumadinho Proterozoico Inferior), Cordilheira do Espinhaço, Minas Gerais, Brasil. V Cong. Latinoamer. Geol., Actas 2: 373-388, Buenos Aires.

FOGAÇA, A.C.C. & SCHÖLL, W.U. (1984) - Estratigrafia e tectônica das rochas arqueanas e proterozoicas da região de Guinda e Gouveia, Minas Gerais. XXXIII Cong. Bras. Geol., Anais 6: 2638-2653, Rio de Janeiro.

FOGAÇA, A.C.C.; ALMEIDA ABREU, P.A. & SCHORSCHER, H.D. (1984) - Estratigrafia da sequência supracrustal arqueana da porção mediana-central da Serra do Espinhaço Meridional, Minas Gerais. XXXIII Cong. Br. Geol., Anais 6: 2654-2667, Rio de Janeiro.

FOGAÇA, A.C.C.; MARTINS NETO, M.A. & COSTA, N.B.O.R. (1985) - Comportamenro geologico das rochas quartzíticas e conglomeráticas da Formação Sopa-Brumadinho na região de Costa Sena, MG. III Simp. Geol. Minas Gerais, Anais, pp. 112-124, B. Horizonte.

FRY, N. (1979) – Random point distributions and strais measurements in rocks. Tectonoph. 60: 89-105.

FRY, N. (1999) – Fry plots: warning about summed moments. J. Struct. Geol., 21: 129-134.

GARCIA, A.J.V. & UHLEIN, A. (1987) - Sistemas deposicionais do Supergrupo Espinhaço na região de Diamantina (MG). Simp. Sist. Depos. Pré-Cambriano, Anais, pp. 113-135, Ouro Preto.

GATTER, I. & MORTEANI, G. (1999) – The fluid inclusions in the gem-quality lazulite from the Bandeirinha formation (Diamantina, Minas Gerais, Brazil). Z. Dt. Gemmol. Ges., 48(2): 65-75.

GENIER, F. & EPARD, J.L. (2007) – The Fry method applied to an augen orthogneiss: Problems and results. J. Struct. Geol., 29: 209-224.

GOLDSTEIN, A.; PICKENS, J.; KLEPEIS, K. & LINN, F. (1995) – Finite strain heterogeneity and volume loss in slates of the Taconic Allochthon, Vermont, U.S.A.. J. Struct. Geol., 17: 1207-1216.

GONZÁLEZ-CASADO, J.M.; JIMÉNEZ-BERROCOSO, A.; GARCÍA-CUEVAS, C. & ELORZA, J. (2003) – Strain determinations using inoceramid shells as strain markers: a comparison of the calcite strain gauge technique and the Fry method. J. Struct. Geol., 25: 1773-1778.

GROSSI SAD, J.H.; ROQUE, N.C.; KNAUER, L.G.; NOCE, C.M. & FONSECA, E. (1995a) - Geologia da Folha Carbonita, Minas Gerais. Projeto Espinhaço, Convênio COMIG-UFMG. Belo Horizonte. 120p

GROSSI SAD, J.H.; MOURÃO, M.A.A.; GUIMARÃES, M.L.V. & KNAUER, L.G. (1995b) - Geologia da Folha Conceição do Mato Dentro, Minas Gerais. Projeto Espinhaço, Convênio COMIG-UFMG. Belo Horizonte. 160p.

GUIMARÃES, P.F. (1965) - Programa da Serra do Espinhaço, Minas Gerais: a bauxita do Serro. DNPM/GEOSOL, Rel. Int. 182: 4-7, B. Horizonte.

HARALYI, N.L.E. & SVISERO, D.P. (1986)- Geologia e análise estatistica do diamante da Mina da Boa Vista, Diamantina, Minas Gerais. XXXIV Cong. Br. Geol., Anais 5: 2297-2311, Goiânia.

HARDER, E.C. & CHAMBERLIN, R.T. (1915) - The geology of central Minas Geraes, Brazil. J. Geol. 13: 341-378 e 385-424, Chicago.

HARRISON, M.J. & ONASCH, C.M. (2000) – Quantitative assessment of low-temperature deformation mechanisms in a folded quartz arenite, Valley and Ridge Province, West Virginia. Tectonophysics 317: 73-91.

HARTMANN, M.B. (1985) - Caracterização da tectônica tangencial e estudo da deformação em metavulcânicas ácidas- Serra do Sapo, Minas Gerais. UFRN, Rel. Int., 25pp., Natal.

HARTMANN, M.B. (1987) - A Cordilheira do Espinhaço Meridional (MG): registro de uma tectônica de colisão continental no final do Proterozóico. I Simp. Nac. Est. Tect., Atas, pp 71-73, Salvador.

HARVEY, P.K. & LAXTON, R.R. (1980) – The estimation of finite strain from the orientation distribution of passively deformed linear markers: eingenvalue relationships. Tectonophysics, 70: 285-307.

HERRGESELL, G. (1984) - Das Prakambriun am Ostrand der nordlichen Serra do Cipó (Serra do Espinhaço, Minas Gerais, Brasilien). Un. Freiburg, Tese Dout., 247 pp., Freiburg.

HERRGESELL, G. & PFLUG, R. (1986) - The thrust belt of the southern Serra do Espinhaço, Minas Gerais, Brazil. Zbl. Geol. Palaontol., Teil I, 9/10: 1405-1414, Stuttgart.

HERRGESELL, G. (1989) - Facies model of banded iron formation of the southern Serra do Espinhaço, Minas Gerais, Brazil. Zbl. Geol. Palaont., H 5/6: 875-886, Stuttgart.

HETTICH, M. (1976) - A glaciação proterozóica no norte de Minas Gerais. XXIX Cong. Bras. Geol., Anais 1: 23-30, Ouro Preto.

HETTICH,M. (1977) - A glaciação proterozóica do Centro norte de Minas Gerais. Rev. Bras. Geoc. 7: 87-101, S. Paulo.

HETTICH, M. & KARFUNKEL, J. (1977) - Um esker, um varvito e seixos estriados no Grupo Macaúbas, norte de Minas Gerais. EMOP, Rev. 34(2): 5-8, Ouro Preto.

HOFFMANN,C. (1978) - Neugliederung und petrologische Phasenanalyse der Pra-Minas Gesteine in der sudlichen Serra do Espinhaço, Minas Gerais, Brasilien. G. Geowiss. Lat. Koll., pp. 19, Stuttgart.

HOFFMANN, C. (1979) - Augelite, a rare aluminun phosphate: first find a metamorphic environmnt. N. Jb. Min. Abh. 136: 1-9, Stuttgart.

HOFFMANN, C. (1980) - Neugliederung und geologische Geschichte der Pra-Minas Gesteine in der sudlichen Serra do Espinhaço, Minas Gerais, Brasilien. Munst. Fors. Geol. Palaont. 51: 183-197.

HOFFMANN, C. (1981) - CHI-square testing of zircon populations from an Archean granite-greenstone terrain, Minas Gerais, Brasilien. N. Jb. Min. Abh. 140: 202-220.

HOFFMANN, C. (1983a) - The Archean Peraluminous Gouveia Granite, its structure, geochemistry and phase petrology. N. Jb. Min. Abh. 146(2): 151-169.

HOFFMANN, C. (1983b) - The Costa Sena Group - an Early Proterozóic supracrustal succecion and the evolution of the southern Serra do Espinhaço, Minas Gerais , Brazil. Zbl. Geol. Paläont., Teil I, pp. 446-458.

HOFFMANN, C. & HOPPE, A. (1981) - Metamorphism and petrology of basic rocks of the southern Serra do Espinhaço (Precambrian, Eastern Brazil). Zbl. Geol. Paläont., Teil I, pp. 359-371.

HOLST, T.B. (1982) – The role of initial fabric on strain determination from deformed ellipsoidal objects. Tectonoph. 82: 329-350.

HOPPE, A. (1978) - Beitrage zur Geologie und Palaogeographie der sudlichen Serra do Espinhaço (Minas Gerais, Brasilien). Univ. Freiburg, Tese Dout., 152 pp., Freiburg.

HOPPE, A. (1980a) - Geology and petrography of the Middle Precambrian in the southern Serra do Espinhaço, Minas gerais, Brazil. Prec. Res. 13: 275-296.

HOPPE, A. (1980b) - Lokale becken und Schwellenbildung im Minas-Schelf, Mittleres Prakambriun, Minas Gerais, Brasilien. Munst. Forsch. Geol. Paläont. 51: 199-222.

HOPPE, A. & OTTO, J. (1982) - Volcanic rocks of the Espinhaço Supergroup (Proterozoic I), eastern Brazil. V Cong. Lat. Geol., Actas 2: 125-135, B. Aires.

HOPPE, A.; HORMANN, P. & EULERT, H. (1983) - Padrões de terras raras de rochas básicas proterozóicas da Serra do Espinhaço - MG. II Simp. Geol. M. G., Anais, pp 143-148, B. Horizonte.

HORN, A.D.; SGARBI, G.N.C.; WEYL, R. & PAIVA, C.T. (1995) – Ocorrência, morfologia e observações de microestruturas das concreções ferruginosas encontradas na região de Diamantina, Serra do Espinhaço. *In*: Simp. Geol. de Minas Gerais, 8, Belo Horizonte, *Anais*, **1**: 14-15.

HORN, A.H.; MORTEANI, G. & ACKERMAND, D. (1996) – Significado da ocorrência de fosfatos e boratos de alumínio no contato entre os supergrupos Rio Paraúna e Espinhaço na região de Diamantina, Minas Gerais, Brasil. Geonomos, 4 (1): 1-10.

HORSMAN, E. & TIKOFF, B. (2007) – Constraints on deformation path from finite strain gradients. J. Struct. Geol. 29: 256-272.

HROUDA, F. (1982) – Magnetic anisotropy of rocks and its application in geology and geophysics. Geophys. Surv., 5: 37-82.

HROUDA, F.; HENRY, B. & BORRADAILE, G.J. (2000) – Limitations of tensor subtraction in isolating diamagnetic fabrics by magnetic anisotropy. Tectonophysics, 322, 303-310.

JONES, R.R.; HOLDSWORTH, R.E.; MCCAFFREY, K.J.W.; CLEGG, P. & TAVARNELLI, E. (2005) – Scale dependence, strain compatibility and heterogeneity of three-dimensional deformation during mountain building: a discussion. J. Struct. Geol., 27: 1190-1204.

KALT, H. (1991) – Untersuchungen zur Schertektonik in der südlichen Serra do Espinhaço und im angrenzenden Teil des São Francisco Beckens, Minas Gerais, Brazilien. Tese de doutoramento, Univ. Freiburg/Alemanha, 118p.

KARFUNKEL, B. & KARFUNKEL, J. (1976a) - Estudos petro-faciológicos do Grupo Macaúbas na porção mediana da Serra do Espinhaço, MG. XXIX Cong. Br. Geol., Anais 2: 179-188, Ouro Preto.

KARFUNKEL ,B. & KARFUNKEL, J. (1976b) - Geologia da Serra do Espinhaço no norte de Minas gerais (Itacambira-Botumirim). XXIX Cong. Br. Geol., Anais 2: 169-178, O. Preto.

KARFUNKEL, J. & HOPPE, A. (1988) - Late Proterozoic glaciation in central western Brazil. Palaeog. Pal, Palaeoec. 65: 1-21.

KARFUNKEL, J.; PEDROSA SOARES, A.C. & DOSSIN, I.A. (1985) - O Grupo Macaúbas em minas Gerais: revisão dos conhecimentos. III Simp. Geol. M.G., Anais, pp. 45-59, B. Horizonte.

KEHRER, P. & SILVA, J.N. (1970) - Folha Morro do Pilar. DNPM, Rel. Int. 813: 1-80, B. Horizonte.

KNAUER, L.G. (1984) - A geologia da área do Ribeirão do Inferno, Diamantina, Minas Gerais. XXXIII Cong. Br. Geol., Anais 3: 1249-1261, Rio de Janeiro.

KNAUER, L.G. (1990) - Evolução geológica do Precambriano da porção centro-leste da Serra do Espinhaço Meridional e metalogênese associada. Dissertação de Mestrado, UNICAMP, 298p.

KNAUER, L.G. (1999) - Aspectos estratigráficos e estruturais das unidades proterozóicas da Serra do espinhaço meridional e suas implicações para a caracterização do Evento Uruaçuano. Tese de Doutoramento, UNESP 226pp., Rio Claro.

KNAUER, L.G. (2007) – O Supergrupo Espinhaço em Minas Gerais: considerações sobre sua estratigrafia e seu arranjo estrutural. Geonomos, 15 (1): 81-90.

KNAUER, L.G. & SCHRANK, A. (1993) - A origem dos filitos hematíticos da Serra do Espinhaço Meridional, Minas Gerais. Geonomos, 1 (1): 33-38.

KNAUER, L.G. & GROSSI SAD, J.H. (1995a) – Geologia da Folha Presidente Kubitschek, Minas Gerais. COMIG/UFMG, Rel. inédito, 263p.

KNAUER, L.G. & GROSSI SAD, J.H. (1995b) – Geologia da Folha Serro, Minas Gerais. COMIG/UFMG, Rel. inédito, 151p.

KNAUER, L.G. & FOGAÇA, A.C.C. (1996) - Mapa Geológico da Folha Presidente Kubitschek, escala 1:100.000. Projeto Espinhaço, COMIG-UFMG.

KNAUER, L.G. & EBERT, H.D. (1997) - Estruturação tectônica da região de Diamantina, MG e considerações sobre a idade do Orógeno Espinhaço. VI Simp. Nac. Est. Tectônicos, Anais, 56-58.

KOYI, H.A.; SANS, M.; TEIXELL, A.; COTTON, J. & ZEYEN, H. (2003) – The significance of penetrative strain in the restoration of shortened layers – insights from sand models and the Spanish Pyrenees. In: K.R. McClay, ed., Thrust tectonics and hydrocarbon systems: AAPG Memoir 82, p. 1-16.

KUSKY, T.M & DE PAOR, D.G. (1991) – Deformed sedimentary fabrics in metamorphic rocks; evidence from the Point Lake area, Slave Province, Northwest Territories. Geological Society of America Bulletin, 103: 486-503.

LAUNEAU, P. & ROBIN, P-Y.F. (1996) – Fabric analysis using the intercept method. Tectonophysics, 267: 91-119.

LAUNEAU, P. & ROBIN, P-Y.F. (2005) – Determination of fabric and strain ellipsoids from measured sectional ellipses – implementation and applications. J. Struct. Geol. 27: 2223-2233.

LEONARDOS, O.H. (1968) - Comentários sobre o diamante Pré-Cambriano de minas Gerais. Ac. Bras. Cienc., Suplem. 40: 77-78, Rio De Janeiro.

LISLE, R.J. – (1994) - Palaeostrain analysis. In "Continental Tectonics", pp. 29-42.

LLOYD, G.E. (1983) – Strain analysis using the shape of expected and observed continuous frequency distributions. J. Struct. Geol., 5: 225-231.

LOPES-SILVA, L. (2006) – Relação estratigráfica e estrutural entre os grupos Costa Sena e Guinda na região de Diamantina, Minas Gerais. Seminário de Mestrado em Geologia Regional, IGC/UFMG, inédito, 72p.

MACHADO, N.; SCHRANK, A.; ABREU, F.R.; KNAUER, L.G. & ALMEIDA ABREU, P.A. (1989) - Resultados preliminares da geocronologia U/Pb na Serra do Espinhaço Meridional. V Simp. Geol. Minas Gerais, Anais, pp. 171-174, Belo Horizonte.

MCNAUGHT, M.A. (1994) – Modifying the normalized Fry method for aggregates of non-elliptical grains. J. Struct. Geol., 16: 493-503.

MCNAUGHT, M.A. (2002) – Estimating uncertainty in normalized Fry plots using a bootstrap approach. J. Struct. Geol., 24: 311-322.

MARSHAK, S. & MITRA, G. (1988) – Basic methods of structural geology. Prentice Hall, 446 pp., New Jersey.

MARTINS, M.S. (2002) – Geologia da Bacia do Rio Macaúbas (MG) com ênfase no estudo das ocorrências diamantíferas. Dissertação do Mestrado, UFMG, 81p.

MARTINS, M.S. (2006) –Geologia dos diamantes e carbonados aluvionares da bacia do rio Macaúbas (MG). Tese de Doutorado, UFMG, 248p.

MARTINS-NETO, M.A. (1993) – The sedimentary evolution of a Proterozoic rift basin: the basal Espinhaço Supergroup, southern Serra do Espinhaço, Minas Gerais Brazil. Freiburger geowiss. Beitr., Bd. 4, 155p.

MARTINS-NETO, M.A. (1995a) - Tectono-estratigrafia da Bacia Espinhaço no Estado de Minas Gerais. *In*: Simp. Geol. de Minas Gerais, 8, Belo Horizonte, *Anais*, **1**: 25-27.

MARTINS-NETO, M.A. (1995b) - A evolução paleogeográfica da Tectonosseqüência Sopa-Bumadinho, Bacia do Espinhaço, fase rift, na região entre Sopa e Gouveia. *In*: Simp. Geol. de Minas Gerais, 8, Belo Horizonte, *Anais*, **1**: 19-21.

MARTINS-NETO, M.A. (1995c) – Fácies de fluxos gravitacionais de sedimentos na Tectonosseqüência Sopa-Brmadinho, Bacia do Espinhaço (MG). *In*: Simp. Geol. de Minas Gerais, 8, Belo Horizonte, *Anais*, **1**: 22-24.

MARTINS-NETO, M.A. (1995d) – A evolução tectônica da Bacia Espinhaço (Mesoproterozóico) no Estado de Minas Gerais. *In*: V Simp. Nac. Est. Tectônicos, Anais, 287-289.

MARTINS-NETO, M.A. (1998) – O Supergrupo Espinhaço em Minas Gerais: registro de uma bacia rifte-sag do Paleo/Mesoproterozóico. Rev. Bras. Geoc., 28(2): 151-168.

MARTINS-NETO, M.A. (1999) – Réplica da discussão sobre o Supergrupo Espinhaço em Minas Gerais: registro de uma bacia rifte-sag do Paleo/Mesoproterozóico. Rev. Bras. Geoc., 29(4): 665-668.

MARTINS-NETO, M.A. (2000) – Tectonics and sedimentation in a paleo:mesoproterozoic rift-sag basin (Espinhaço basin, southeastern Brazil). Precambrian Research 103: 147-173.

MARTINS NETO, M.A.; ALMEIDA ABREU, P.A. & BRICHTA, A. (1988) - Sistemas deposicionais das formações São João da Chapada e Sopa-Brumadinho na região de Diamantina/Costa Sena, MG. XXXV Cong. Bras. Geol., Anais, Belém.

MASUDA, T.; MICHIBAYASHI, K. & OHTA, H. (1995) – Shape preferred orientation of rigid particles in a viscous matrix: re-evaluation to determine kinematic parameters of ductile deformation. J. Struct. Geol., 17: 115-129.

MAZZOLI, S. & CARNEMOLLA, S. (1993) – Effects of the superposition of compaction and tectonic strain during folding of multilayer sequence – model and observations. J. Struct. Geol., 15: 277-291.

MEERE, P.A. & MULCHRONE, K.F. (2003) – The effect of sample size on geological strain estimation from passively deformed clastic sedimentary rocks. J. Struct. Geol. 25: 1587-1595.

MITRA, S. (1986) – Duplex structures and imbricate thrust systems: geometry, structural position and hydrocarbon potential. AAPG Bul., v. 70, p. 1087 – 1112.

MORAES, L.J. de (1929) - Geologia da região Diamantina de Minas Gerais. DNPM/SGM, Rel. Diret.1928, pp. 29-34, Rio de Janeiro.

MORAES, L.J. de (1932) - Ocorrência de calcareo oolítico na Série de Bambuhy. Acad. Bras. Cienc., Anais 4: 25-27, Rio de Janeiro.

MORAES, L.J. de & GUIMARÃES,D. (1930) - Geologia da região diamantífera do norte de Minas Geraes. Acad. Bras. Cienc., Anais 2: 153-186, Rio de Janeiro.

MORAES, L.J. de & GUIMARÃES,D. (1931) - The diamond bearing region of northern Minas Geraes, Brazil. Econ. Geol. 26: 502-530.

MORAES REGO, L.F. (1930) - Glaciação eopaleozóica no centro do Brasil. Acad. Bras. Cienc., Anais 2: 153-186, Rio de Janeiro.

MORAES REGO, L.F. (1931) - As estruturas antigas do Brasil. EMOP, Ann. 22: 27-85, Ouro Preto.

MORTEANI, G.; ACKERMAND, D. & HORN, A.H. (2001) – Aluminium-phosphates and borosilicates in muscovite-kyanite metaquartzites near Diamantina (Minas Gerais, Brazil): petrogenetic implications. Per. Mineral. 70(1): 111-129.

MULCHRONE, K.F. (2002) – A statistic for estimating strain with confidence intervals from deformed line distributions with an application to schists and gneisses of the Western Gneiss Region, west central Norway. J. Struct. Geol., 24: 545-556.

MULCHRONE, K.F. (2005a) – DTNNM: A windows program for strain analysis using the Delaunay triangulation nearest neighbour method. Computers & Geosciences, 31: 978-988.

MULCHRONE, K.F. (2005b) – An analytical error for the mean radial length method of strain analysis. J. Struct. Geol., 27: 1658-1665.

MULCHRONE, K.F. & MEERE, P.A. (2001) – A windows program for analysis of tectonic strain using deformed elliptical markers. Computers & Geosciences. 27: 1251-1255.

MULCHRONE, K.F.; O'SULLIVAN, F. & MEERE, P.A. (2003) – Finite strain estimation using the mean radial length of elliptical objects with boostrap confidence intervals. J. Struct. Geol., 25: 529-539.

MULCHRONE, K.F. & CHOUDHURY, K.R. (2004) – Fitting an ellipse to an arbitrary shape: implications for strain analysis. J. Struct. Geol., 26: 143-153.

MULCHRONE, K.F.; MEERE, P.A. & CHOUDHURY, K.R. (2005) – SAPE: a program for semi-automatic parameter extraction for strain analysis. J. Struct. Geol. 27: 2084-2098.

NEVES, S.C. (1999) – Caracterização geológica e geoquímica das ocorrências de fosfatos de alumínio e ferro no contato entre os supergrupos Rio Paraúna e Espinhaço, ao sul de Diamantina, Minas Gerais. Dissertação de Mestrado, UFMG, 78p.

NOCE, C.M. & FOGAÇA, A.C.C. (1995) - Mapa Geológico da Folha Curimataí, escala 1:100.000, Projeto Espinhaço, COMIG-UFMG.

NOCE, C.M.; GROSSI SAD, J.H., PEDROSA-SOARES, A.C.; GUIMARÃES, M.L.V.; MOURÃO, M.A.M, OLIVEIRA, M.J.R. & ROQUE, N.C. (1993) – Litoestratigrafia do Grupo Macaúbas na Faixa Araçuaí, Minas Gerais. Inédito, Inst. Geociências, Univ. Fed. Minas Gerais, Belo Horizonte, 23p.

OERTEL, G. (1981) – Strain estimation from scattered observations in an inhomogeneously deformed domain rocks. Tectonophysics, 77: 133-150.

OLIVEIRA, M.J.R.; FOGAÇA, A.C.C. & FONSECA, E. (1995) - Geologia da Folha Baldim, Minas Gerais. COMIG/UFMG, Rel. inédito, 94p.

ONASCH, C.M. (1984) – Application of the Rf/ϕ technique to elliptical markers deformed by pressure-solution. Tectonophysics, 110:157-165.

ONASCH, C.M. (1990) – Microfractures and their role in deformation of a quartz arenite from the Central Appalachian foreland. J. Struct. Geol., 12: 883-894.

ONASCH, C.M. & DUNNE, W.M. (1993) – Variations in quartz arenite deformation mechanisms between a roof sequence and duplexes. J. Struct. Geol., 190: 269-282.

ONASCH, C.M.; SHEN-TU, B. & COUZENS-SCHULTZ, B.A. (1998) – Strain portioning and factorization in a quartz arenite. J. Struct. Geol., 20 (8): 1065-1074.

PANOZZO, R. (1987) – Two-dimensional strain determination by the inverse surfor wheel. J. Struct. Geol., 9: 115-119.

PARENTI COUTO, J.G. & BEZ, L. (1981) - A glaciação Jequitaí: um guia estratigráfico para o Pré-Cambriano Superior no Brasil. Rev. Bras. Geoc. 11(1): 17-21, S. Paulo.

PARÉS, J.M. & VAN DER PLUIJM, B.A. (2002) – Evaluating magnetic lineations (AMS) in deformed rocks. Tectonophysics, 350: 283-298.

PATERNOSTER, K. (1979) - Fazies verzahnung zwischen diamantfuhrenden konglomeraten und bandererzen im der sudlichen Serra do Espinhaço (MG, Brasilien). Univ. Freiburg, Tese Dout., 88 pp., Freiburg.

PATERSON, S.R. & YU, H. (1994) – Primary fabric ellipsoids in sandstones: implication for depositional processes and strain analysis. J. Struct. Geol. 16: 505-518.

PATERSON, S.R.; YU, H. & OERTEL, G. (1995) – Primary and tectonic fabric intensities in mudrocks. Tectonophysics, 24: 105-119.

PAULINO, J.; TULLER, M.P. & BERGMANN, A. (1979) - Projeto de integração geológico-geofísico Espinhaço Central. DNPM/CPRM, Rel. Int., 3 vol., Belo Horizonte.

PEDROSA-SOARES, A.C.; CORDANI, U.G. & NUTMAN, A. (2000) – Constraining the age of Neoproterozoic glaciations in eastern Brazil: first U-Pb (SHRIMP) data of detrital zircons. Rev. Bras. Geoc., 28(?): 151-168.

PEDROSA-SOARES, A.C.; NOCE, C.M.; VIDAL, P.; MONTEIRO, R. & LEONARDOS, O.H. (1992) –Towards a new tectonic model for the Late Proterozoic Araçuaí (SE Brazil) – West Congolian (SW Africa) belt. J. S. Am. Earth Sc., 6: 33-47.

PENHA, U.C. & MACHADO, S.A.M. (1995) – Alvo Bom Javá: exemplo de transcorrência local na região de Morro do Pilar, Espinhaço Meridional/MG. *In*: SIMP.GEOL.MINAS GERAIS, 8, Diamantina, MG. *Anais*,SBG-MG, Bol. 13:30-31,. Diamantina.

PFLUG, R. (1961) - Nota preliminar sobre a paleogeografia dos quartzitos da Serra do Espinhaço nos arredores de Diamantina. Ac. Bras. Cienc., Anais 33(3/4): 26, Rio de Janeiro.

PFLUG, R. (1962) - A Série de Minas ao Norte do Quadrilátero Ferrífero, estado de Minas Gerais. Acad. Bras. Cienc., Anais 34(4): 37, Rio de Janeiro.

PFLUG, R. (1963) - Contribuição a paleogeografia da Serra do Espinhaço (quartzitos da região de Diamantina, Minas Gerais). DNPM/DGM, Not. Prel. Est. 119: 1-16, Rio de Janeiro.

PFLUG, R. (1965a) - A geologia da parte meridional da Serra do Espinhaço e zonas adjacentes, Minas Gerais. DNPM/DGM, Bol. 226: 1-51, Rio de Janeiro.

PFLUG, R. (1968) - Observações sobre a estratigrafia da Série Minas na região de Diamantina, Minas Gerais. DNPM/DGM, Not. Prel. Est. 142: 1-20, Rio de Janeiro.

PFLUG, R. (1967) - "Die Prakambrische miogeosynclinale der Espinhaço Kordillere, Minas Gerais, Brasilien". Geol. Runds. 56: 825-844.

PFLUG, R. (1969) - Roteiro geológico na Serra do Espinhaço Meridional, Minas Gerais, Brasil. DNPM, Rel. Int. 129: 1-44, Rio de Janeiro.

PFLUG, R. (1970) - Stratigraphy, facies and structure of the lower and middle Minas Group in the southern Serra do Espinhaço. Inst. Eschwege, Exc. Guide, 40 pp, Diamantina.

PFLUG, R. & CARVALHO, R.T. (1964) - A evolução estrutural da região de Gouveia, Serra do Espinhaço, Minas Gerais. DNPM/DGM, Bol. 213: 1-37, Rio de Janeiro.

PFLUG, R. & RENGER, F. (1973) - Estratigrafia e evolução geológica da margem SE do Craton Sanfranciscano. XXVII Cong. Bras. Geol., Anais 2: 5-19, Aracaju.

PFLUG, R. & SCHÖLL, W.U. (1974) - Sedimentary structures of the Santa Rita Formation, Minas Supergroup, Minas Gerais. Acad. Bras. Cienc., Anais 46: 127-131, Rio de Janeiro.

PFLUG, R. & SCHOLL, W.U. (1975) - Proterozoic glaciations in eastern Brazil: a review. Geol. Rundsch. 64: 287-299.

PFLUG, R.; HOPPE, A. & BRICHTA, A. (1980) – Paleogeografia do Pré-Cambriano na Serra do Espinhaço, Minas Gerais, Brasil. Nuevos Result. Pesq. Alemana Latinoam., Boppard (DFG), 33-43.

PINHO, A.N. & ALMEIDA ABREU, P.A. (1983) - Geologia da Quadrícula Caxambu. DNPM/CPRM/CGE, Rel. Int., 38 pp., Diamantina.

QUADE, H.; REINERT, T. & SCHMIDT, D. (1994) – Diamagnetic anisotropy of Precambrian quartzites (Moeda Formation, Taquaral Valley, Minas Gerais, Brazil). Materials Science Forum, vol. 157-162, pp. 1675-1680.

RAGAN, D.M. (1985) – Structural Geology: An introduction to geometrical techniques. John Wiley & Sons, Inc., 393 pp.

RAMSAY, J.G. (1967) - Folding and fracturing rocks. McGraw Hill Book Co., 327 pp, N. York.

RAMSAY, J.G. & HUBER, M.I. (1983) - The techniques of modern structural geology: strain analysis. Acad. Press, 278 pp, N. York.

RENGER, F. (1970b) - O magmatismo geossinclinal do Grupo Minas. XXIV Cong. Bras. Geol., Bol. Esp. 1: 101-102, S. Paulo.

RENGER, F. (1971) - Rochas ultrabásicas da Serra do Espinhaço, Minas Gerais. XXV Cong. Bras. Geol., Bol. Esp. 1:76-77.

RENGER, F. (1972) - As rochas ultrabásicas da Serra do Espinhaço, Minas Gerais. Rev. Bras. Geoc. 2: 151-160.

RENGER, F. (1979) - Evolução dos conceitos geológicos da Serra do Espinhaço. I Simp. Geol. Minas Gerais, Anais, pp. 9-27, Diamantina.

RENGER, F.E. (2002) – Tradução e notas da obra: “Quadro Geognóstico do Brasil e a provável rocha matriz dos diamantes” de Eschwege (1822). Geonomos, 13 (1, 2): 97-109.

RENGER, F.E. & KNAUER, L.G. (1995) - Espinhaço - Quo vadis? (onde está? - Aonde vai?) - A evolução dos conhecimentos sobre a Cordilheira do Espinhaço Meridional em Minas Gerais entre 1979 e 1995. Geonomos, 3 (1). 31-39.

ROBIN, P-Y.F. (1977) – Determination of geologic strain using randomly oriented strain markers of any shape. Tectonophysics, 42: T7-T16.

ROLIM, V.K. (1992) – Uma interpretação das estruturas tectônicas do Supergrupo Espinhaço baseada na geometria dos falhamentos de empurrão. Rev. Esc. Minas, 45(1 e 2): 75-77. Ouro Preto.

ROSIÈRE, C.A.; UHLEIN, A.; FONSECA, M.A. & TORQUATO, J.R. (1994) – Análise cinemática mesoscópica dos cavalgamentos do Cinturão Espinhaço na região de Diamantina, MG. Rev. Bras. Geociências, 24(2): 97-103.

SAINT-BEZAR, B.; HEBERT, R.L.; AUBOURG, C.; ROBION, P.; SWENNEN, R. & FRIZON DE LAMOTTE, D. (2002) – Magnetic fabric and petrographic investigation of hematite-bearing sandstones within ramp-related folds: examples from the South Atlas Front (Morocco). J. Struct. Geol., 24: 1507-1520.

SALLUN FILHO, W.; CAMPANHA, G.A.C. & FAIRCHILD, T.R. (2005) – Aspectos deformacionais em estromatólitos do Grupo Itaiacoca, a sul de Itapeva (SP). Rev. Bras. Geoc. 35(3): 333-340.

SANDERSON, D.J. (1977) – The analysis of finite strain using lines with an initial random orientation. Tectonophysics, 43: 199-211.

SANTOS, P.S. (1962) - Características físico-químicas e cerâmicas da pirofilita de Diamantina, Minas Gerais - Parte 1. Eng. Min. Met. 36: 309-310, Rio de Janeiro.

SANTOS, P.S. (1963) - Características físico-químicas e cerâmicas da pirofilita de Diamantina, Minas Gerais - Parte 2. Eng. Min. Met. 37: 13-18, Rio de Janeiro.

SARKARINEJAD, K. (2007) – Quantitative finite strain and kinematic flow analyses along the Zagros transpression zone, Iran. Tectonophysics, 442: 49-65.

SCHNORR, P. & SCHWERDTNER, W.M. (1981) – An empirical test of sample size and precision of Robin's method of strain analysis. Tectonophysics, 73: T1-T8.

SCHÖLL, W.U. (1972) - Der sudwestliche rondbereich der Espinhaço-Zone, Minas Gerais, Brasilien. Geol. Runds. 61(1): 201-216.

SCHÖLL, W.U. (1976b) - Estromatólitos (Conophyton) em dolomitos do Grupo Macaúbas. XXIX Cong. Bras. Geol., Anais 2: 67-74, Ouro Preto.

SCHÖLL, W.U. (1980) - Estratigrafia, sedimentologia e paleogeografia da região de Diamantina (Serra do Espinhaço, Minas Gerais, Brasil). Munst. Forsch. Geol. Paläont. 51: 223-240.

SCHÖLL, W.U. & FOGAÇA, A.C.C. (1979) - Estratigrafia da Serra do Espinhaço na região de Diamantina. I Simp. Geol. Minas Gerais, Anais, pp. 55-73, Diamantina.

SCHÖLL, W.U. & FOGAÇA, A.C.C. (1981) - Geologia das quadrículas Guinda e Gouveia. DNPM/CPRM/CGE, Rel. Int., 63 pp., Diamantina.

SCHÖLL, W.U. & TURINSKY, F. (1980) - O espectro dos minerais pesados nas seqüências quartzíticas pré-cambrianas na parte sul da Serra do Espinhaço, Minas Gerais, Brasil. Munst. Forsch. Geol. Paläont. 51: 257-278.

SCHOLL, W.U. & WALDE, D.H.G. (1980) - Diques sedimentares no Grupo Minas da Serra Mineira e Serra do Cabral (Serra do Espinhaço Meridional,Minas Gerais, Brasil). Munst. Forsch. Geol. Paläont. 51: 241-255.

SCHRANK, A.; DOURADO, B.C.V. & BIONDI, J.C. (1978) - Estudo preliminar dos metavulcanitos do Grupo Macaúbas na região do Alto Jequitinhonha, Minas Gerais. XXX Cong. Bras. Geol., Anais 3: 1323-1335, Recife.

SEN, K. & MAMTANI, M.A. (2006) – Magnetic fabric, shape preferred orientation and regional strain in granitic rocks. J. Struct. Geol., 28: 1870-1882.

SHAN, Y.; LIU, L. & PENG, S. (*in press*) – An analytical approach for determining strain ellipsoids from measurements on planar surfaces. J. Struct. Geol. doi:10.1016/j.jsg.2006.12.004.

SHAN, Y.; GONG, F.; LI, Z. & LIN, G. (manuscrito aceito) – Determination of relative strain ellipsoids from sectional measurements of stretching lineation. J Struct. Geol. doi: 10.1016/j.jsg.2007.02.011.

SHIMAMOTO, T. & IKEDA, Y. (1976) – A simple algebraic method for strain estimation from deformed ellipsoidal objects. I – Basic Theory. Tectonophysics, 36: 315-337.

SIDDANS, A.W.B. (1980) – Elliptical markers and non-coaxial strain increments. Tectonophysics, 67: T21-T25.

SIDDANS, A.W.B. (1983) - Finite strain patterns in some Alpine nappes. J. Struct. Geol., 5: 441-448.

SILVA, M.E. & UHLEIN, A. (1985) - Análise da deformação finita nos metaconglomerados de Datas e Guinda, MG. II Simp. Geol. Minas Gerais, Anais, pp 125-138, Belo Horizonte.

SILVA, R.R. (1993) – Seqüências estratigráficas da fase rift do Supergrupo Espinhaço, Diamantina, MG. Simp. Craton S. Francisco, Anais, pp. 154-157, Salvador.

SILVA, R.R. (1995) - Depositional sequences of the rift phase of the Proterozoic Espinhaço Supergroup in the area between Diamantina and Gouveia, Minas Gerais, Brazil. 14° Intern. Sedimentol. Congr., Recife, Abstracts, 75-76.

SILVA, R.R. (1995) – Sequence stratigraphy and depositional systems of the lower Espinhaço in the region between Diamantina and Gouveia, Minas Gerais, Brazil. Tese de Doutoramento, Univ. Freiburg, Alemanha.

SILVA, R.R. & TOLEDO, C.L. (1993) – A Proterozoic duplex trhust system in the southern Serra do Espinhaço, Minas Gerais, Brazil. Zbl. Geol. Palaont., Teil 1, H1/2: 55-66.

SOARES FILHO, B.S.; PINHEIRO, S.F. & COSTA, M. (1986) - Contribuição ao estudo da geologia de Conceição do Mato Dentro, MG. METAMIG, Rel. Int., 14 pp., Belo Horizonte.

SOMMER, F.W. (1970) - Bioglifos do calcário Bambuí de Pedro Leopoldo. Acad. Bras. Cienc., Anais 42: 452-458.

SOMMER, F.W. (1971) - Microfósseis do calcário Bambuí de Pedro Leopoldo. Acad. Bras. Cienc., Anais 43: 135-139.

SOUZA, E.M. & MARTINS, M.O.Z. (1995)- A Cordilheira do Espinhaço em Minas Gerais: um levantamento bibliográfico. Geonomos, 3 (1): 87-97.

SOUZA, M.A.T.A. & GROSSI-SAD, J.H. (1995) – Geologia da Folha Rio Vermelho, Minas Gerais. COMIG/UFMG, Rel. inédito, 139p.

SVISERO, D.P. (1978) - Composição química, origem e significado geológico de inclusões minerais de diamantes do Brasil. USP, Tese Liv. Doc., 165 pp., S. Paulo.

SVISERO, D.P. (1980a) - Inclusões minerais de diamantes brasileiros, parte 1: óxidos e outras inclusões menos freqüentes. XXXI Cong. Bras. Geol., Anais 4: 2313-2324, B. de Camboriu.

SVISERO, D.P. (1980b) - Inclusões minerais de diamantes brasileiros, parte 2: silicatos. XXXI Cong. Bras. Geol., Anais 4: 2325-2339, B. de Camboriu.

SVISERO, D.P. (1980c) - Inclusões minerais de diamantes brasileiros, parte 3: significado geológico. XXXI Cong. Bras. Geol., Anais 4: 2340-2352, B. de Camboriu.

TARLING, D.H. & HROUDA, F. (1993) – The magnetic anisotropy of rocks. Chapman & Hall, 217pp, Reino Unido.

TREAGUS, S.H. & LAN, L. (2000) – Pure shear deformation of square objects, and applications to geological strain analysis. J. Struct. Geol., 22: 105-122.

TREAGUS, S.H. & LAN, L. (2003) – Simple shear of deformable square objects. J. Struct. Geol., 25: 1993-2003.

TREAGUS, S.H. & TREAGUS, J.E. (2001) – Effects of object ellipticity on strain, and applications for clast-matrix rocks. J. Struct. Geol., 23: 601-608.

TREAGUS, S.H. & TREAGUS, J.E. (2002) – Studies of strain and rheology of conglomerates. J. Struct. Geol., 24: 1541-1567.

UHLEIN, A. (1981) - Mapeamento geológico da Quadrícula de Serro. DNPM/CPRM/CGE, Rel. Int., 56 pp, Diamantina.

UHLEIN, A. (1982) - Geologia e mineralogia da cromita e itabiritos da região do Serro-MG. UnB, Tese Mest., 192 pp., Brasília.

UHLEIN, A. (1984) - Análise estrutural nas formações inferiores do Supergrupo Espinhaço na região de Datas, Minas Gerais. XXXIII Cong. Bras. Geol., Anais 6: 3381-3392, Rio de Janeiro.

UHLEIN, A. (1991) – Transição cráton faixa dobrada: exemplo do Craton São Francisco e da Faixa Araçuaí (Ciclo Brasiliano) no Estado de Minas Gerais. Aspectos estratigráficos e estruturais. Tese de Doutoramento, USP. 295p.

UHLEIN, A. & DOSSIN, I.A. (1985) - Geologia e recursos minerais da Serra do Espinhaço Meridional e zonas limítrofes. IGC/UFMG, V Enc. Pesq., Anais, pp. 71-73, B. Horizonte.

UHLEIN, A & CHAVES, M.L.S.C. (1989) -Geologia da borda nordeste da Serra do Espinhaço Meridional (região de Mendanha e São Gonçalo do Rio Preto). V Simp. Geol. Minas Gerais, Anais, pp. 175-179, B. Horizonte.

UHLEIN, A. & GARCIA, A.J.V. (1987) - Estratigrafia, sedimentologia e tectônica do Supergrupo Espinhaço na região de Presidente Kubitschek, MG. Simp. Sist. Depos. Precamb., Anais, pp. 97-111, Ouro Preto.

UHLEIN, A. & QUEMÈNÈUR, J.J.G. (2000) - Estrutura e deformação brasiliana nos diques máficos da Serra do Espinhaço Meridional. Geonomos, 8 (2): 19-25.

UHLEIN, A.; ASSIS, L.C. & DARDENNE, M.A. (1983) - As mineralizações de ouro e cromita da Sequência Vulcano-Sedimentar de Serro, MG. II Simp. Geol. Minas Gerais, Anais, pp. 306-320, B. Horizonte.

UHLEIN, A.; DOSSIN, I.A. & CHAVES, M.L.S.C. (1986a) - Contribuição à geologia estrutural e tectônica das rochas arqueanas e proterozóicas da Serra do Espinhaço Meridional, MG. XXXIV Cong. Bras. Geol., Anais 3: 1191-1203, Goiânia.

UHLEIN, A.; CHAVES, M.L.S.C. & DOSSIN, I.A. (1986b) - Recursos minerais da Serra do Espinhaço Meridional: uma síntese baseada no contexto litoestratigráfico regional. XXXIV Cong. Bras. Geol., Anais 5: 2453-2464, Goiânia.

UHLEIN, A.; TROMPETTE, R. & SILVA, M.E. (1986c) - Estruturação tectônica do Supergrupo Espinhaço na região de Diamantina, MG. Rev. Bras. Geoc., 16 (2): 212-216.

UHLEIN, A.; TROMPETTE, R. & EGYDIO-SILVA, M. (1995) – Rifteamentos superpostos e tectônica de inversão na borda sudeste do Cráton do São Francisco. Geonomos, 3 (1). 99-107.

VAN LOON, A.J. (2003) – How "hard" are hard-rock deformations? Earth-Science Reviews, 61: 181-188.

VILELA, O.V. & SANTOS, O.M. (1983) - Dados preliminares sobre o depósito de minério de ferro da Serra da Serpentina, Minas Gerais. II Simp. Geol. Minas Gerais, Anais, pp. 333-346, B. Horizonte.

VIVEIROS, J.M.F. & WALDE, D. (1976) - Geologia da Serra do Cabral, Minas Gerais, Brasil. Munst. Forsch. Geol. Paläont. 38/39: 15-27.

VIVEIROS, J.M.F.; SÁ, E.L.; VILELA, O.V.; SANTOS, O.M.; MOREIRA, S.;NETO, F.M. & VIEIRA, W.S. (1979) - Geologia dos vales dos rios Peixe Bravo e Alto Vacaria, norte de Minas Gerais. Simp. Geol. Minas Gerais, Anais, pp. 75-87, Diamantina.

WALDE, D. (1978) - Desenvolvimento faciológico do Pré-Cambriano entre a Serra Mineira e a Serra do Cabral (SW da Serra do Espinhaço,MG). XXX Cong. Bras. Geol., Anais 2: 711-725.

WANG, Z.; CHENG, Q.; CAO, L.; XIA, Q. & CHEN, Z. (in press) – Fractal modeling of the microstructure property of quartz mylonite during deformation process. Mathematical Geology.

WHEELER, J. (1986) – Strain analysis in rocks with pretectonic fabrics. J. Struct. Geol. 8: 887-896.

WU, S. & GROSHONG, R.H. Jr. (1991) – Strain analysis using quartz deformation bands. Tectonophysics, 190: 269-282.

WYNN, T.J. & STEWART, S.A. (2005) – Comparative testing of ellipse-fitting algorithms: implications for analysis of strain and curvature. J. Struct. Geol., 27: 1973-1985.

YAMAJI, A. (2005) – Finite tectonic strain and its error, as estimated from elliptical objects with a class of initial preferred orientations. J. Struct. Geol., 27: 2030-2042.

Anexos

APRESENTAÇÃO

Este Volume 2 contém os Anexos da Dissertação, apresentados na seguinte ordem:

- Anexo A1 – Tabelas incluindo os resultados obtidos com a quantificação da deformação via diferentes técnicas, em amostras experimentais.

- Anexo A2 – Tabelas incluindo os resultados obtidos com a quantificação da deformação em amostras de quartzitos e seixos da Formação Bandeirinha coletados na região da Folha Diamantina e parâmetros determinados.

- Anexo 3 – Diagramas obtidos com as análises da deformação realizadas nas amostras coletadas.
- Anexo 4 – Tabelas incluindo os resultados obtidos com a quantificação da deformação em amostras de quartzitos tratadas inicialmente por Knauer (1999).

ÍNDICE DE FIGURAS

Figura A3.1 – *Legenda para as figuras A3.2 a A3.166* *36*

Figura A3.2 – *Análise da deformação,* ***plano XZ,*** *amostra JC-03.* *37*

Figura A3.3 *– Análise da deformação,* ***plano YZ,*** *amostra JC-03.* *38*

Figura A3.4 *– Análise da deformação,* ***plano XZ,*** *amostra JC-04.* *39*

Figura A3.5 *– Análise da deformação,* ***plano YZ,*** *amostra JC-04.* *40*

Figura A3.6 *- Análise da deformação,* ***plano XZ,*** *amostra JC-05.* *41*

Figura A3.7 *– Análise da deformação,* ***plano YZ,*** *amostra JC-05.* *42*

Figura A3.8 *– Análise da deformação,* ***plano YZ,*** *amostra JC-52.* *43*

Figura A3.9 – *Análise da deformação,* ***plano XZ,*** *amostra JC-53.* *44*

Figura A3.10 *– Análise da deformação,* ***plano YZ,*** *amostra JC-53.* *45*

Figura A3.11 *– Análise da deformação,* ***plano XZ,*** *amostra JC-56.* *46*

Figura A3.12 *– Análise da deformação,* ***plano YZ,*** *amostra JC-56.* *47*

Figura A3.13 *- Análise da deformação,* ***plano XZ,*** *amostra JC-137.* *48*

Figura A3.14 *– Análise da deformação,* ***plano YZ,*** *amostra JC-137.* *49*

Figura A3.15 *– Análise da deformação,* ***plano XZ,*** *amostra JC-07.* *50*

Figura A3.16 – *Análise da deformação,* ***plano YZ,*** *amostra JC-07.* *51*

Figura A3.17 *– Análise da deformação,* ***plano XZ,*** *amostra JC-08.* *52*

Figura A3.18 *– Análise da deformação,* ***plano YZ,*** *amostra JC-08.* *53*

Figura A3.19 *– Análise da deformação,* ***plano XZ,*** *amostra JC-09.* *54*

Figura A3.20 *- Análise da deformação,* ***plano YZ,*** *amostra JC-09.* *55*

Figura A3.21 *– Análise da deformação,* ***plano XZ,*** *amostra JC-139.* *56*

Figura A3.22 *– Análise da deformação,* ***plano XZ,*** *amostra JC-141.* *57*

Figura A3.23 *– Análise da deformação,* ***plano YZ,*** *amostra JC-141.* *58*

Figura A3.24 – *Análise da deformação,* ***plano XZ,*** *amostra JC-142.* *59*

Figura A3.25 *– Análise da deformação,* ***plano YZ,*** *amostra JC-142.* *60*

Figura A3.26 *– Análise da deformação,* ***plano XZ,*** *amostra JC-143.* *61*

Figura A3.27 *– Análise da deformação,* ***plano YZ,*** *amostra JC-143.* *62*

Figura A3.28 *- Análise da deformação,* ***plano XZ,*** *amostra JC-10.* *63*

Figura A3.29 *– Análise da deformação,* ***plano YZ,*** *amostra JC-10.* *64*

Figura A3.30 *– Análise da deformação,* ***plano XZ,*** *amostra JC-19.* *65*

Figura A3.31 – *Análise da deformação,* ***plano YZ,*** *amostra JC-19.* *66*

Figura A3.32 *– Análise da deformação,* ***plano XZ,*** *amostra JC-21.* *67*

Figura A3.33 *– Análise da deformação,* ***plano YZ,*** *amostra JC-21.* *68*

Figura A3.34 *– Análise da deformação,* ***plano XZ,*** *amostra JC-22.* *69*

Figura A3.35 *- Análise da deformação,* ***plano YZ,*** *amostra JC-22.* *70*
Figura A3.36 *– Análise da deformação,* ***plano XZ,*** *amostra JC-23.* *71*
Figura A3.37 *– Análise da deformação,* ***plano YZ,*** *amostra JC-23.* *72*
Figura A3.38 *– Análise da deformação,* ***plano XZ,*** *amostra JC-26.* *73*
Figura A3.39 – *Análise da deformação,* ***plano YZ,*** *amostra JC-26.* *74*
Figura A3.40 *– Análise da deformação,* ***plano XZ,*** *amostra JC-27.* *75*
Figura A3.41 *– Análise da deformação,* ***plano YZ,*** *amostra JC-27.* *76*
Figura A3.42 *– Análise da deformação,* ***plano XZ,*** *amostra JC-29.* *77*
Figura A3.43 *- Análise da deformação,* ***plano YZ,*** *amostra JC-29.* *78*
Figura A3.44 *– Análise da deformação,* ***plano XZ,*** *amostra JC-44.* *79*
Figura A3.45 *– Análise da deformação,* ***plano YZ,*** *amostra JC-44.* *80*
Figura A3.46 *– Análise da deformação,* ***plano XZ,*** *amostra JC-46.* *81*
Figura A3.47 – *Análise da deformação,* ***plano YZ,*** *amostra JC-46.* *82*
Figura A3.48 *– Análise da deformação,* ***plano XZ,*** *amostra JC-45.* *83*
Figura A3.49 *– Análise da deformação,* ***plano YZ,*** *amostra JC-45.* *84*
Figura A3.50 *– Análise da deformação,* ***plano XZ,*** *amostra JC-47.* *85*
Figura A3.51 *- Análise da deformação,* ***plano YZ,*** *amostra JC-47.* *86*
Figura A3.52 *– Análise da deformação,* ***plano XZ,*** *amostra JC-49.* *87*
Figura A3.53 *– Análise da deformação,* ***plano YZ,*** *amostra JC-49.* *88*
Figura A3.54 – *Análise da deformação,* ***plano XZ,*** *amostra JC-16.* *89*
Figura A3.55 *– Análise da deformação,* ***plano YZ,*** *amostra JC-16.* *90*
Figura A3.56 *– Análise da deformação,* ***plano XZ,*** *amostra JC-17.* *91*
Figura A3.57 *– Análise da deformação,* ***plano YZ,*** *amostra JC-17.* *92*
Figura A3.58 *- Análise da deformação,* ***plano XZ,*** *amostra JC-18.* *93*
Figura A3.59 *– Análise da deformação,* ***plano YZ,*** *amostra JC-18.* *94*
Figura A3.60 *– Análise da deformação,* ***plano XZ,*** *amostra JC-42.* *95*
Figura A3.61 *– Análise da deformação,* ***plano YZ,*** *amostra JC-42.* *96*
Figura A3.62 *– Análise da deformação,* ***plano XZ,*** *amostra JC-43.* *97*
Figura A3.63 – *Análise da deformação,* ***plano YZ,*** *amostra JC-43.* *98*
Figura A3.64 *– Análise da deformação,* ***plano XZ,*** *amostra JC-35.* *99*
Figura A3.65 *– Análise da deformação,* ***plano YZ,*** *amostra JC-35.* *100*
Figura A3.66 *– Análise da deformação,* ***plano XZ,*** *amostra JC-38.* *101*
Figura A3.67 *- Análise da deformação,* ***plano YZ,*** *amostra JC-38.* *102*
Figura A3.68 *– Análise da deformação,* ***plano XZ,*** *amostra JC-40.* *103*
Figura A3.69 *– Análise da deformação,* ***plano YZ,*** *amostra JC-40.* *104*
Figura A3.70 – *Análise da deformação,* ***plano XZ,*** *amostra JC-41.* *105*

Figura A3.71 *– Análise da deformação,* ***plano YZ,*** *amostra JC-41.* *106*
Figura A3.72 *– Análise da deformação,* ***plano XZ,*** *amostra JC-58.* *107*
Figura A3.73 *– Análise da deformação,* ***plano YZ,*** *amostra JC-58.* *108*
Figura A3.74 *- Análise da deformação,* ***plano XZ,*** *amostra JC-59.* *109*
Figura A3.75 *– Análise da deformação,* ***plano YZ,*** *amostra JC-59.* *110*
Figura A3.76 *– Análise da deformação,* ***plano XZ,*** *amostra JC-60.* *111*
Figura A3.77 *– Análise da deformação,* ***plano YZ,*** *amostra JC-60.* *112*
Figura A3.78 *– Análise da deformação,* ***plano XZ,*** *amostra JC-61.* *113*
Figura A3.79 – *Análise da deformação,* ***plano YZ,*** *amostra JC-61.* *114*
Figura A3.80 *– Análise da deformação,* ***plano XZ,*** *amostra JC-63.* *115*
Figura A3.81 *– Análise da deformação,* ***plano YZ,*** *amostra JC-63.* *116*
Figura A3.82 *– Análise da deformação,* ***plano XZ,*** *amostra JC-66.* *117*
Figura A3.83 *- Análise da deformação,* ***plano YZ,*** *amostra JC-66.* *118*
Figura A3.84 *– Análise da deformação,* ***plano XZ,*** *amostra JC-67.* *119*
Figura A3.85 *– Análise da deformação,* ***plano YZ,*** *amostra JC-67.* *120*
Figura A3.86 – *Análise da deformação,* ***plano XZ,*** *amostra JC-68.* *121*
Figura A3.87 *– Análise da deformação,* ***plano YZ,*** *amostra JC-68.* *122*
Figura A3.88 *– Análise da deformação,* ***plano XZ,*** *amostra JC-71.* *123*
Figura A3.89 *– Análise da deformação,* ***plano YZ,*** *amostra JC-71.* *124*
Figura A3.90 *- Análise da deformação,* ***plano XZ,*** *amostra JC-74.* *125*
Figura A3.91 *– Análise da deformação,* ***plano YZ,*** *amostra JC-74.* *126*
Figura A3.92 *– Análise da deformação,* ***plano XZ,*** *amostra JC-75.* *127*
Figura A3.93 – *Análise da deformação,* ***plano YZ,*** *amostra JC-75.* *128*
Figura A3.94 *– Análise da deformação,* ***plano XZ,*** *amostra JC-76.* *129*
Figura A3.95 *– Análise da deformação,* ***plano YZ,*** *amostra JC-76.* *130*
Figura A3.96 *– Análise da deformação,* ***plano XZ,*** *amostra JC-77.* *131*
Figura A3.97 *- Análise da deformação,* ***plano YZ,*** *amostra JC-77.* *132*
Figura A3.98 *– Análise da deformação,* ***plano XZ,*** *amostra JC-79.* *133*
Figura A3.99 *– Análise da deformação,* ***plano YZ,*** *amostra JC-79.* *134*
Figura A3.100 – *Análise da deformação,* ***plano XZ,*** *amostra JC-80.* *135*
Figura A3.101 *– Análise da deformação,* ***plano YZ,*** *amostra JC-80.* *136*
Figura A3.102 *– Análise da deformação,* ***plano YZ,*** *amostra JC-84.* *137*
Figura A3.103 *– Análise da deformação,* ***plano XZ,*** *amostra JC-85.* *138*
Figura A3.104 *- Análise da deformação,* ***plano YZ,*** *amostra JC-85.* *139*
Figura A3.105 *– Análise da deformação,* ***plano YZ,*** *amostra JC-87.* *140*
Figura A3.106 *– Análise da deformação,* ***plano XZ,*** *amostra JC-88.* *141*

Figura A3.107 *– Análise da deformação,* ***plano YZ,*** *amostra JC-88.* *142*
Figura A3.108 *– Análise da deformação,* ***plano XZ,*** *amostra JC-89.* *143*
Figura A3.109 – *Análise da deformação,* ***plano XZ,*** *amostra JC-90.* *144*
Figura A3.110 *– Análise da deformação,* ***plano XZ,*** *amostra JC-91.* *145*
Figura A3.111 *– Análise da deformação,* ***plano YZ,*** *amostra JC-91.* *146*
Figura A3.112 *– Análise da deformação,* ***plano XZ,*** *amostra JC-92.* *147*
Figura A3.113 *- Análise da deformação,* ***plano XZ,*** *amostra JC-93.* *148*
Figura A3.114 *– Análise da deformação,* ***plano XZ,*** *amostra JC-94.* *149*
Figura A3.115 *– Análise da deformação,* ***plano XZ,*** *amostra JC-102.* *150*
Figura A3.116 – *Análise da deformação,* ***plano YZ,*** *amostra JC-102.* *151*
Figura A3.117 *– Análise da deformação,* ***plano XZ,*** *amostra JC-103.* *152*
Figura A3.118 *– Análise da deformação,* ***plano XZ,*** *amostra JC-104.* *153*
Figura A3.119 *– Análise da deformação,* ***plano XZ,*** *amostra JC-108.* *154*
Figura A3.120 *- Análise da deformação,* ***plano XZ,*** *amostra JC-110.* *155*
Figura A3.121 *– Análise da deformação,* ***plano XZ,*** *amostra JC-114.* *156*
Figura A3.122 *– Análise da deformação,* ***plano XZ,*** *amostra JC-116.* *157*
Figura A3.123 – *Análise da deformação,* ***plano YZ,*** *amostra JC-116.* *158*
Figura A3.124 *– Análise da deformação,* ***plano XZ,*** *amostra JC-117.* *159*
Figura A3.125 *– Análise da deformação,* ***plano YZ,*** *amostra JC-117.* *160*
Figura A3.126 *– Análise da deformação,* ***plano XZ,*** *amostra JC-120.* *161*
Figura A3.127 *- Análise da deformação,* ***plano YZ,*** *amostra JC-120.* *162*
Figura A3.128 *– Análise da deformação,* ***plano XZ,*** *amostra JC-121.* *163*
Figura A3.129 *– Análise da deformação,* ***plano XZ,*** *amostra JC-125.* *164*
Figura A3.130 – *Análise da deformação,* ***plano YZ,*** *amostra JC-125.* *165*
Figura A3.131 *– Análise da deformação,* ***plano XZ,*** *amostra JC-127.* *166*
Figura A3.132 *– Análise da deformação,* ***plano YZ,*** *amostra JC-127.* *167*
Figura A3.133 *– Análise da deformação,* ***plano XZ,*** *amostra JC-129.* *168*
Figura A3.134 *- Análise da deformação,* ***plano YZ,*** *amostra JC-129.* *169*
Figura A3.135 *– Análise da deformação,* ***plano XZ,*** *amostra JC-131.* *170*
Figura A3.136 *– Análise da deformação,* ***plano XZ,*** *amostra JC-132.* *171*
Figura A3.137 *– Análise da deformação,* ***plano YZ,*** *amostra JC-132.* *172*
Figura A3.138 *– Análise da deformação,* ***plano XZ,*** *amostra JC-31.* *173*
Figura A3.139 – *Análise da deformação,* ***plano YZ,*** *amostra JC-31.* *174*
Figura A3.140 *– Análise da deformação,* ***plano XZ,*** *amostra Q-31.* *175*
Figura A3.141 *– Análise da deformação,* ***plano YZ,*** *amostra Q-31.* *176*
Figura A3.142 *– Análise da deformação da amostra T041.* *177*

Figura A3.143 *- Análise da deformação da amostra T044.* *178*
Figura A3.144 *– Análise da deformação,* ***plano XZ,*** *amostra Sx02.* *179*
Figura A3.145 *– Análise da deformação,* ***plano YZ,*** *amostra Sx02.* *180*
Figura A3.146 – *Análise da deformação,* ***plano XZ,*** *amostra Sx03.* *181*
Figura A3.147 *– Análise da deformação,* ***plano YZ,*** *amostra Sx03.* *182*
Figura A3.148 *– Análise da deformação,* ***plano XZ,*** *amostra Sx04.* *183*
Figura A3.149 *– Análise da deformação,* ***plano YZ,*** *amostra Sx04.* *184*
Figura A3.150 *- Análise da deformação,* ***plano XZ,*** *amostra Sx05.* *185*
Figura A3.151 *– Análise da deformação,* ***plano YZ,*** *amostra Sx05.* *186*
Figura A3.152 *– Análise da deformação,* ***plano XZ,*** *amostra Sx06.* *187*
Figura A3.153 *– Análise da deformação,* ***plano YZ,*** *amostra Sx06.* *188*
Figura A3.154 – *Análise da deformação,* ***plano XZ,*** *amostra Sx07.* *189*
Figura A3.155 *– Análise da deformação,* ***plano YZ,*** *amostra Sx07.* *190*
Figura A3.156 *– Análise da deformação,* ***plano XZ,*** *amostra Sx08.* *191*
Figura A3.157 *– Análise da deformação,* ***plano XZ,*** *amostra Sx10.* *192*
Figura A3.158 *- Análise da deformação,* ***plano YZ,*** *amostra Sx10.* *193*
Figura A3.159 *– Análise da deformação,* ***plano XZ,*** *amostra Sx11.* *194*
Figura A3.160 *– Análise da deformação,* ***plano YZ,*** *amostra Sx11.* *195*
Figura A3.161 *– Análise da deformação,* ***plano XZ,*** *amostra Sx12.* *196*
Figura A3.162 *– Análise da deformação,* ***plano YZ,*** *amostra Sx12.* *197*
Figura A3.163 *– Análise da deformação,* ***plano XZ,*** *amostra Sx14.* *198*
Figura A3.164 – *Análise da deformação,* ***plano YZ,*** *amostra Sx14.* *199*
Figura A3.165 *– Análise da deformação,* ***plano XZ,*** *amostra Sx15.* *200*
Figura A3.166 *– Análise da deformação,* ***plano YZ,*** *amostra Sx15.* *201*

ÍNDICE DE TABELAS

***Tabela A1.1**: Resultados obtidos com a quantificação da deformação, via diferentes técnicas, em amostras experimentais.* *1*

***Tabela A1.2**: Parâmetros da deformação determinados a partir da quantificação da deformação em amostras experimentais.* *13*

***Tabela A2.1**: Resultados obtidos com a quantificação da deformação em amostras de quartzitos da Folha Diamantina e parâmetros determinados.* *25*

***Tabela A2.2**: Determinações quantitativas da deformação em amostras da Folha Diamantina; amostra-r, determinação via média harmônica, e amostra-f determinação via Fry clássico.* *30*

***Tabela A2.3**: Resultados obtidos com a quantificação da deformação em amostras de seixos da Formação Bandeirinha e parâmetros determinados.* *34*

***Tabela A2.4**: Determinações quantitativas da deformação em amostras de seixos da Formação Bandeirinha; amostra-r, determinação via média harmônica, e amostra-f determinação via Fry clássico.* *35*

***Tabela A4**: Resultados obtidos com a quantificação da deformação em amostras de quartzitos tratadas por Knauer (1999) da metade sul da Folha Diamantina (1:100.000).* *202*

Amostra	Ψ	Arred.	Rf/phi	MH	Fry	FryM-i	FryM-f	Fry(F7)	Centro	Panozzo	SPO	SPO/A	SPO/E	Intercepto	Rf/phi (L&R)	Dayan
C01	0	0,67	1,08	1,08	*	*	*	1,00	6,29	*	1,02	1,02	1,02	1,18	1,29	*
C01	5	0,66	1,07	1,07	*	*	*	1,04	5,33	*	1,35	1,64	2,17	1,06	2,54	*
C01	10	0,60	2,10	1,25	*	*	*	1,01	5,38	*	1,53	1,49	1,97	1,18	1,93	*
C01	15	0,57	1,28	1,33	*	*	*	1,08	3,36	*	1,69	1,40	1,31	1,45	1,69	*
C01	20	0,62	1,48	1,48	*	*	*	1,11	6,08	*	1,69	1,46	1,44	1,31	1,75	*
C01	25	0,56	1,56	1,63	*	*	*	1,22	5,94	*	1,72	1,55	1,57	1,48	1,91	*
C01	30	0,54	1,68	1,85	*	*	*	1,30	6,54	*	1,73	1,71	1,75	1,53	2,16	*
C01	35	0,58	2,02	2,08	*	*	*	1,52	*	*	1,79	1,91	1,97	1,40	2,62	*
C01	40	0,57	2,35	2,35	*	*	*	1,58	*	*	1,85	2,13	2,22	1,46	3,24	*
C01	45	0,57	2,81	2,81	*	*	*	1,70	*	*	1,99	2,51	2,64	1,62	4,50	*
C02	0	0,77	1,69	1,51	*	*	*	1,35	1,80	*	1,68	1,10	1,06	1,11	1,16	*
C02	5	0,81	1,65	1,49	*	*	*	1,36	2,18	*	1,08	1,09	1,11	1,10	1,12	*
C02	10	0,72	1,67	1,55	*	*	*	1,46	2,02	*	1,11	1,10	1,15	1,09	1,15	*
C02	15	0,70	1,73	1,59	*	*	*	1,49	2,26	*	1,22	1,21	1,19	1,13	1,26	*
C02	20	0,64	1,95	1,74	*	*	*	1,68	1,94	*	1,29	1,23	1,19	1,11	1,29	*
C02	25	0,79	1,97	1,75	*	*	*	1,66	2,10	*	1,40	1,28	1,21	1,12	1,30	*
C02	30	0,61	2,20	1,99	*	*	*	1,97	1,96	*	1,49	1,37	1,31	1,23	1,43	*
C02	35	0,61	2,42	2,16	*	*	*	2,10	1,65	*	1,69	1,54	1,44	1,24	1,64	*
C02	40	0,61	2,72	2,36	*	*	*	2,72	1,87	*	1,82	1,56	1,38	1,26	1,59	*
C02	45	0,60	3,13	2,28	*	*	*	1,37	2,20	*	2,01	1,70	1,51	1,27	1,69	*
C03	0	0,33	1,35	1,35	1,00	1,32	1,36	1,02	*	*	1,04	1,04	1,04	1,18	2,77	*
C03	5	0,31	1,36	1,36	1,00	1,32	1,36	1,01	*	*	1,61	1,87	2,46	1,06	3,27	*
C03	10	0,30	1,39	1,47	1,08	1,32	1,36	1,03	*	*	1,70	1,56	2,78	1,18	2,05	*
C03	15	0,29	1,67	1,63	1,04	1,32	1,36	1,04	*	*	1,77	1,45	1,80	1,45	1,69	*
C03	20	0,26	1,61	1,61	1,12	1,32	1,36	1,09	*	*	1,80	1,35	1,34	1,31	1,50	*
C03	25	0,26	1,71	1,71	1,25	1,32	1,36	1,16	*	*	1,75	1,39	1,31	1,48	1,58	*
C03	30	0,26	1,88	1,88	1,25	1,32	1,36	1,30	*	*	1,72	1,49	1,52	1,53	1,77	*
C03	35	0,26	2,13	2,13	1,33	1,32	1,36	1,30	*	*	1,71	1,65	1,66	1,40	1,77	*

Tabela A1.1: Resultados obtidos com a quantificação da deformação, via diferentes técnicas, em amostras experimentais.

Amostra	Ψ	Arred.	Rf/phi	MH	Fry	FryM-i	FryM-f	Fry(F7)	Centro	Panozzo	SPO	SPO/A	SPO/E	Intercepto	Rf/phi (L&R)	Dayan
C03	40	0,26	2,42	2,42	1,43	1,32	1,36	1,46	*	*	1,70	1,93	2,07	1,46	2,21	*
C03	45	0,26	2,99	2,99	1,81	1,32	1,36	1,59	*	*	1,80	2,08	2,16	1,62	3,54	*
C04	0	0,35	1,66	1,53	*	*	*	1,64	3,93	*	1,12	1,12	1,12	1,02	1,10	*
C04	5	0,52	1,62	1,48	*	*	*	1,75	4,02	*	1,26	1,26	1,23	1,16	1,21	*
C04	10	0,50	1,56	1,49	*	*	*	2,06	2,73	*	1,29	1,30	1,33	1,15	1,25	*
C04	15	0,63	1,74	1,57	*	*	*	1,89	3,48	*	1,10	1,08	1,11	1,15	1,09	*
C04	20	0,64	1,72	1,60	*	*	*	2,15	2,80	*	1,16	1,20	1,27	1,33	1,20	*
C04	25	0,65	1,89	1,70	*	*	*	1,95	2,30	*	1,13	1,12	1,15	1,45	1,13	*
C04	30	0,73	1,84	1,69	*	*	*	1,97	2,22	*	1,21	1,16	1,14	1,22	1,12	*
C04	35	0,56	2,05	1,75	*	*	*	2,16	2,14	*	1,26	1,23	1,18	1,11	1,18	*
C04	40	0,61	2,17	1,80	*	*	*	2,93	2,32	*	1,34	1,34	1,39	1,07	1,33	*
C04	45	0,52	2,37	1,83	*	*	*	2,48	2,59	*	1,41	1,42	1,45	1,07	1,42	*
C05	0	0,61	2,82	2,58	*	*	*	1,62	2,44	*	1,12	1,09	1,15	1,11	1,08	*
C05	5	0,68	2,91	2,75	*	*	*	1,85	2,68	*	1,03	1,03	1,09	1,17	1,04	*
C05	10	0,68	2,88	2,57	*	*	*	1,24	1,33	*	1,12	1,09	1,10	1,09	1,07	*
C05	15	0,65	3,00	2,64	*	*	*	1,35	1,52	*	1,15	1,17	1,24	1,14	1,17	*
C05	20	0,79	2,90	2,51	*	*	*	1,44	1,53	*	1,17	1,17	1,19	1,15	1,12	*
C05	25	0,60	3,21	2,81	*	*	*	1,80	1,78	*	1,29	1,29	1,29	1,20	1,21	*
C05	30	0,61	3,27	2,54	*	*	*	1,99	1,95	*	1,37	1,38	1,41	1,26	1,28	*
C05	35	0,77	3,49	2,59	*	*	*	1,82	2,29	*	1,58	1,51	1,47	1,22	1,39	*
C05	40	0,64	3,68	2,32	*	*	*	2,43	2,40	*	1,31	1,34	1,42	1,34	1,29	*
C05	45	0,68	4,41	2,73	*	*	*	1,45	2,70	*	1,60	1,58	1,70	1,39	1,52	*
C06	0	0,89	1,09	1,09	1,00	1,00	4,95	1,01	1,62	*	1,04	1,08	1,17	1,16	1,55	*
C06	5	0,88	1,14	1,14	1,09	1,00	4,71	1,07	1,67	*	1,08	1,12	1,20	1,07	1,62	*
C06	10	0,87	1,28	1,22	1,20	1,00	4,71	1,18	1,50	*	1,18	1,19	1,24	1,04	1,72	*
C06	15	0,82	1,48	1,37	1,33	1,00	4,95	1,34	1,94	*	1,27	1,28	1,32	1,29	1,96	*
C06	20	0,78	1,44	1,43	1,44	1,00	4,95	1,47	2,19	*	1,41	1,41	1,44	1,52	2,12	*
C06	25	0,81	1,77	1,57	1,55	5,41	4,71	1,57	2,61	*	1,55	1,54	1,55	1,51	2,27	*

Tabela A1.1: Resultados obtidos com a quantificação da deformação, via diferentes técnicas, em amostras experimentais.

Amostra	Ψ	Arred.	Rf/phi	MH	Fry	FryM-i	FryM-f	Fry(F7)	Centro	Panozzo	SPO	SPO/A	SPO/E	Intercepto	Rf/phi (L&R)	Dayan
C06	30	0,76	1,96	1,88	1,75	1,00	4,95	1,71	2,36	*	1,72	1,71	1,71	1,61	2,50	*
C06	35	0,79	2,06	2,01	2,23	1,00	4,95	1,81	2,58	*	1,97	1,96	1,96	1,79	2,82	*
C06	40	0,64	2,51	2,50	2,67	5,41	4,71	2,64	3,28	*	2,19	2,17	2,16	1,93	3,02	*
C06	45	0,60	2,89	2,88	2,83	1,00	4,95	2,65	3,70	*	2,54	2,50	2,44	1,84	3,33	*
C07	0	0,79	1,00	1,00	1,00	2,16	2,17	1,02	1,65	1,41	1,00	1,00	1,00	1,04	1,00	*
C07	5	0,74	1,28	1,22	1,08	2,53	2,46	1,09	1,91	1,48	1,14	1,15	1,21	1,11	1,25	*
C07	10	0,72	1,67	1,29	1,15	2,16	2,17	1,21	3,10	1,53	1,19	1,19	1,24	1,19	1,30	*
C07	15	0,67	1,91	1,74	1,52	2,53	2,46	1,66	3,86	1,79	1,55	1,53	1,53	1,40	1,65	*
C07	20	0,70	1,67	1,62	1,80	2,53	2,46	1,52	2,60	1,68	1,46	1,45	1,46	1,30	1,56	*
C07	25	0,72	1,91	1,80	1,90	2,53	2,35	1,64	4,89	1,81	1,53	1,52	1,53	1,39	1,63	*
C07	30	0,70	2,24	2,09	1,96	2,16	2,17	1,81	6,64	1,97	1,74	1,72	1,71	1,52	1,79	*
C07	35	0,69	2,42	2,33	2,00	2,16	2,17	1,97	18,08	2,20	1,98	1,95	1,91	1,63	1,96	*
C07	40	0,68	2,74	2,63	2,10	2,53	2,35	2,17	17,86	2,41	2,22	2,19	2,15	1,66	2,13	*
C07	45	0,64	3,37	3,23	2,56	2,16	2,17	2,51	19,31	2,81	2,59	2,54	2,46	1,66	2,37	*
C08	0	0,58	3,39	3,38	*	*	*	1,13	2,40	*	2,99	2,84	2,54	2,09	11,82	*
C08	5	0,68	3,19	3,26	*	*	*	1,16	2,27	*	2,54	2,20	1,89	1,26	2,22	*
C08	10	0,71	3,20	2,75	*	*	*	1,40	2,29	*	3,02	2,93	2,75	1,29	7,11	*
C08	15	0,79	3,24	2,75	*	*	*	1,41	2,13	*	3,04	2,94	2,77	1,21	5,92	*
C08	20	0,86	3,25	2,69	*	*	*	1,57	1,96	*	3,06	2,96	2,78	1,16	5,01	*
C08	25	0,60	3,32	2,69	*	*	*	1,75	1,91	*	3,09	3,00	2,83	1,08	4,78	*
C08	30	0,57	3,78	3,75	*	*	*	2,11	2,02	*	3,14	3,05	2,89	1,18	4,45	*
C08	35	0,58	4,00	3,86	*	*	*	2,14	2,19	*	3,19	3,09	2,90	1,19	4,04	*
C08	40	0,58	4,16	4,03	*	*	*	2,17	2,39	*	3,26	3,17	3,01	1,18	4,03	*
C08	45	0,57	4,32	4,22	*	*	*	2,59	2,84	*	3,38	3,30	3,15	1,11	4,03	*
C09	0	0,81	1,08	1,08	*	*	*	1,04	2,21	*	1,05	1,03	1,43	1,15	1,03	*
C09	5	0,67	2,22	1,25	*	*	*	1,54	1,70	*	1,10	1,06	1,23	1,37	1,07	*
C09	10	0,63	2,34	1,34	*	*	*	1,44	2,28	*	1,20	1,16	1,27	1,22	1,15	*
C09	15	0,59	2,61	1,45	*	*	*	1,61	1,80	*	1,32	1,29	1,38	1,49	1,25	*

Tabela A1.1: Resultados obtidos com a quantificação da deformação, via diferentes técnicas, em amostras experimentais.

Amostra	Ψ	Arred.	Rf/phi	MH	Fry	FryM-i	FryM-f	Fry(F7)	Centro	Panozzo	SPO	SPO/A	SPO/E	Intercepto	Rf/phi (L&R)	Dayan
C09	20	0,58	2,56	1,58	*	*	*	1,61	2,30	*	1,27	1,35	1,41	1,47	1,28	*
C09	25	0,58	2,55	1,73	*	*	*	1,62	2,51	*	1,60	1,57	1,69	1,46	1,45	*
C09	30	0,54	2,99	1,92	*	*	*	1,63	3,36	*	1,58	1,68	1,89	1,39	1,49	*
C09	35	0,54	3,12	2,17	*	*	*	1,77	5,15	*	1,79	1,88	2,08	1,54	1,62	*
C09	40	0,53	3,31	2,50	*	*	*	2,18	4,40	*	2,06	2,17	2,43	1,59	1,78	*
C09	45	0,54	3,92	2,90	*	*	*	2,23	3,19	*	2,40	2,52	2,92	1,58	1,97	*
C10	0	0,61	1,59	1,47	1,00	1,32	1,36	1,03	7,56	1,13	1,03	1,11	1,33	1,09	1,19	*
C10	5	0,57	2,33	1,51	1,05	1,32	1,36	1,07	2,27	1,14	1,06	1,10	1,16	1,17	1,13	*
C10	10	0,56	1,88	1,55	1,11	1,32	1,36	1,06	2,73	1,14	1,17	1,19	1,25	1,33	1,23	*
C10	15	0,58	1,87	1,59	1,22	1,32	1,36	1,14	2,72	1,24	1,28	1,31	1,37	1,45	1,36	*
C10	20	0,56	2,03	1,76	1,28	1,32	1,36	1,20	2,16	1,33	1,40	1,43	1,49	1,37	1,48	*
C10	25	0,51	2,35	1,99	1,35	1,32	1,36	1,24	2,78	1,45	1,56	1,61	1,71	1,53	1,64	*
C10	30	0,53	2,43	2,11	1,41	1,32	1,36	1,29	2,48	1,63	1,71	1,75	1,82	1,28	1,77	*
C10	35	0,52	2,71	2,39	1,67	1,32	1,36	1,45	*	1,83	1,92	1,96	2,04	1,42	1,93	*
C10	40	0,50	3,12	2,74	1,73	1,32	1,36	1,64	4,86	2,15	2,21	2,28	2,38	1,48	2,16	*
C10	45	0,47	3,02	2,58	2,31	1,32	1,36	1,82	11,25	2,51	2,55	2,62	2,75	1,78	2,37	*
C11	0	0,66	1,25	1,24	*	*	*	1,18	1,55	*	1,03	1,05	1,05	1,15	1,09	*
C11	5	0,63	1,44	1,37	*	*	*	1,18	1,58	*	1,09	1,07	1,09	1,18	1,10	*
C11	10	0,61	1,51	1,44	*	*	*	1,23	1,68	*	1,20	1,18	1,16	1,11	1,26	*
C11	15	0,56	1,61	1,55	*	*	*	1,22	1,75	*	1,28	1,28	1,26	1,30	1,38	*
C11	20	0,54	1,79	1,72	*	*	*	1,29	1,94	*	1,41	1,41	1,39	1,11	1,55	*
C11	25	0,51	1,95	1,87	*	*	*	1,54	1,98	*	1,50	1,54	1,52	1,17	1,67	*
C11	30	0,49	2,23	2,13	*	*	*	1,47	2,28	*	1,73	1,73	1,66	1,30	1,82	*
C11	35	0,49	2,38	2,33	*	*	*	1,73	2,89	*	1,92	1,92	1,88	1,14	2,04	*
C11	40	0,47	2,90	2,77	*	*	*	2,03	3,45	*	2,23	2,24	2,14	1,15	2,24	*
C11	45	0,47	3,22	3,15	*	*	*	2,58	4,41	*	2,54	2,55	2,46	1,30	2,54	*
C12	0	0,79	1,00	1,00	1,88	5,01	4,50	1,50	1,34	1,41	1,01	1,01	1,01	1,03	1,03	*
C12	5	0,79	1,00	1,00	2,14	5,07	4,90	1,75	1,33	1,41	1,08	1,09	1,09	1,07	1,11	*

Tabela A1.1: Resultados obtidos com a quantificação da deformação, via diferentes técnicas, em amostras experimentais.

Amostra	Ψ	Arred.	Rf/phi	MH	Fry	FryM-i	FryM-f	Fry(F7)	Centro	Panozzo	SPO	SPO/A	SPO/E	Intercepto	Rf/phi (L&R)	Dayan
C12	10	0,76	1,18	1,18	2,67	5,01	4,50	1,91	1,38	1,52	1,11	1,11	1,18	1,09	1,17	*
C12	15	0,76	1,39	1,39	2,67	5,01	4,50	1,68	1,50	1,59	1,26	1,24	1,21	1,20	1,30	*
C12	20	0,74	1,41	1,42	2,83	5,07	4,90	1,78	1,63	1,64	1,31	1,30	1,27	1,25	1,37	*
C12	25	0,73	1,68	1,68	3,00	5,01	4,50	2,00	1,73	1,90	1,45	1,43	1,38	1,26	1,50	*
C12	30	0,74	1,88	1,88	3,17	5,01	4,50	1,80	1,93	2,03	1,59	1,54	1,43	1,40	1,55	*
C12	35	0,70	2,18	2,18	3,33	5,07	4,90	1,52	2,38	2,22	1,56	1,47	1,36	1,39	1,53	*
C12	40	0,70	2,50	2,50	4,40	5,07	4,90	1,81	2,61	2,52	1,95	1,90	1,87	1,30	2,19	*
C12	45	0,68	3,07	3,07	4,60	5,01	4,50	1,86	2,96	2,88	2,27	2,18	2,16	2,85	2,17	*
C13	0	0,75	1,55	1,53	1,75	2,34	2,68	1,66	1,34	*	1,01	1,00	1,07	1,08	1,01	*
C13	5	0,73	1,56	1,51	1,75	2,76	2,76	1,61	1,41	*	1,07	1,09	1,20	1,02	1,13	*
C13	10	0,71	1,59	1,52	2,00	3,20	3,13	1,34	1,51	*	1,16	1,17	1,27	1,08	1,23	*
C13	15	0,69	1,63	1,54	3,00	3,26	3,25	2,29	1,70	*	1,28	1,29	1,38	1,02	1,37	*
C13	20	0,67	1,71	1,59	2,50	3,08	3,17	2,48	1,81	*	1,41	1,42	1,51	1,08	1,53	*
C13	25	0,65	1,87	1,71	3,00	3,35	3,68	2,89	1,76	*	1,45	1,52	1,63	1,12	1,60	*
C13	30	0,63	2,08	1,89	3,00	3,41	3,31	2,55	1,90	*	1,61	1,68	1,76	1,24	1,75	*
C13	35	0,61	2,36	2,17	2,67	1,31	1,35	2,77	2,22	*	1,96	1,96	1,97	1,24	1,99	*
C13	40	0,61	2,74	2,48	3,41	1,07	1,09	3,40	2,41	*	1,99	2,11	2,20	1,45	2,04	*
C13	45	0,62	3,24	2,91	3,75	1,49	1,58	3,61	2,48	*	2,33	2,45	2,51	1,42	2,26	*
C14	0	0,40	1,00	1,00	1,05	1,32	1,36	1,75	9,49	*	1,02	1,04	1,13	1,07	1,16	*
C14	5	0,42	1,28	1,28	1,05	1,32	1,36	1,94	5,41	*	1,16	1,16	1,16	1,11	1,35	*
C14	10	0,42	1,36	1,35	1,10	1,32	1,36	2,01	5,50	*	1,16	1,15	1,11	1,11	1,28	*
C14	15	0,43	1,44	1,44	1,10	1,32	1,36	2,20	5,66	*	1,27	1,27	1,27	1,20	1,61	*
C14	20	0,41	1,62	1,62	1,10	1,32	1,36	2,08	6,20	*	1,45	1,45	1,44	1,29	2,00	*
C14	25	0,44	1,84	1,84	1,33	1,32	1,36	1,97	6,25	*	1,48	1,49	1,46	1,46	1,91	*
C14	30	0,46	2,04	2,04	1,33	1,32	1,36	1,33	6,75	*	1,68	1,68	1,65	1,50	2,37	*
C14	35	0,47	2,55	2,55	1,53	1,32	1,36	1,46		*	1,84	1,76	1,43	1,73	2,12	*
C14	40	0,44	2,68	2,67	1,75	1,32	1,36	1,57	13,25	*	2,06	1,96	1,81	1,59	2,12	*
C14	45	0,44	3,22	3,22	2,00	1,32	1,36	1,72		*	2,15	2,00	1,77	1,92	2,23	*

Tabela A1.1: Resultados obtidos com a quantificação da deformação, via diferentes técnicas, em amostras experimentais.

Amostra	Ψ	Arred.	Rf/phi	MH	Fry	FryM-i	FryM-f	Fry(F7)	Centro	Panozzo	SPO	SPO/A	SPO/E	Intercepto	Rf/phi (L&R)	Dayan
C15	0	0,94	1,45	1,42	*	*	*	1,24	2,55	*	1,23	1,21	1,18	1,14	1,28	*
C15	5	0,88	1,52	1,48	*	*	*	1,46	2,51	*	1,18	1,15	1,15	1,04	1,17	*
C15	10	0,85	1,57	1,52	*	*	*	1,50	2,28	*	1,21	1,18	1,15	1,09	1,21	*
C15	15	0,80	1,65	1,61	*	*	*	1,74	2,22	*	1,26	1,24	1,23	1,04	1,31	*
C15	20	0,77	1,73	1,68	*	*	*	1,96	2,38	*	1,34	1,28	1,19	1,05	1,31	*
C15	25	0,72	1,82	1,77	*	*	*	2,04	2,02	*	1,24	1,18	1,13	1,01	1,21	*
C15	30	0,71	1,97	1,91	*	*	*	1,83	1,98	*	1,31	1,24	1,18	1,13	1,28	*
C15	35	0,70	2,17	2,10	*	*	*	2,12	1,87	*	1,50	1,41	1,31	1,05	1,50	*
C15	40	0,69	2,40	2,33	*	*	*	2,66	1,99	*	1,56	1,47	1,39	1,06	1,56	*
C15	45	0,69	2,73	2,64	*	*	*	2,28	2,05	*	1,53	1,46	1,38	1,23	1,54	*
C16	0	0,74	1,73	1,56	*	*	*	2,06	1,29	*	1,04	1,04	1,20	1,05	1,05	*
C16	5	0,70	1,94	1,61	*	*	*	1,71	1,18	*	1,01	1,06	1,10	1,09	1,05	*
C16	10	0,66	1,85	1,63	*	*	*	2,04	1,20	*	1,15	1,14	1,07	1,17	1,14	*
C16	15	0,64	1,93	1,72	*	*	*	1,29	1,19	*	1,17	1,17	1,21	1,13	1,18	*
C16	20	0,60	2,06	1,85	*	*	*	1,35	1,24	*	1,22	1,15	1,16	1,15	1,20	*
C16	25	0,58	2,25	2,00	*	*	*	1,66	1,51	*	1,35	1,26	1,20	1,27	1,29	*
C16	30	0,57	2,43	2,13	*	*	*	1,70	1,67	*	1,50	1,32	1,20	1,23	1,31	*
C16	35	0,56	2,76	2,43	*	*	*	2,13	1,77	*	1,57	1,36	1,21	1,26	1,34	*
C16	40	0,55	3,14	2,72	*	*	*	1,85	2,21	*	1,72	1,45	1,31	1,18	1,43	*
C16	45	0,54	3,64	2,99	*	*	*	2,09	2,36	*	1,80	1,52	1,32	1,30	1,48	*
C17	0	0,71	2,25	2,23	1,50	1,99	1,96	1,51	1,22	*	1,06	1,12	1,23	1,07	1,08	*
C17	5	0,66	2,33	2,22	1,60	1,32	1,41	1,59	1,26	*	1,12	1,16	1,20	1,12	1,12	*
C17	10	0,62	2,35	2,21	1,75	1,31	1,46	1,70	1,38	*	1,22	1,26	1,37	1,18	1,20	*
C17	15	0,59	2,41	2,24	1,82	1,30	1,38	1,79	1,43	*	1,33	1,33	1,20	1,28	1,26	*
C17	20	0,56	2,54	2,27	1,94	1,32	1,36	1,93	1,61	*	1,47	1,48	1,44	1,36	1,38	*
C17	25	0,54	2,64	2,28	2,00	1,29	1,37	2,13	1,72	*	1,62	1,58	1,24	1,43	1,45	*
C17	30	0,52	2,83	2,34	2,50	1,31	1,46	1,58	1,94	*	1,78	1,74	1,49	1,57	1,59	*
C17	35	0,52	3,12	2,49	2,67	1,31	1,46	2,05	2,16	*	2,00	1,90	1,50	1,68	1,72	*

Tabela A1.1: Resultados obtidos com a quantificação da deformação, via diferentes técnicas, em amostras experimentais.

Amostra	Ψ	Arred.	Rf/phi	MH	Fry	FryM-i	FryM-f	Fry(F7)	Centro	Panozzo	SPO	SPO/A	SPO/E	Intercepto	Rf/phi (L&R)	Dayan
C17	40	0,51	3,47	2,70	1,94	1,74	1,86	1,92	2,42	*	2,27	2,10	1,49	1,83	1,82	*
C17	45	0,51	4,05	3,01	2,50	1,32	1,36	2,18	2,82	*	2,62	2,36	1,62	2,06	2,07	*
C18	0	0,91	1,00	1,00	1,10	1,27	1,40	1,05	1,47	1,06	1,00	1,00	*	1,00	*	*
C18	5	0,92	1,09	1,09	1,09	1,08	1,22	1,02	1,37	1,11	1,09	1,09	1,09	1,07	3,30	*
C18	10	0,86	1,20	1,20	1,20	1,31	1,22	1,14	1,54	1,20	1,20	1,20	1,20	1,17	4,48	*
C18	15	0,82	1,31	1,31	1,30	1,66	1,42	1,19	1,54	1,26	1,31	1,31	1,31	1,29	5,72	*
C18	20	0,77	1,45	1,45	1,40	1,41	1,55	1,32	1,58	1,38	1,44	1,44	1,44	1,39	6,79	*
C18	25	0,73	1,61	1,61	1,67	1,37	1,44	1,76	1,70	1,56	1,60	1,60	1,60	1,54	8,72	*
C18	30	0,71	1,80	1,80	1,75	1,32	1,36	2,09	2,14	1,69	1,78	1,78	1,78	1,70	8,33	*
C18	35	0,70	2,02	2,02	2,00	1,81	1,59	2,64	2,37	1,83	2,00	2,00	2,00	1,87	9,84	*
C18	40	0,69	2,29	2,29	2,50	1,55	1,69	2,40	2,58	2,03	2,29	2,29	2,29	2,16	10,67	*
C18	45	0,69	2,62	2,62	2,86	1,63	1,27	2,53	2,78	2,25	2,65	2,65	2,65	2,49	11,33	*
C19	0	0,55	4,46	4,24	1,50	1,29	1,37	1,46	1,19	*	1,25	1,17	1,09	1,20	1,10	*
C19	5	0,52	4,34	4,11	2,50	1,29	1,37	1,59	1,24	*	1,42	1,21	1,15	1,20	1,17	*
C19	10	0,50	4,33	4,07	2,27	1,27	1,36	1,52	1,33	*	1,27	1,12	1,13	1,12	1,11	*
C19	15	0,48	4,37	4,06	2,75	1,29	1,37	2,25	1,41	*	1,31	1,16	1,16	1,28	1,15	*
C19	20	0,46	4,48	4,09	2,50	1,27	1,36	1,52	1,54	*	1,32	1,19	1,21	1,25	1,16	*
C19	25	0,45	4,67	4,15	2,50	1,27	1,36	1,88	1,62	*	1,27	1,26	1,27	1,21	1,19	*
C19	30	0,44	4,81	4,12	2,40	1,62	1,81	1,85	1,72	*	1,43	1,31	1,25	1,18	1,24	*
C19	35	0,44	5,06	4,12	3,00	1,31	1,40	1,87	1,95	*	1,52	1,38	1,33	1,20	1,30	*
C19	40	0,44	5,48	4,22	3,25	1,26	1,40	2,39	2,13	*	1,51	1,45	1,44	1,23	1,36	*
C19	45	0,45	6,27	4,44	3,50	1,76	1,91	2,15	2,49	*	1,76	1,68	1,61	1,20	1,51	*
C20	0	0,66	2,18	2,11	2,20	1,30	1,38	1,31	1,22	*	1,11	1,10	1,12	1,05	1,07	*
C20	5	0,63	2,21	2,13	2,40	1,30	1,38	1,30	1,29	*	1,20	1,15	1,11	1,11	1,12	*
C20	10	0,60	2,27	2,18	2,27	1,30	1,38	1,41	1,39	*	1,25	1,18	1,12	1,11	1,14	*
C20	15	0,59	2,35	2,24	2,25	1,50	1,60	1,40	1,42	*	1,27	1,18	1,30	1,12	1,14	*
C20	20	0,56	2,48	2,33	2,50	1,29	1,37	1,59	1,54	*	1,30	1,11	1,08	1,17	1,10	*
C20	25	0,52	2,65	2,44	2,63	1,27	1,36	1,33	1,79	*	1,47	1,30	1,13	1,18	1,26	*

Tabela A1.1: Resultados obtidos com a quantificação da deformação, via diferentes técnicas, em amostras experimentais.

Amostra	Ψ	Arred.	Rf/phi	MH	Fry	FryM-i	FryM-f	Fry(F7)	Centro	Panozzo	SPO	SPO/A	SPO/E	Intercepto	Rf/phi (L&R)	Dayan
C20	30	0,51	2,86	2,55	2,83	1,29	1,37	1,65	1,89	*	1,58	1,37	1,23	1,25	1,32	*
C20	35	0,50	3,13	2,72	2,75	1,30	1,38	2,17	2,13	*	1,71	1,41	1,25	1,18	1,34	*
C20	40	0,49	3,51	2,99	3,00	1,30	1,38	2,12	2,43	*	1,96	1,60	1,34	1,30	1,49	*
C20	45	0,48	4,01	3,40	3,50	1,32	1,36	2,56	2,99	*	2,03	1,65	1,44	1,31	1,55	*
C21	0	0,68	2,15	1,72	1,88	1,32	1,36	1,78	1,94	1,42	1,01	1,04	1,09	1,11	1,02	*
C21	5	0,66	2,23	1,81	1,90	1,32	1,36	1,87	1,90	1,52	1,11	1,31	5,68	1,16	1,25	*
C21	10	0,64	2,34	1,94	2,18	1,32	1,36	1,76	1,94	1,60	1,20	1,27	1,94	1,15	1,19	*
C21	15	0,62	2,49	2,10	2,40	1,32	1,36	1,97	1,94	1,69	1,32	1,36	1,40	1,23	1,26	*
C21	20	0,59	2,66	2,27	2,78	1,32	1,36	1,90	1,85	1,82	1,45	1,50	1,53	1,33	1,35	*
C21	25	0,57	2,86	2,47	2,86	1,76	1,75	2,09	2,00	1,98	1,61	1,77	2,79	1,36	1,51	*
C21	30	0,55	3,13	2,73	2,80	1,32	1,36	1,97	2,24	2,18	1,80	1,86	1,91	1,51	1,56	*
C21	35	0,53	3,46	3,06	3,15	1,32	1,36	2,02	2,88	2,44	2,04	2,12	2,18	1,74	1,69	*
C21	40	0,51	3,87	3,45	3,22	1,32	1,36	2,29	4,76	2,77	2,31	2,35	1,85	1,87	1,80	*
C21	45	0,48	4,51	4,03	3,75	1,32	1,36	2,43	4,12	3,23	2,70	2,81	2,31	1,97	2,03	*
C22	0	0,68	2,92	2,07	1,57	1,32	1,36	1,68	1,49	1,26	1,25	1,19	1,10	1,17	1,14	*
C22	5	0,65	2,93	2,12	1,71	1,32	1,36	1,84	1,59	1,31	1,27	1,20	1,14	1,15	1,14	*
C22	10	0,61	2,97	2,20	2,17	1,32	1,36	2,05	1,52	1,36	1,30	1,25	1,13	1,20	1,18	*
C22	15	0,58	3,05	2,31	2,33	1,32	1,36	1,58	1,53	1,42	1,39	1,32	1,38	1,23	1,21	*
C22	20	0,56	3,17	2,46	2,80	1,32	1,36	1,76	1,40	1,49	1,48	1,38	1,30	1,29	1,28	*
C22	25	0,53	3,32	2,65	3,20	1,32	1,36	1,79	1,69	1,59	1,59	1,38	1,23	1,38	1,26	*
C22	30	0,52	3,50	2,85	3,64	1,32	1,36	1,87	1,65	1,72	1,74	1,56	1,40	1,47	1,37	*
C22	35	0,51	3,76	3,10	3,81	1,32	1,36	2,00	2,03	1,90	1,94	1,67	1,39	1,47	1,43	*
C22	40	0,51	4,09	3,40	4,05	1,32	1,36	2,09	2,06	2,12	2,14	1,77	1,27	1,63	1,50	*
C22	45	0,50	4,57	3,81	4,28	1,32	1,36	2,34	2,35	2,39	2,40	2,03	1,40	1,66	1,66	*
C23	0	0,95	1,01	1,01	*	*	*	1,33	1,25	*	1,02	1,02	1,02	1,01	1,13	*
C23	5	0,90	1,11	1,11	*	*	*	1,22	1,28	*	1,11	1,11	1,13	1,01	1,19	*
C23	10	0,87	1,22	1,22	*	*	*	1,17	1,37	*	1,10	1,05	1,12	1,10	1,08	*
C23	15	0,83	1,34	1,34	*	*	*	1,42	1,44	*	1,23	1,18	1,16	1,10	1,23	*

Tabela A1.1: Resultados obtidos com a quantificação da deformação, via diferentes técnicas, em amostras experimentais.

Amostra	Ψ	Arred.	Rf/phi	MH	Fry	FryM-i	FryM-f	Fry(F7)	Centro	Panozzo	SPO	SPO/A	SPO/E	Intercepto	Rf/phi (L&R)	Dayan
C23	20	0,79	1,47	1,47	*	*	*	1,26	1,50	*	1,34	1,28	1,16	1,18	1,38	*
C23	25	0,76	1,64	1,64	*	*	*	1,50	1,71	*	1,50	1,44	1,33	1,32	1,58	*
C23	30	0,74	1,81	1,81	*	*	*	1,73	1,96	*	1,58	1,38	1,18	1,25	1,42	*
C23	35	0,71	2,05	2,05	*	*	*	1,54	2,22	*	1,62	1,39	1,25	1,34	1,41	*
C23	40	0,68	2,32	2,32	*	*	*	1,92	2,29	*	1,79	1,54	1,29	1,32	1,53	*
C23	45	0,65	2,76	2,76	*	*	*	2,07	2,64	*	1,88	1,52	1,33	1,42	1,51	*
C24	0	0,61	5,60	1,85	*	*	*	1,73	1,28	*	1,06	1,08	1,13	1,02	1,13	*
C24	5	0,60	2,01	1,77	*	*	*	1,92	2,22	*	1,09	1,09	1,10	1,08	1,08	*
C24	10	0,58	1,80	1,64	*	*	*	1,90	2,30	*	1,12	1,12	1,12	1,08	1,10	*
C24	15	0,56	1,85	1,69	*	*	*	2,01	2,43	*	1,17	1,19	1,21	1,10	1,18	*
C24	20	0,54	1,91	1,71	*	*	*	1,96	2,13	*	1,24	1,18	1,13	1,32	1,17	*
C24	25	0,52	2,02	1,78	*	*	*	2,09	1,84	*	1,33	1,33	1,37	1,37	1,29	*
C24	30	0,51	2,23	1,94	*	*	*	2,08	1,96	*	1,41	1,36	1,32	1,42	1,31	*
C24	35	0,50	2,45	2,16	*	*	*	1,96	1,87	*	1,41	1,34	1,29	1,50	1,33	*
C24	40	0,48	2,81	2,52	*	*	*	2,64	2,36	*	1,43	1,38	1,37	1,56	1,34	*
C24	45	0,47	2,91	2,06	*	*	*	2,40	2,51	*	1,61	1,55	1,53	1,66	1,48	*
C25	0	0,51	4,14	3,93	3,80	1,32	1,36	1,90	1,40	3,98	4,19	4,25	4,31	3,73	13,66	*
C25	5	0,52	4,06	3,84	3,63	1,32	1,36	2,37	1,34	4,00	3,63	1,97	1,19	3,66	1,81	*
C25	10	0,51	4,07	3,84	4,00	1,69	1,69	2,23	1,42	3,99	3,67	2,10	1,41	3,65	1,74	*
C25	15	0,50	4,07	3,85	4,08	1,99	1,98	2,24	1,50	4,10	3,96	3,29	3,17	3,65	4,07	*
C25	20	0,50	4,08	3,86	3,80	1,26	1,29	2,23	1,65	4,04	3,90	2,56	1,39	3,69	2,34	*
C25	25	0,49	4,10	3,89	4,08	1,33	1,34	2,13	1,61	3,95	3,88	2,73	1,53	3,71	2,52	*
C25	30	0,49	4,13	3,93	4,00	1,79	1,78	2,33	1,71	4,08	3,96	3,39	1,42	3,74	3,43	*
C25	35	0,49	4,20	4,00	3,90	1,32	1,36	2,40	2,14	3,97	3,98	2,79	2,37	3,82	2,42	*
C25	40	0,49	4,28	4,09	4,00	1,32	1,36	2,21	2,50	4,04	4,17	4,21	4,22	3,85	6,02	*
C25	45	0,49	4,37	4,19	3,90	1,26	1,36	2,62	2,63	3,76	4,12	3,04	2,13	3,91	2,59	*
C26	0	0,62	3,12	3,01	2,19	1,32	1,36	2,18	1,48	2,95	2,90	2,30	1,14	2,86	2,26	3,06
C26	5	0,41	3,13	3,01	2,50	1,32	1,36	1,99	1,43	2,86	2,95	2,93	2,92	2,97	11,89	3,07

Tabela A1.1: Resultados obtidos com a quantificação da deformação, via diferentes técnicas, em amostras experimentais.

Amostra	Ψ	Arred.	Rf/phi	MH	Fry	FryM-i	FryM-f	Fry(F7)	Centro	Panozzo	SPO	SPO/A	SPO/E	Intercepto	Rf/phi (L&R)	Dayan
C26	10	0,53	3,14	3,03	2,75	1,32	1,36	2,14	1,50	2,91	3,02	3,01	3,00	3,00	9,37	3,08
C26	15	0,48	3,31	3,19	3,33	1,32	1,36	2,31	1,64	3,03	3,16	3,14	3,13	3,12	7,97	3,25
C26	20	0,48	3,31	3,19	3,16	1,65	1,67	2,41	1,78	3,21	3,35	3,34	3,33	3,32	7,41	3,25
C26	25	0,41	3,78	3,66	3,68	1,32	1,36	2,58	2,05	3,41	3,62	3,60	3,59	3,54	7,18	3,70
C26	30	0,39	4,18	4,05	4,06	1,34	1,49	2,98	2,26	3,77	3,99	3,97	3,96	3,83	7,22	4,10
C26	35	0,38	4,67	4,54	3,81	1,32	1,36	3,21	2,47	4,10	4,47	4,45	4,44	4,19	7,47	4,60
C26	40	0,37	5,37	5,22	3,81	1,32	1,36	3,50	3,04	4,54	5,12	5,09	5,08	4,71	7,94	5,28
C26	45	0,35	6,39	6,21	5,33	1,62	1,57	4,01	3,33	4,88	6,03	6,00	5,98	5,24	8,65	6,26
C27	0	0,93	1,03	1,03	1,50	9,15	8,71	1,36	8,66	*	1,01	1,01	1,01	1,02	1,27	1,01
C27	5	0,92	1,11	1,11	1,50	9,15	8,71	1,39	4,60	*	1,09	1,09	1,09	1,09	3,49	1,10
C27	10	0,91	1,22	1,22	1,50	9,15	8,71	1,38	4,59	*	1,19	1,19	1,19	1,19	4,93	1,21
C27	15	0,77	1,35	1,34	1,33	9,15	8,71	1,41	4,53	*	1,30	1,30	1,30	1,29	6,11	1,32
C27	20	0,63	1,48	1,48	1,80	9,15	8,71	1,37	2,50	*	1,43	1,43	1,43	1,41	7,27	1,46
C27	25	0,81	1,62	1,62	1,33	9,15	8,71	1,23	2,52	*	1,58	1,58	1,58	1,56	8,14	1,61
C27	30	0,81	1,82	1,82	2,00	9,15	8,71	1,33	2,25	*	1,75	1,75	1,75	1,73	9,17	1,81
C27	35	0,69	2,06	2,06	1,33	9,15	8,71	1,38	2,15	*	1,96	1,96	1,96	1,93	9,90	2,06
C27	40	0,68	2,35	2,35	1,50	9,15	8,71	1,39	2,38	*	2,23	2,23	2,23	2,18	10,53	2,35
C27	45	0,65	2,71	2,71	1,50	9,15	8,71	1,33	3,07	*	2,57	2,57	2,57	2,49	11,19	2,71
C27	50	0,56	3,28	3,28	1,00	9,00	9,00	1,34	3,98	*	3,04	3,04	3,04	2,90	11,94	3,27
C27	55	0,49	3,98	3,98	1,67	9,00	9,00	1,35	3,92	*	3,68	3,68	2,68	3,43	12,80	3,96
C27	60	0,39	5,21	5,21	1,63	9,00	9,00	1,41	5,28	*	4,66	4,66	4,66	4,19	13,83	5,19
C27	65	0,31	6,90	6,88	1,42	8,08	8,06	1,40	7,14	*	6,23	6,23	6,23	5,21	15,12	6,84
C27	70	0,20	10,02	10,01	1,50	8,08	8,06	1,54	11,38	*	9,06	9,06	9,06	7,75	16,85	9,78
C27	75	0,13	18,65	18,65	2,17	1,00	5,08	1,15	11,01	*	15,06	15,07	15,07	7,55	19,37	18,58
C28	0	0,73	2,21	1,88	1,88	1,32	1,36	1,92	1,49	1,05	1,03	1,04	1,05	1,02	1,03	1,05
C28	5	0,67	2,23	1,91	2,00	1,32	1,36	2,10	1,53	1,13	1,12	1,13	1,14	1,12	1,11	1,15
C28	10	0,72	2,29	1,97	2,05	1,32	1,36	2,00	1,50	1,24	1,23	1,24	1,24	1,23	1,19	1,24
C28	15	0,67	2,38	2,06	2,22	1,32	1,36	2,32	1,62	1,35	1,34	1,35	1,36	1,34	1,28	1,37

Tabela A1.1: Resultados obtidos com a quantificação da deformação, via diferentes técnicas, em amostras experimentais.

Amostra	Ψ	Arred.	Rf/phi	MH	Fry	FryM-i	FryM-f	Fry(F7)	Centro	Panozzo	SPO	SPO/A	SPO/E	Intercepto	Rf/phi (L&R)	Dayan
C28	20	0,70	2,48	2,14	2,44	1,32	1,36	2,32	1,79	1,49	1,48	1,49	1,50	1,48	1,38	1,52
C28	25	0,68	2,63	2,26	2,67	1,32	1,36	2,71	2,08	1,64	1,63	1,64	1,66	1,64	1,48	1,66
C28	30	0,65	2,84	2,43	2,87	1,32	1,36	2,92	2,30	1,82	1,82	1,83	1,85	1,82	1,60	1,85
C28	35	0,62	3,10	2,65	3,11	1,32	1,36	3,10	2,41	2,06	2,04	2,06	2,05	2,05	1,73	2,08
C28	40	0,58	3,45	2,94	3,33	1,32	1,36	3,42	2,90	2,36	2,32	2,34	2,36	2,32	1,88	2,37
C28	45	0,54	3,92	3,33	3,75	1,32	1,36	3,69	3,08	2,67	2,68	2,71	2,74	2,68	2,06	2,74
C29	0	0,66	2,61	2,61	2,25	1,32	1,36	1,74	1,86	2,55	2,55	2,55	2,55	2,57	11,15	2,61
C29	5	0,63	2,83	2,83	2,63	1,09	1,12	2,01	1,98	2,77	2,79	2,79	2,79	2,77	11,57	2,83
C29	10	0,59	3,08	3,08	3,00	1,32	1,36	2,22	2,00	3,08	3,05	3,05	3,05	3,00	11,97	3,08
C29	15	0,55	3,37	3,37	3,30	1,32	1,36	2,44	2,13	3,36	3,34	3,34	3,34	3,26	12,36	3,37
C29	20	0,52	3,71	3,71	3,58	1,32	1,36	2,89	2,28	3,65	3,66	3,66	3,66	3,57	12,77	3,71
C29	25	0,48	4,09	4,09	4,00	1,32	1,36	3,13	2,54	4,06	4,03	4,03	4,03	3,88	13,20	4,09
C29	30	0,44	4,52	4,52	4,57	1,09	1,12	3,49	2,65	4,54	4,47	4,47	4,47	4,22	13,65	4,52
C29	35	0,40	5,05	5,05	5,07	1,32	1,36	3,72	2,84	4,93	4,99	4,99	4,99	4,64	14,13	5,05
C29	40	0,36	5,69	5,69	5,37	1,24	1,28	4,04	3,63	5,32	5,63	5,63	5,63	5,09	14,67	5,69
C29	45	0,31	6,54	6,54	6,00	1,24	1,28	4,60	4,38	5,97	6,43	6,43	6,43	5,64	15,27	6,55
C30	0	0,66	2,59	2,59	1,60	1,32	1,36	1,44	1,44	1,05	1,03	1,03	1,03	1,04	1,02	1,04
C30	5	0,66	2,60	2,58	1,80	1,32	1,36	1,56	1,44	1,11	1,10	1,10	1,10	1,10	1,07	1,08
C30	10	0,63	3,73	2,59	2,11	1,05	1,06	1,78	1,56	1,20	1,20	1,20	1,20	1,20	1,15	1,20
C30	15	0,64	3,23	2,64	2,33	1,32	1,36	1,86	1,61	1,31	1,31	1,31	1,31	1,31	1,23	1,26
C30	20	0,62	2,71	2,58	2,56	1,09	1,12	2,03	1,78	1,45	1,45	1,45	1,47	1,44	1,33	1,46
C30	25	0,62	2,92	2,57	2,80	1,32	1,36	2,13	1,81	1,60	1,60	1,60	1,60	1,60	1,44	1,61
C30	30	0,61	3,10	2,58	3,11	1,18	1,21	2,38	2,10	1,76	1,78	1,78	1,78	1,78	1,57	1,68
C30	35	0,57	3,25	2,63	3,24	1,24	1,28	3,09	2,38	1,99	2,01	2,01	2,01	2,01	1,72	2,01
C30	40	0,56	3,69	2,76	3,38	1,32	1,36	3,33	2,80	2,28	2,29	2,29	2,29	2,28	1,89	2,23
C30	45	0,49	4,31	3,18	3,86	1,32	1,36	3,73	3,06	2,56	2,66	2,66	2,66	2,63	2,07	2,75
C31	0	0,66	2,61	2,61	2,20	1,34	1,30	1,92	1,87	2,56	2,55	2,55	2,55	2,64	11,16	2,60
C31	5	0,69	2,38	2,38	2,30	1,24	1,20	1,92	1,85	2,34	2,35	2,35	2,35	2,39	10,77	2,38

Tabela A1.1: Resultados obtidos com a quantificação da deformação, via diferentes técnicas, em amostras experimentais.

Amostra	Ψ	Arred.	Rf/phi	MH	Fry	FryM-i	FryM-f	Fry(F7)	Centro	Panozzo	SPO	SPO/A	SPO/E	Intercepto	Rf/phi (L&R)	Dayan
C31	10	0,73	2,18	2,18	2,40	1,43	1,34	2,22	1,91	2,15	2,15	2,15	2,15	2,20	10,35	2,18
C31	15	0,76	1,99	1,99	2,78	1,33	1,30	2,28	1,73	1,95	1,97	1,97	1,97	2,02	9,91	1,99
C31	20	0,79	1,82	1,82	3,11	1,34	1,30	2,51	1,85	1,79	1,80	1,80	1,80	1,86	9,46	1,82
C31	25	0,82	1,67	1,67	3,63	1,24	1,20	2,99	1,95	1,64	1,66	1,66	1,66	1,95	9,00	1,67
C31	30	0,84	1,55	1,55	3,75	1,24	1,20	3,30	2,15	1,54	1,54	1,54	1,54	1,61	8,57	1,55
C31	35	0,85	1,49	1,49	4,57	1,24	1,20	3,71	2,34	1,47	1,48	1,48	1,48	1,54	8,31	1,49
C31	40	0,85	1,51	1,51	5,29	1,24	1,20	4,09	2,82	1,50	1,50	1,50	1,50	1,57	8,42	1,51
C31	45	0,82	1,66	1,66	5,43	1,24	1,20	4,67	3,31	1,67	1,65	1,65	1,65	1,71	8,98	1,66

Tabela A1.1: Resultados obtidos com a quantificação da deformação, via diferentes técnicas, em amostras experimentais.

Amostra	Ψ	Rf MA	MAX	MIN	MAX.MIN	Rs	Mh	MAX/MIN	R0	Mh/Rs	Rs Calculado
C01	0	1,08	1,10	1,04	1,14	1,07	1,08	1,06	1,03	1,01	1,00
C01	5	1,07	1,16	1,04	1,21	1,10	1,07	1,12	1,06	0,97	1,09
C01	10	2,10	1,28	1,21	1,55	1,24	1,25	1,06	1,03	1,00	1,19
C01	15	1,28	1,36	1,29	1,75	1,32	1,33	1,05	1,03	1,00	1,31
C01	20	1,48	1,52	1,46	2,22	1,49	1,48	1,04	1,02	0,99	1,44
C01	25	1,56	1,68	1,59	2,67	1,63	1,63	1,06	1,03	1,00	1,59
C01	30	1,68	1,88	1,80	3,38	1,84	1,85	1,04	1,02	1,01	1,77
C01	35	2,02	2,13	2,04	4,35	2,08	2,08	1,04	1,02	1,00	1,99
C01	40	2,35	2,42	2,26	5,47	2,34	2,35	1,07	1,03	1,00	2,26
C01	45	2,81	2,85	2,75	7,84	2,80	2,81	1,04	1,02	1,00	2,62
C02	0	1,69	6,74	1,06	7,14	2,67	1,51	6,36	2,52	0,57	1,00
C02	5	1,65	5,00	1,06	5,30	2,30	1,49	4,72	2,17	0,65	1,09
C02	10	1,67	3,55	1,00	3,55	1,88	1,55	3,55	1,88	0,82	1,19
C02	15	1,73	3,64	1,00	3,64	1,91	1,59	3,64	1,91	0,83	1,31
C02	20	1,95	6,52	1,09	7,11	2,67	1,74	5,98	2,45	0,65	1,44
C02	25	1,97	5,10	1,00	5,10	2,26	1,75	5,10	2,26	0,77	1,59
C02	30	2,20	4,77	1,00	4,77	2,18	1,99	4,77	2,18	0,91	1,77
C02	35	2,42	5,68	1,00	5,68	2,38	2,16	5,68	2,38	0,91	1,99
C02	40	2,72	6,25	1,00	6,25	2,50	2,36	6,25	2,50	0,94	2,26
C02	45	3,13	24,00	1,00	24,00	4,90	2,28	24,00	4,90	0,47	2,62
C03	0	1,35	1,37	1,30	1,78	1,33	1,35	1,05	1,03	1,01	1,00
C03	5	1,36	1,43	1,31	1,87	1,37	1,36	1,09	1,04	1,00	1,09
C03	10	1,39	1,70	1,36	2,31	1,52	1,47	1,25	1,12	0,97	1,19
C03	15	1,67	2,02	1,42	2,87	1,69	1,63	1,42	1,19	0,96	1,31
C03	20	1,61	1,67	1,51	2,52	1,59	1,61	1,11	1,05	1,01	1,44
C03	25	1,71	1,77	1,64	2,90	1,70	1,71	1,08	1,04	1,00	1,59

Tabela A1.2: Parâmetros da deformação determinados a partir da quantificação da deformação em amostras experimentais.

Amostra	Ψ	Rf MA	MAX	MIN	MAX.MIN	Rs	Mh	MAX/MIN	R0	Mh/Rs	Rs Calculado
C03	30	1,88	1,97	1,78	3,51	1,87	1,88	1,11	1,05	1,00	1,77
C03	35	2,13	2,18	2,03	4,43	2,10	2,13	1,07	1,04	1,01	1,99
C03	40	2,42	2,50	2,32	5,80	2,41	2,42	1,08	1,04	1,01	2,26
C03	45	2,99	3,05	2,81	8,57	2,93	2,99	1,09	1,04	1,02	2,62
C04	0	1,66	6,08	1,00	6,08	2,47	1,53	6,08	2,47	0,62	1,00
C04	5	1,62	6,00	1,00	6,00	2,45	1,48	6,00	2,45	0,61	1,09
C04	10	1,56	2,55	1,00	2,55	1,60	1,49	2,55	1,60	0,93	1,19
C04	15	1,74	6,08	1,00	6,08	2,47	1,57	6,08	2,47	0,64	1,31
C04	20	1,72	3,10	1,00	3,10	1,76	1,60	3,10	1,76	0,91	1,44
C04	25	1,89	6,08	1,00	6,08	2,47	1,70	6,08	2,47	0,69	1,59
C04	30	1,84	3,00	1,00	3,00	1,73	1,69	3,00	1,73	0,98	1,77
C04	35	2,05	6,08	1,00	6,08	2,47	1,75	6,08	2,47	0,71	1,99
C04	40	2,17	6,08	1,00	6,08	2,47	1,80	6,08	2,47	0,73	2,26
C04	45	2,37	4,45	1,00	4,45	2,11	1,83	4,45	2,11	0,87	2,62
C05	0	2,82	4,29	1,00	4,29	2,07	2,58	4,29	2,07	1,25	1,00
C05	5	2,91	6,08	1,00	6,08	2,47	2,75	6,08	2,47	1,11	1,09
C05	10	2,88	6,08	1,00	6,08	2,47	2,57	6,08	2,47	1,04	1,19
C05	15	3,00	7,07	1,00	7,07	2,66	2,64	7,07	2,66	0,99	1,31
C05	20	2,90	5,33	1,00	5,33	2,31	2,51	5,33	2,31	1,09	1,44
C05	25	3,21	5,56	1,00	5,56	2,36	2,81	5,56	2,36	1,19	1,59
C05	30	3,27	6,37	1,00	6,37	2,52	2,54	6,37	2,52	1,01	1,77
C05	35	3,49	9,25	1,00	9,25	3,04	2,59	9,25	3,04	0,85	1,99
C05	40	3,68	8,03	1,00	8,03	2,83	2,32	8,03	2,83	0,82	2,26
C05	45	4,41	11,32	1,00	11,32	3,36	2,73	11,32	3,36	0,81	2,62
C06	0	1,09	1,13	1,00	1,13	1,06	1,09	1,13	1,06	1,02	1,00
C06	5	1,14	1,29	1,00	1,29	1,14	1,14	1,29	1,14	1,00	1,09
C06	10	1,28	3,00	1,00	3,00	1,73	1,22	3,00	1,73	0,70	1,19
C06	15	1,48	4,12	1,12	4,61	2,15	1,37	3,68	1,92	0,64	1,31

Tabela A1.2: Parâmetros da deformação determinados a partir da quantificação da deformação em amostras experimentais.

Amostra	Ψ	Rf MA	MAX	MIN	MAX.MIN	Rs	Mh	MAX/MIN	R0	Mh/Rs	Rs Calculado
C06	20	1,44	1,65	1,29	2,13	1,46	1,43	1,28	1,13	0,98	1,44
C06	25	1,77	4,00	1,43	5,72	2,39	1,57	2,80	1,67	0,66	1,59
C06	30	1,96	4,12	1,56	6,43	2,54	1,88	2,64	1,63	0,74	1,77
C06	35	2,06	4,00	1,41	5,64	2,37	2,01	2,84	1,68	0,84	1,99
C06	40	2,51	3,00	2,13	6,39	2,53	2,50	1,41	1,19	0,99	2,26
C06	45	2,89	3,33	2,41	8,03	2,83	2,88	1,38	1,18	1,02	2,62
C07	0	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00
C07	5	1,28	2,00	1,00	2,00	1,41	1,22	2,00	1,41	0,86	1,09
C07	10	1,67	2,09	1,10	2,30	1,52	1,29	1,90	1,38	0,85	1,19
C07	15	1,91	2,50	1,50	3,75	1,94	1,74	1,67	1,29	0,90	1,31
C07	20	1,67	2,38	1,50	3,57	1,89	1,62	1,59	1,26	0,86	1,44
C07	25	1,91	3,61	1,58	5,70	2,39	1,80	2,28	1,51	0,75	1,59
C07	30	2,24	3,91	1,76	6,88	2,62	2,09	2,22	1,49	0,80	1,77
C07	35	2,42	3,68	1,77	6,51	2,55	2,33	2,08	1,44	0,91	1,99
C07	40	2,74	4,06	2,24	9,09	3,02	2,63	1,81	1,35	0,87	2,26
C07	45	3,37	5,00	2,94	14,70	3,83	3,23	1,70	1,30	0,84	2,62
C08	0	3,39	3,61	2,91	10,51	3,24	3,38	1,24	1,11	1,04	1,00
C08	5	3,19	3,91	1,28	5,00	2,24	3,26	3,05	1,75	1,46	1,09
C08	10	3,20	4,23	1,00	4,23	2,06	2,75	4,23	2,06	1,34	1,19
C08	15	3,24	4,23	1,00	4,23	2,06	2,75	4,23	2,06	1,34	1,31
C08	20	3,25	4,62	1,00	4,62	2,15	2,69	4,62	2,15	1,25	1,44
C08	25	3,32	4,55	1,00	4,55	2,13	2,69	4,55	2,13	1,26	1,59
C08	30	3,78	4,81	1,00	4,81	2,19	3,75	4,81	2,19	1,71	1,77
C08	35	4,00	4,71	1,87	8,81	2,97	3,86	2,52	1,59	1,30	1,99
C08	40	4,16	4,87	2,13	10,37	3,22	4,03	2,29	1,51	1,25	2,26
C08	45	4,32	5,03	2,41	12,12	3,48	4,22	2,09	1,44	1,21	2,62
C09	0	1,08	1,12	1,04	1,16	1,08	1,08	1,08	1,04	1,00	1,00
C09	5	2,22	2,18	1,13	2,46	1,57	1,25	1,93	1,39	0,79	1,09

Tabela A1.2: Parâmetros da deformação determinados a partir da quantificação da deformação em amostras experimentais.

Amostra	Ψ	Rf MA	MAX	MIN	MAX.MIN	Rs	Mh	MAX/MIN	R0	Mh/Rs	Rs Calculado
C09	10	2,34	2,02	1,21	2,44	1,56	1,34	1,67	1,29	0,86	1,19
C09	15	2,61	2,15	1,31	2,82	1,68	1,45	1,64	1,28	0,86	1,31
C09	20	2,56	2,29	1,45	3,32	1,82	1,58	1,58	1,26	0,87	1,44
C09	25	2,55	2,55	1,57	4,00	2,00	1,73	1,62	1,27	0,86	1,59
C09	30	2,99	2,84	1,76	5,00	2,24	1,92	1,61	1,27	0,86	1,77
C09	35	3,12	3,22	1,96	6,31	2,51	2,17	1,64	1,28	0,86	1,99
C09	40	3,31	3,59	2,26	8,11	2,85	2,50	1,59	1,26	0,88	2,26
C09	45	3,92	4,36	2,55	11,12	3,33	2,90	1,71	1,31	0,87	2,62
C10	0	1,59	3,19	1,21	3,86	1,96	1,47	2,64	1,62	0,75	1,00
C10	5	2,33	13,04	1,14	14,87	3,86	1,51	11,44	3,38	0,39	1,09
C10	10	1,88	6,58	1,17	7,70	2,77	1,55	5,62	2,37	0,56	1,19
C10	15	1,87	6,08	1,22	7,42	2,72	1,59	4,98	2,23	0,58	1,31
C10	20	2,03	6,23	1,24	7,73	2,78	1,76	5,02	2,24	0,63	1,44
C10	25	2,35	6,40	1,45	9,28	3,05	1,99	4,41	2,10	0,65	1,59
C10	30	2,43	6,83	1,55	10,59	3,25	2,11	4,41	2,10	0,65	1,77
C10	35	2,71	7,07	1,74	12,30	3,51	2,39	4,06	2,02	0,68	1,99
C10	40	3,12	7,62	1,86	14,17	3,76	2,74	4,10	2,02	0,73	2,26
C10	45	3,02	6,29	1,00	6,29	2,51	2,58	6,29	2,51	1,03	2,62
C11	0	1,25	1,41	1,07	1,51	1,23	1,24	1,32	1,15	1,01	1,00
C11	5	1,44	2,70	1,06	2,86	1,69	1,37	2,55	1,60	0,81	1,09
C11	10	1,51	2,65	1,06	2,81	1,68	1,44	2,50	1,58	0,86	1,19
C11	15	1,61	2,67	1,10	2,94	1,71	1,55	2,43	1,56	0,91	1,31
C11	20	1,79	2,95	1,05	3,10	1,76	1,72	2,81	1,68	0,98	1,44
C11	25	1,95	3,77	1,05	3,96	1,99	1,87	3,59	1,89	0,94	1,59
C11	30	2,23	6,28	1,56	9,80	3,13	2,13	4,03	2,01	0,68	1,77
C11	35	2,38	3,76	1,66	6,24	2,50	2,33	2,27	1,51	0,93	1,99
C11	40	2,90	8,06	1,93	15,56	3,94	2,77	4,18	2,04	0,70	2,26
C11	45	3,22	5,37	2,24	12,03	3,47	3,15	2,40	1,55	0,91	2,62

Tabela A1.2: Parâmetros da deformação determinados a partir da quantificação da deformação em amostras experimentais.

Amostra	Ψ	Rf MA	MAX	MIN	MAX.MIN	Rs	Mh	MAX/MIN	R0	Mh/Rs	Rs Calculado
C12	0	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00
C12	5	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,09
C12	10	1,18	1,33	1,13	1,50	1,23	1,18	1,18	1,08	0,96	1,19
C12	15	1,39	1,39	1,39	1,93	1,39	1,39	1,00	1,00	1,00	1,31
C12	20	1,41	1,44	1,39	2,00	1,41	1,42	1,04	1,02	1,00	1,44
C12	25	1,68	1,68	1,68	2,82	1,68	1,68	1,00	1,00	1,00	1,59
C12	30	1,88	2,12	1,79	3,79	1,95	1,88	1,18	1,09	0,96	1,77
C12	35	2,18	2,24	2,12	4,75	2,18	2,18	1,06	1,03	1,00	1,99
C12	40	2,50	2,53	2,40	6,07	2,46	2,50	1,05	1,03	1,01	2,26
C12	45	3,07	3,07	3,07	9,42	3,07	3,07	1,00	1,00	1,00	2,62
C13	0	1,55	1,83	1,09	1,99	1,41	1,53	1,68	1,30	1,08	1,00
C13	5	1,56	2,00	1,06	2,12	1,46	1,51	1,89	1,37	1,04	1,09
C13	10	1,59	3,30	1,06	3,50	1,87	1,52	3,11	1,76	0,81	1,19
C13	15	1,63	2,84	1,11	3,15	1,78	1,54	2,56	1,60	0,87	1,31
C13	20	1,71	2,39	1,12	2,68	1,64	1,59	2,13	1,46	0,97	1,44
C13	25	1,87	3,07	1,07	3,28	1,81	1,71	2,87	1,69	0,95	1,59
C13	30	2,08	3,61	1,07	3,86	1,97	1,89	3,37	1,84	0,96	1,77
C13	35	2,36	3,47	1,29	4,48	2,12	2,17	2,69	1,64	1,03	1,99
C13	40	2,74	5,10	1,40	7,14	2,67	2,48	3,64	1,91	0,93	2,26
C13	45	3,24	8,51	1,83	15,57	3,95	2,91	4,65	2,16	0,74	2,62
C14	0	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00
C14	5	1,28	1,28	1,28	1,64	1,28	1,28	1,00	1,00	1,00	1,09
C14	10	1,36	1,45	1,29	1,87	1,37	1,35	1,12	1,06	0,99	1,19
C14	15	1,44	1,45	1,43	2,07	1,44	1,44	1,01	1,01	1,00	1,31
C14	20	1,62	1,62	1,62	2,62	1,62	1,62	1,00	1,00	1,00	1,44
C14	25	1,84	1,84	1,84	3,39	1,84	1,84	1,00	1,00	1,00	1,59
C14	30	2,04	2,18	1,91	4,16	2,04	2,04	1,14	1,07	1,00	1,77
C14	35	2,55	2,60	2,50	6,50	2,55	2,55	1,04	1,02	1,00	1,99

Tabela A1.2: Parâmetros da deformação determinados a partir da quantificação da deformação em amostras experimentais.

Amostra	Ψ	Rf MA	MAX	MIN	MAX.MIN	Rs	Mh	MAX/MIN	R0	Mh/Rs	Rs Calculado
C14	40	2,68	2,70	2,60	7,02	2,65	2,67	1,04	1,02	1,01	2,26
C14	45	3,22	3,22	3,22	10,37	3,22	3,22	1,00	1,00	1,00	2,62
C15	0	1,45	2,53	1,11	2,81	1,68	1,42	2,28	1,51	0,85	1,00
C15	5	1,52	2,77	1,09	3,02	1,74	1,48	2,54	1,59	0,85	1,09
C15	10	1,57	3,00	1,13	3,39	1,84	1,52	2,65	1,63	0,83	1,19
C15	15	1,65	3,02	1,13	3,41	1,85	1,61	2,67	1,63	0,87	1,31
C15	20	1,73	3,11	1,17	3,64	1,91	1,68	2,66	1,63	0,88	1,44
C15	25	1,82	3,16	1,09	3,44	1,86	1,77	2,90	1,70	0,95	1,59
C15	30	1,97	3,34	1,06	3,54	1,88	1,91	3,15	1,78	1,01	1,77
C15	35	2,17	3,82	1,15	4,39	2,10	2,10	3,32	1,82	1,00	1,99
C15	40	2,40	4,00	1,35	5,40	2,32	2,33	2,96	1,72	1,00	2,26
C15	45	2,73	4,84	1,50	7,26	2,69	2,64	3,23	1,80	0,98	2,62
C16	0	1,73	5,37	1,08	5,80	2,41	1,56	4,97	2,23	0,65	1,00
C16	5	1,94	10,05	1,08	10,85	3,29	1,61	9,31	3,05	0,49	1,09
C16	10	1,85	5,30	1,08	5,72	2,39	1,63	4,91	2,22	0,68	1,19
C16	15	1,93	5,11	1,19	6,08	2,47	1,72	4,29	2,07	0,70	1,31
C16	20	2,06	5,23	1,14	5,96	2,44	1,85	4,59	2,14	0,76	1,44
C16	25	2,25	5,53	1,14	6,30	2,51	2,00	4,85	2,20	0,80	1,59
C16	30	2,43	6,58	1,19	7,83	2,80	2,13	5,53	2,35	0,76	1,77
C16	35	2,76	6,79	1,24	8,42	2,90	2,43	5,48	2,34	0,84	1,99
C16	40	3,14	9,81	1,38	13,54	3,68	2,72	7,11	2,67	0,74	2,26
C16	45	3,64	10,14	1,00	10,14	3,18	2,99	10,14	3,18	0,94	2,62
C17	0	2,25	2,64	1,79	4,73	2,17	2,23	1,47	1,21	1,02	1,00
C17	5	2,33	5,22	1,17	6,11	2,47	2,22	4,46	2,11	0,90	1,09
C17	10	2,35	5,19	1,15	5,97	2,44	2,21	4,51	2,12	0,90	1,19
C17	15	2,41	5,29	1,32	6,98	2,64	2,24	4,01	2,00	0,85	1,31
C17	20	2,54	5,89	1,29	7,60	2,76	2,27	4,57	2,14	0,82	1,44
C17	25	2,64	6,87	1,21	8,31	2,88	2,28	5,68	2,38	0,79	1,59

Tabela A1.2: Parâmetros da deformação determinados a partir da quantificação da deformação em amostras experimentais.

Amostra	Ψ	Rf MA	MAX	MIN	MAX.MIN	Rs	Mh	MAX/MIN	R0	Mh/Rs	Rs Calculado
C17	30	2,83	6,81	1,11	7,56	2,75	2,34	6,14	2,48	0,85	1,77
C17	35	3,12	7,96	1,10	8,76	2,96	2,49	7,24	2,69	0,84	1,99
C17	40	3,47	8,82	1,10	9,70	3,11	2,70	8,02	2,83	0,87	2,26
C17	45	4,05	10,50	1,03	10,82	3,29	3,01	10,19	3,19	0,92	2,62
C18	0	1,00	1,03	1,00	1,03	1,01	1,00	1,03	1,01	0,99	1,00
C18	5	1,09	1,10	1,07	1,18	1,08	1,09	1,03	1,01	1,00	1,09
C18	10	1,20	1,23	1,19	1,46	1,21	1,20	1,03	1,02	0,99	1,19
C18	15	1,31	1,34	1,27	1,70	1,30	1,31	1,06	1,03	1,00	1,31
C18	20	1,45	1,46	1,42	2,07	1,44	1,45	1,03	1,01	1,01	1,44
C18	25	1,61	1,63	1,58	2,58	1,60	1,61	1,03	1,02	1,00	1,59
C18	30	1,80	1,82	1,76	3,20	1,79	1,80	1,03	1,02	1,01	1,77
C18	35	2,02	2,04	1,97	4,02	2,00	2,02	1,04	1,02	1,01	1,99
C18	40	2,29	2,32	2,26	5,24	2,29	2,29	1,03	1,01	1,00	2,26
C18	45	2,62	2,62	2,62	6,86	2,62	2,62	1,00	1,00	1,00	2,62
C19	0	4,46	7,19	2,68	19,27	4,39	4,24	2,68	1,64	0,96	1,00
C19	5	4,34	7,41	2,39	17,71	4,21	4,11	3,10	1,76	0,98	1,09
C19	10	4,33	7,63	2,43	18,54	4,31	4,07	3,14	1,77	0,94	1,19
C19	15	4,37	7,85	2,49	19,55	4,42	4,06	3,15	1,78	0,92	1,31
C19	20	4,48	9,10	2,11	19,20	4,38	4,09	4,31	2,08	0,93	1,44
C19	25	4,67	9,47	1,92	18,18	4,26	4,15	4,93	2,22	0,97	1,59
C19	30	4,81	10,01	1,83	18,32	4,28	4,12	5,47	2,34	0,96	1,77
C19	35	5,06	10,53	1,64	17,27	4,16	4,12	6,42	2,53	0,99	1,99
C19	40	5,48	11,08	1,27	14,07	3,75	4,22	8,72	2,95	1,12	2,26
C19	45	6,27	13,58	1,12	15,21	3,90	4,44	12,13	3,48	1,14	2,62
C20	0	2,18	2,74	1,24	3,40	1,84	2,11	2,21	1,49	1,15	1,00
C20	5	2,21	2,95	1,15	3,39	1,84	2,13	2,57	1,60	1,16	1,09
C20	10	2,27	3,12	1,26	3,93	1,98	2,18	2,48	1,57	1,10	1,19
C20	15	2,35	3,48	1,27	4,42	2,10	2,24	2,74	1,66	1,06	1,31

Tabela A1.2: Parâmetros da deformação determinados a partir da quantificação da deformação em amostras experimentais.

Amostra	Ψ	Rf MA	MAX	MIN	MAX.MIN	Rs	Mh	MAX/MIN	R0	Mh/Rs	Rs Calculado
C20	20	2,48	3,83	1,31	5,02	2,24	2,33	2,92	1,71	1,04	1,44
C20	25	2,65	4,22	1,30	5,49	2,34	2,44	3,25	1,80	1,04	1,59
C20	30	2,86	4,71	1,12	5,28	2,30	2,55	4,21	2,05	1,11	1,77
C20	35	3,13	5,26	1,13	5,94	2,44	2,72	4,65	2,16	1,12	1,99
C20	40	3,51	6,16	1,07	6,59	2,57	2,99	5,76	2,40	1,17	2,26
C20	45	4,01	7,05	1,15	8,11	2,85	3,40	6,13	2,48	1,19	2,62
C21	0	2,15	3,84	1,06	4,07	2,02	1,72	3,62	1,90	0,85	1,00
C21	5	2,23	3,91	1,15	4,50	2,12	1,81	3,40	1,84	0,86	1,09
C21	10	2,34	4,05	1,26	5,10	2,26	1,94	3,21	1,79	0,86	1,19
C21	15	2,49	4,09	1,36	5,56	2,36	2,10	3,01	1,73	0,89	1,31
C21	20	2,66	4,20	1,45	6,09	2,47	2,27	2,90	1,70	0,92	1,44
C21	25	2,86	4,31	1,58	6,81	2,61	2,47	2,73	1,65	0,95	1,59
C21	30	3,13	4,63	1,78	8,24	2,87	2,73	2,60	1,61	0,95	1,77
C21	35	3,46	5,11	1,93	9,86	3,14	3,06	2,65	1,63	0,97	1,99
C21	40	3,87	5,87	2,22	13,03	3,61	3,45	2,64	1,63	0,96	2,26
C21	45	4,51	7,06	2,64	18,64	4,32	4,03	2,67	1,64	0,93	2,62
C22	0	2,92	5,63	1,03	5,80	2,41	2,07	5,47	2,34	0,86	1,00
C22	5	2,93	5,63	1,10	6,19	2,49	2,12	5,12	2,26	0,85	1,09
C22	10	2,97	5,61	1,19	6,68	2,58	2,20	4,71	2,17	0,85	1,19
C22	15	3,05	5,95	1,31	7,79	2,79	2,31	4,54	2,13	0,83	1,31
C22	20	3,17	6,34	1,43	9,07	3,01	2,46	4,43	2,11	0,82	1,44
C22	25	3,32	6,76	1,59	10,75	3,28	2,65	4,25	2,06	0,81	1,59
C22	30	3,50	7,46	1,76	13,13	3,62	2,85	4,24	2,06	0,79	1,77
C22	35	3,76	8,30	1,97	16,35	4,04	3,10	4,21	2,05	0,77	1,99
C22	40	4,09	9,45	2,20	20,79	4,56	3,40	4,30	2,07	0,75	2,26
C22	45	4,57	11,30	2,51	28,36	5,33	3,81	4,50	2,12	0,72	2,62
C23	0	1,01	1,16	1,00	1,16	1,08	1,01	1,16	1,08	0,94	1,00
C23	5	1,11	1,22	1,07	1,31	1,14	1,11	1,14	1,07	0,97	1,09

Tabela A1.2: Parâmetros da deformação determinados a partir da quantificação da deformação em amostras experimentais.

Amostra	Ψ	Rf MA	MAX	MIN	MAX.MIN	Rs	Mh	MAX/MIN	R0	Mh/Rs	Rs Calculado
C23	10	1,22	1,33	1,15	1,53	1,24	1,22	1,16	1,08	0,99	1,19
C23	15	1,34	1,35	1,29	1,74	1,32	1,34	1,05	1,02	1,01	1,31
C23	20	1,47	1,56	1,41	2,20	1,48	1,47	1,11	1,05	0,99	1,44
C23	25	1,64	1,71	1,61	2,75	1,66	1,64	1,06	1,03	0,99	1,59
C23	30	1,81	1,88	1,76	3,31	1,82	1,81	1,07	1,03	1,00	1,77
C23	35	2,05	2,16	1,95	4,21	2,05	2,05	1,11	1,05	1,00	1,99
C23	40	2,32	2,41	2,28	5,49	2,34	2,32	1,06	1,03	0,99	2,26
C23	45	2,76	2,82	2,52	7,11	2,67	2,76	1,12	1,06	1,04	2,62
C24	0	5,60	19,00	1,00	19,00	4,36	1,85	19,00	4,36	0,42	1,00
C24	5	2,01	8,51	1,20	10,21	3,20	1,77	7,09	2,66	0,55	1,09
C24	10	1,80	3,51	1,24	4,35	2,09	1,64	2,83	1,68	0,79	1,19
C24	15	1,85	3,28	1,30	4,26	2,06	1,69	2,52	1,59	0,82	1,31
C24	20	1,91	3,16	1,36	4,30	2,07	1,71	2,32	1,52	0,82	1,44
C24	25	2,02	3,41	1,32	4,50	2,12	1,78	2,58	1,61	0,84	1,59
C24	30	2,23	3,68	1,32	4,86	2,20	1,94	2,79	1,67	0,88	1,77
C24	35	2,45	4,16	1,43	5,95	2,44	2,16	2,91	1,71	0,88	1,99
C24	40	2,81	4,74	1,61	7,63	2,76	2,52	2,94	1,72	0,91	2,26
C24	45	2,91	5,13	1,00	5,13	2,26	2,06	5,13	2,26	0,91	2,62
C25	0	4,14	7,54	2,93	22,09	4,70	3,93	2,57	1,60	0,84	1,00
C25	5	4,06	7,54	2,85	21,49	4,64	3,84	2,65	1,63	0,83	1,09
C25	10	4,07	7,54	2,85	21,49	4,64	3,84	2,65	1,63	0,83	1,19
C25	15	4,07	7,54	2,85	21,49	4,64	3,85	2,65	1,63	0,83	1,31
C25	20	4,08	7,62	2,85	21,72	4,66	3,86	2,67	1,64	0,83	1,44
C25	25	4,10	7,54	2,90	21,87	4,68	3,89	2,60	1,61	0,83	1,59
C25	30	4,13	7,54	3,10	23,37	4,83	3,93	2,43	1,56	0,81	1,77
C25	35	4,20	7,62	3,11	23,70	4,87	4,00	2,45	1,57	0,82	1,99
C25	40	4,28	7,62	3,16	24,08	4,91	4,09	2,41	1,55	0,83	2,26
C25	45	4,37	7,62	3,33	25,37	5,04	4,19	2,29	1,51	0,83	2,62

Tabela A1.2: Parâmetros da deformação determinados a partir da quantificação da deformação em amostras experimentais.

Amostra	Ψ	Rf MA	MAX	MIN	MAX.MIN	Rs	Mh	MAX/MIN	R0	Mh/Rs	Rs Calculado
C26	0	3,12	4,18	1,89	7,90	2,81	3,01	2,21	1,49	1,07	1,00
C26	5	3,13	4,17	1,88	7,84	2,80	3,01	2,22	1,49	1,08	1,09
C26	10	3,14	4,19	1,95	8,17	2,86	3,03	2,15	1,47	1,06	1,19
C26	15	3,31	4,40	2,05	9,02	3,00	3,19	2,15	1,47	1,06	1,31
C26	20	3,31	4,40	2,05	9,02	3,00	3,19	2,15	1,47	1,06	1,44
C26	25	3,78	5,03	2,39	12,02	3,47	3,66	2,10	1,45	1,06	1,59
C26	30	4,18	5,40	2,65	14,31	3,78	4,05	2,04	1,43	1,07	1,77
C26	35	4,67	6,02	3,04	18,30	4,28	4,54	1,98	1,41	1,06	1,99
C26	40	5,37	6,91	3,52	24,32	4,93	5,22	1,96	1,40	1,06	2,26
C26	45	6,39	8,40	4,09	34,36	5,86	6,21	2,05	1,43	1,06	2,62
C27	0	1,03	1,06	1,00	1,06	1,03	1,03	1,06	1,03	1,00	1,00
C27	5	1,11	1,16	1,05	1,22	1,10	1,11	1,10	1,05	1,01	1,09
C27	10	1,22	1,27	1,16	1,47	1,21	1,22	1,09	1,05	1,01	1,19
C27	15	1,35	1,41	1,29	1,82	1,35	1,34	1,09	1,05	0,99	1,31
C27	20	1,48	1,57	1,40	2,20	1,48	1,48	1,12	1,06	1,00	1,44
C27	25	1,62	1,68	1,57	2,64	1,62	1,62	1,07	1,03	1,00	1,59
C27	30	1,82	1,89	1,75	3,31	1,82	1,82	1,08	1,04	1,00	1,77
C27	35	2,06	2,15	1,98	4,26	2,06	2,06	1,09	1,04	1,00	1,99
C27	40	2,35	2,50	2,21	5,53	2,35	2,35	1,13	1,06	1,00	2,26
C27	45	2,71	2,78	2,65	7,37	2,71	2,71	1,05	1,02	1,00	2,62
C27	50	3,28	3,39	3,07	10,41	3,23	3,28	1,10	1,05	1,02	3,10
C27	55	3,98	4,20	3,81	16,00	4,00	3,98	1,10	1,05	0,99	3,77
C27	60	5,21	5,36	4,78	25,62	5,06	5,21	1,12	1,06	1,03	4,79
C27	65	6,90	7,26	6,34	46,03	6,78	6,88	1,15	1,07	1,01	6,44
C27	70	10,02	11,50	9,82	112,93	10,63	10,01	1,17	1,08	0,94	9,44
C27	75	18,65	18,79	18,41	345,92	18,60	18,65	1,02	1,01	1,00	15,87
C28	0	2,21	3,01	1,07	3,22	1,79	1,88	2,81	1,68	1,05	1,00
C28	5	2,23	3,14	1,11	3,49	1,87	1,91	2,83	1,68	1,02	1,09

Tabela A1.2: Parâmetros da deformação determinados a partir da quantificação da deformação em amostras experimentais.

Amostra	Ψ	Rf MA	MAX	MIN	MAX.MIN	Rs	Mh	MAX/MIN	R0	Mh/Rs	Rs Calculado
C28	10	2,29	3,36	1,20	4,03	2,01	1,97	2,80	1,67	0,98	1,19
C28	15	2,38	3,64	1,30	4,73	2,18	2,06	2,80	1,67	0,95	1,31
C28	20	2,48	3,98	1,43	5,69	2,39	2,14	2,78	1,67	0,90	1,44
C28	25	2,63	4,36	1,15	5,01	2,24	2,26	3,79	1,95	1,01	1,59
C28	30	2,84	4,90	1,14	5,59	2,36	2,43	4,30	2,07	1,03	1,77
C28	35	3,10	5,55	1,24	6,88	2,62	2,65	4,48	2,12	1,01	1,99
C28	40	3,45	6,34	1,42	9,00	3,00	2,94	4,46	2,11	0,98	2,26
C28	45	3,92	7,42	1,66	12,32	3,51	3,33	4,47	2,11	0,95	2,62
C29	0	2,61	2,62	2,58	6,76	2,60	2,61	1,02	1,01	1,00	1,00
C29	5	2,83	2,83	2,81	7,95	2,82	2,83	1,01	1,00	1,00	1,09
C29	10	3,08	3,10	3,07	9,52	3,08	3,08	1,01	1,00	1,00	1,19
C29	15	3,37	3,37	3,36	11,32	3,36	3,37	1,00	1,00	1,00	1,31
C29	20	3,71	3,72	3,71	13,80	3,71	3,71	1,00	1,00	1,00	1,44
C29	25	4,09	4,10	4,07	16,69	4,08	4,09	1,01	1,00	1,00	1,59
C29	30	4,52	4,56	4,50	20,52	4,53	4,52	1,01	1,01	1,00	1,77
C29	35	5,05	5,09	5,02	25,55	5,05	5,05	1,01	1,01	1,00	1,99
C29	40	5,69	5,76	5,67	32,66	5,71	5,69	1,02	1,01	1,00	2,26
C29	45	6,54	6,55	6,54	42,84	6,54	6,54	1,00	1,00	1,00	2,62
C30	0	2,59	2,61	2,58	6,73	2,59	2,59	1,01	1,01	1,00	1,00
C30	5	2,60	2,83	2,37	6,71	2,59	2,58	1,19	1,09	1,00	1,09
C30	10	3,73	3,08	2,17	6,68	2,59	2,59	1,42	1,19	1,00	1,19
C30	15	3,23	3,39	1,99	6,75	2,60	2,64	1,70	1,31	1,02	1,31
C30	20	2,71	3,71	1,81	6,72	2,59	2,58	2,05	1,43	1,00	1,44
C30	25	2,92	4,10	1,67	6,85	2,62	2,57	2,46	1,57	0,98	1,59
C30	30	3,10	4,54	1,55	7,04	2,65	2,58	2,93	1,71	0,97	1,77
C30	35	3,25	5,08	1,49	7,57	2,75	2,63	3,41	1,85	0,96	1,99
C30	40	3,69	5,70	1,51	8,61	2,93	2,76	3,77	1,94	0,94	2,26
C30	45	4,31	6,53	1,66	10,84	3,29	3,18	3,93	1,98	0,97	2,62

Tabela A1.2: Parâmetros da deformação determinados a partir da quantificação da deformação em amostras experimentais.

Amostra	Ψ	Rf MA	MAX	MIN	MAX.MIN	Rs	Mh	MAX/MIN	R0	Mh/Rs	Rs Calculado
C31	0	2,61	2,63	2,59	6,81	2,61	2,61	1,02	1,01	1,00	1,00
C31	5	2,38	2,38	2,37	5,64	2,37	2,38	1,00	1,00	1,00	1,09
C31	10	2,18	2,18	2,16	4,71	2,17	2,18	1,01	1,00	1,00	1,19
C31	15	1,99	1,99	1,99	3,96	1,99	1,99	1,00	1,00	1,00	1,31
C31	20	1,82	1,83	1,81	3,31	1,82	1,82	1,01	1,01	1,00	1,44
C31	25	1,67	1,68	1,67	2,81	1,67	1,67	1,01	1,00	1,00	1,59
C31	30	1,55	1,56	1,55	2,42	1,55	1,55	1,01	1,00	1,00	1,77
C31	35	1,49	1,50	1,48	2,22	1,49	1,49	1,01	1,01	1,00	1,99
C31	40	1,51	1,52	1,51	2,30	1,51	1,51	1,01	1,00	1,00	2,26
C31	45	1,66	1,66	1,66	2,76	1,66	1,66	1,00	1,00	1,00	2,62

Tabela A1.2: Parâmetros da deformação determinados a partir da quantificação da deformação em amostras experimentais.

Amostra	Arred.	Rf/phi	MH	Fry	Fry(F7)	Centro	Panozzo	SPO	Rs	R0	θ	Δ	Unidade	Toponimia
03xz	0,49	2,95	2,65	2,50	2,35	2,41	2,11	1,86	2,40	1,78	67	38	Nivel C	Serra da Miúda
03yz	0,60	2,21	2,09	1,64	2,23	1,74	1,85	1,84	2,23	1,50	61	28		
04xz	0,75	1,65	1,57	1,29	1,77	1,25	1,19	1,20	1,61	1,53	77	63	Membro Caldeirões	
04yz	0,76	1,63	1,54	1,29	1,35	1,58	1,15	1,15	1,88	1,68	73	53		
05xz	0,66	1,72	1,60	1,30	1,27	1,32	1,08	1,30	2,14	1,91	75	56	Membro Caldeirões	
05yz	0,78	1,50	1,45	1,75	1,80	1,61	1,14	1,18	1,47	1,35	71	50		
52yz	0,51	2,98	2,75	2,36	2,40	1,78	2,37	2,30	2,72	1,59	60	24	Membro Caldeirões	
53xz	0,54	2,72	2,42	1,80	2,11	1,86	2,23	2,19	2,84	1,75	63	28	Membro Caldeirões	
53yz	0,73	1,89	1,81	2,12	2,08	1,21	1,67	1,68	1,89	1,44	63	33		
56xz	0,78	1,69	1,62	2,17	1,98	1,45	1,33	1,35	1,61	1,52	76	60	Nivel C	
56yz	0,76	1,67	1,60	2,16	2,07	1,45	1,31	1,32	1,93	1,55	67	40		
137xz	0,60	2,37	2,16	2,71	2,29	1,71	1,80	1,700	2,79	1,95	67	36	Nível C	
137yz	0,79	1,70	1,64	1,45	1,69	1,22	1,26	1,267	1,81	1,66	75	57		
07xz	0,75	1,64	1,57	1,65	1,49	1,42	1,23	1,23	1,68	1,50	71	50	Bandeirinha	Serra da Galinha
07yz	0,78	1,59	1,51	1,44	1,46	1,26	1,15	1,14	1,84	1,69	75	58		
08xz	0,72	1,97	1,80	1,54	1,54	1,53	1,41	1,41	1,98	1,90	81	69	Bandeirinha	
08yz	0,75	1,84	1,73	1,64	1,43	1,58	*	1,27	2,10	2,02	81	70		
09xz	0,75	1,65	1,58	1,59	1,60	1,37	1,41	1,47	1,55	1,49	78	65	Nivel A	
09yz	0,77	1,54	1,48	1,55	1,31	1,20	1,23	1,26	1,65	1,43	68	44		
139xz	0,78	1,71	1,66	2,56	2,34	1,38	1,45	1,466	1,55	1,52	82	72	Nível C	Córrego Pasmar
141xz	0,80	1,66	1,62	1,89	1,94	1,56	1,40	1,383	1,74	1,41	65	37	Bandeirinha	
141yz	0,81	1,58	1,54	2,00	2,31	1,87	1,27	1,252	1,68	1,36	64	36		
142xz	0,70	2,04	1,90	1,55	1,62	1,52	1,66	1,639	2,12	1,78	71	48	Bandeirinha	
142yz	0,78	1,71	1,66	1,53	2,10	1,44	1,29	1,279	1,81	1,57	71	48		
143xz	0,76	1,87	1,82	2,16	1,84	1,31	1,66	1,653	1,95	1,39	60	27	Bandeirinha	
143yz	0,76	1,85	1,81	1,65	2,06	1,32	1,36	1,316	1,92	1,48	64	35		
10xz	0,75	1,67	1,60	1,63	1,44	1,49	1,25	1,26	1,77	1,57	72	50	Bandeirinha	Córrego Olaria
10yz	0,74	1,66	1,59	1,57	1,54	1,23	1,07	1,07	1,71	1,58	75	58		
19xz	0,73	1,75	1,68	1,76	1,65	2,19	1,37	1,34	1,76	1,36	62	32	Nivel C	

Tabela A2.1: Resultados obtidos com a quantificação da deformação em amostras de quartzitos da Folha Diamantina e parâmetros determinados.

Amostra	Arred.	Rf/phi	MH	Fry	Fry(F7)	Centro	Panozzo	SPO	Rs	R0	θ	Δ	Unidade	Toponimia
19yz	0,73	1,71	1,62	1,79	1,68	1,90	1,49	1,62	1,65	1,52	74	55	Nivel C	Córrego Olaria
21xz	0,74	1,65	1,59	1,67	1,40	1,58	*	1,24	1,70	1,62	79	64	Nivel A	
21yz	0,76	1,58	1,52	1,54	1,63	1,49	1,14	1,10	1,70	1,65	81	70		
22xz	0,77	1,68	1,58	1,50	1,45	1,55	*	1,22	1,82	1,77	81	71	Bandeirinha	
22yz	0,77	1,62	1,57	1,56	1,20	1,50	*	1,07	1,78	1,71	80	68	Bandeirinha	
23xz	0,74	1,84	1,70	1,42	1,30	1,24	1,34	1,38	2,13	2,05	81	70	Bandeirinha	
23yz	0,78	1,65	1,60	1,64	1,74	1,37	1,20	1,18	1,66	1,61	81	70		
26xz	0,73	1,72	1,60	1,72	1,78	1,39	1,23	1,26	1,83	1,68	75	58	Bandeirinha	
26yz	0,76	1,56	1,50	1,53	1,57	1,72	1,08	1,09	1,74	1,63	76	60		
27xz	0,73	1,74	1,66	1,89	2,08	1,39	1,08	1,05	1,81	1,66	75	57	Bandeirinha	
27yz	0,76	1,64	1,56	1,88	1,89	1,20	1,11	1,12	1,79	1,71	79	65		
29xz	0,75	1,73	1,65	2,06	2,01	1,50	1,18	1,17	1,82	1,49	67	40	Nivel A	
29yz	0,79	1,53	1,45	1,50	1,46	1,41	1,15	1,18	1,66	1,63	82	73		
44xz	0,73	1,77	1,68	1,75	1,43	1,39	1,12	1,17	1,70	1,59	76	60	Membro Caldeirões	
44yz	0,74	1,74	1,63	1,67	1,63	1,36	*	1,44	2,09	1,92	77	60		
45xz	0,78	1,65	1,57	1,50	1,66	1,47	1,07	1,06	1,86	1,84	85	79	Nivel C	
45yz	0,77	1,63	1,57	2,36	1,50	1,54	1,06	1,04	1,63	1,55	78	63		
46xz	0,63	2,31	2,14	1,75	1,63	1,51	1,73	1,70	2,22	1,73	68	41	Membro Caldeirões	
46yz	0,63	2,24	2,10	2,27	2,00	1,50	*	1,84	2,18	1,60	65	35		
47xz	0,76	1,67	1,60	1,83	1,91	1,41	1,19	1,19	1,67	1,64	82	73	Nivel C	
47yz	0,75	1,58	1,53	1,42	1,74	1,32	1,12	1,11	1,54	1,40	71	50		
49xz	0,80	1,66	1,61	1,63	1,71	1,34	1,21	1,21	1,62	1,54	77	63	Nível A	
49yz	0,81	1,65	1,58	1,42	1,68	1,45	1,13	1,12	1,72	1,64	78	64		
16xz	0,73	1,72	1,61	1,38	1,55	1,73	1,23	1,28	1,77	1,65	76	61	Nivel A	Córrego Rapadura
16yz	0,74	1,54	1,49	1,86	1,71	1,99	1,11	1,10	1,63	1,41	68	43		
17xz	0,70	1,93	1,84	1,81	1,56	1,25	1,41	1,49	1,86	1,71	75	58	Nivel C	
17yz	0,73	1,81	1,75	2,09	1,98	1,29	1,25	1,24	1,81	1,40	64	32		
18xz	0,75	1,78	1,69	1,87	1,91	1,49	1,29	1,31	1,70	1,55	74	54	Nivel C	
18yz	0,76	1,71	1,64	2,04	2,15	1,78	1,26	1,26	1,61	1,57	80	69		

Tabela A2.1: Resultados obtidos com a quantificação da deformação em amostras de quartzitos da Folha Diamantina e parâmetros determinados.

Amostra	Arred.	Rf/phi	MH	Fry	Fry(F7)	Centro	Panozzo	SPO	Rs	R0	θ	Δ	Unidade	Toponimia
42xz	0,72	1,83	1,70	1,82	1,81	1,65	*	1,16	2,07	1,85	75	55	Nivel C	Córrego Canudinhos
42yz	0,74	1,77	1,66	1,80	1,54	1,67	*	1,17	1,96	1,85	79	64		
43xz	0,68	2,15	1,93	1,58	2,29	1,55	1,83	1,87	2,56	1,93	68	40	Nível C	
43yz	0,75	1,78	1,71	1,37	1,40	1,55	1,35	1,31	1,79	1,57	71	49		
35xz	0,71	1,94	1,81	1,40	1,39	1,29	1,53	1,57	2,05	1,72	70	47	Membro Caldeirões	Caminho dos Escravos
35yz	0,77	1,65	1,60	1,77	1,87	1,52	1,10	1,10	1,76	1,43	65	38		
38xz	0,74	1,70	1,63	1,64	1,62	1,50	1,30	1,31	1,66	1,47	70	48	Membro Caldeirões	Caminho dos Escravos
38yz	0,75	1,68	1,59	1,56	1,50	1,40	1,13	1,18	1,77	1,64	76	59		
40xz	0,47	3,11	2,74	*	2,85	2,25	1,92	1,66	3,85	1,99	62	24	Membro Caldeirões	
40yz	0,56	2,36	2,28	*	1,89	*	1,99	1,88	2,27	1,30	55	17		
41xz	0,76	1,63	1,49	1,79	1,83	1,30	1,22	1,28	1,82	1,77	81	71	Membro Caldeirões	
41yz	0,81	1,50	1,46	1,75	2,00	1,61	1,09	1,09	1,56	1,45	74	57		
58xz	0,51	2,98	2,76	1,82	1,98	1,37	2,25	2,14	3,44	1,96	63	28	Bandeirinha	Ribeirão do Inferno
58yz	0,73	1,89	1,78	1,83	1,59	1,33	1,26	1,28	1,80	1,71	79	65	Bandeirinha	
59xz	0,69	2,10	1,93	2,17	1,66	1,76	1,65	1,70	2,19	1,84	71	48	Bandeirinha	
59yz	0,74	1,80	1,69	1,63	1,91	1,50	1,24	1,25	2,04	1,96	81	69		
60xz	0,76	1,69	1,61	1,72	1,67	1,54	1,26	1,24	1,66	1,56	77	61	Bandeirinha	
60yz	0,77	1,67	1,60	1,72	1,60	1,38	1,10	1,12	1,68	1,62	79	67		
61xz	0,73	1,96	1,82	1,83	1,89	1,39	1,27	1,28	2,19	1,84	71	48	Bandeirinha	
61yz	0,76	1,67	1,60	1,77	1,56	1,61	1,66	1,40	1,75	1,61	75	56		
63xz	0,76	1,75	1,68	1,77	1,58	1,46	1,19	1,22	1,80	1,55	70	47	Bandeirinha	
63yz	0,79	1,54	1,49	2,11	1,67	1,54	1,06	1,08	1,56	1,38	69	46		
66xz	0,79	1,64	1,56	1,49	1,60	1,68	1,34	1,36	1,68	1,62	79	67	Bandeirinha	
66yz	0,81	1,58	1,52	1,77	1,59	1,39	1,17	1,16	1,74	1,54	71	50		
67xz	0,76	1,80	1,72	1,61	1,71	1,80	1,40	1,34	1,80	1,66	76	59	Nível A	EFCB
67yz	0,77	1,76	1,64	1,60	1,79	1,52	1,28	1,25	1,88	1,78	78	64		
68xz	0,41	3,75	3,51	1,56	2,11	1,56	3,41	3,09	3,82	1,57	56	15	Nível C	
68yz	0,53	2,80	2,70	3,75	3,45	3,43	*	2,26	2,69	1,39	56	17		
71xz	0,76	1,77	1,68	1,44	1,68	1,15	1,30	1,29	1,72	1,67	81	70	Nível C	

Tabela A2.1: Resultados obtidos com a quantificação da deformação em amostras de quartzitos da Folha Diamantina e parâmetros determinados.

Amostra	Arred.	Rf/phi	MH	Fry	Fry(F7)	Centro	Panozzo	SPO	Rs	R0	θ	Δ	Unidade	Toponimia
71yz	0,78	1,70	1,63	1,53	1,51	1,12	1,22	1,24	1,78	1,70	79	65	Nível C	EFCB
74xz	0,81	1,55	1,52	1,31	1,39	1,61	1,12	1,10	1,67	1,35	63	34	Nível C	
74yz	0,81	1,53	1,49	1,44	1,54	1,35	1,16	1,18	1,57	1,50	77	62		
75xz	0,81	1,60	1,55	1,48	1,44	1,25	1,15	1,15	1,59	1,47	74	56	Nível C	
75yz	0,81	1,55	1,51	1,34	1,53	1,22	1,07	1,08	1,66	1,41	67	41		
76xz	0,83	1,45	1,40	1,43	1,55	1,30	1,04	1,06	1,56	1,50	78	65	Nível C	
76yz	0,84	1,44	1,39	1,78	1,81	1,53	1,15	1,17	1,49	1,45	79	67		
77xz	0,49	3,23	3,05	1,89	1,84	1,90	2,83	2,76	3,20	1,65	59	21	Nível C	
77yz	0,53	2,74	2,64	1,84	1,82	1,82	2,34	2,26	3,18	1,45	56	15		
79xz	0,68	2,12	1,97	1,68	1,40	1,51	1,76	1,79	2,29	1,74	67	39	Membro Datas	
79yz	0,73	2,02	1,90	1,65	1,79	1,34	1,71	1,69	2,16	1,60	65	35		
80xz	0,77	1,77	1,68	2,00	1,98	1,61	1,32	1,34	1,75	1,55	71	50	Nível C	
80yz	0,81	1,49	1,44	1,72	1,75	1,41	1,27	1,28	1,60	1,51	76	60	Nível C	
84yz	0,33	5,16	4,38	2,39	3,05	5,59	3,32	3,38	5,26	1,92	59	16	Membro Caldeirões	Matriculada
85xz	0,45	3,39	3,18	2,24	2,53	2,62	2,78	2,53	3,42	1,57	57	17	Membro Caldeirões	
85yz	0,76	1,83	1,76	1,94	1,94	1,46	1,63	1,65	1,87	1,31	58	24		
87yz	0,74	1,96	1,85	2,54	2,62	1,53	1,62	1,65	1,96	1,46	63	33	Membro Caldeirões	
88xz	0,42	3,79	3,50	1,79	1,64	1,62	3,17	3,17	3,85	1,78	60	20	Membro Caldeirões	
88yz	0,63	2,55	2,36	1,57	1,88	1,45	2,12	2,12	2,63	1,72	63	30		
89xz	0,34	4,71	4,39	2,00	2,00	1,53	3,96	3,74	4,44	1,72	58	16	Membro Caldeirões	
90xz	0,41	3,80	3,61	2,18	1,88	1,73	3,10	2,98	3,33	1,58	58	18	Membro Caldeirões	
91xz	0,49	3,18	2,92	1,58	2,08	1,43	2,68	2,48	2,93	1,69	61	25	Membro Caldeirões	
91yz	0,48	2,98	2,83	1,80	1,77	1,55	2,47	2,36	3,28	1,69	60	22		
92xz	0,52	2,53	2,46	1,66	2,04	1,70	2,26	2,09	2,79	1,39	55	16	Nível C	
93xz	0,40	4,07	3,74	3,23	2,17	2,39	3,08	2,82	4,16	1,82	59	19	Nível C	
94xz	0,40	4,12	3,88	2,41	2,41	2,10	3,42	3,56	4,29	1,61	56	14	Nível C	
102xz	0,38	4,34	4,04	2,55	2,33	1,41	3,27	3,32	4,01	1,80	59	19	Membro Caldeirões	
102yz	0,42	3,87	3,40	2,27	1,81	1,52	2,92	2,90	4,83	2,44	65	26		
103xz	0,43	3,52	3,21	2,29	1,97	1,81	2,95	2,86	3,99	1,90	61	22	Membro Caldeirões	

Tabela A2.1: Resultados obtidos com a quantificação da deformação em amostras de quartzitos da Folha Diamantina e parâmetros determinados.

Amostra	Arred.	Rf/phi	MH	Fry	Fry(F7)	Centro	Panozzo	SPO	Rs	R0	θ	Δ	Unidade	Toponimia
104xz	0,48	3,20	2,90	2,17	2,03	1,60	2,44	2,28	3,55	2,13	65	30	Membro Caldeirões	Matriculada
108xz	0,52	2,78	2,58	1,86	1,94	1,67	2,03	1,90	2,94	1,56	58	21	Membro Caldeirões	
110xz	0,43	3,84	3,51	2,31	3,11	1,26	2,92	3,05	3,44	2,02	64	29	Membro Caldeirões	
114xz	0,61	2,49	2,40	1,94	1,91	1,56	2,18	2,26	2,45	1,42	57	20	Membro Caldeirões	
116xz	0,49	3,08	2,95	1,71	1,57	1,55	2,69	2,49	3,08	1,57	58	20	Nível C	
116yz	0,79	1,67	1,62	1,82	1,71	1,71	1,46	1,46	1,71	1,38	64	36		
117xz	0,76	1,75	1,67	1,64	1,66	1,65	1,41	1,47	1,66	1,55	76	59	Nível C	
117yz	0,78	1,64	1,59	2,20	2,22	1,50	1,04	1,03	1,74	1,42	65	38		
120xz	0,76	1,86	1,77	2,07	1,80	1,24	1,59	1,61	2,03	1,64	68	42	Nível C	
120yz	0,79	1,58	1,53	1,67	1,80	1,45	*	1,10	1,52	1,38	71	50		
121xz	0,55	2,70	2,54	1,83	2,09	1,71	*	2,13	2,86	1,54	58	21	Nível C	
125xz	0,52	3,00	2,75	3,00	3,14	1,41	*	2,46	3,03	2,13	68	38	Membro Caldeirões	
125yz	0,69	2,21	2,02	2,62	2,69	1,39	1,87	1,90	2,26	1,85	71	46		
127xz	0,79	1,68	1,62	2,09	1,97	1,50	1,36	1,35	1,79	1,36	61	30	Membro Caldeirões	
127yz	0,78	1,67	1,60	1,93	1,93	1,47	1,28	1,31	1,68	1,57	76	59		
129xz	0,75	1,89	1,83	2,00	2,32	1,72	1,56	1,570	2,061	1,44	60	27	Membro Caldeirões	
129yz	0,79	1,72	1,65	2,23	2,12	1,44	1,20	1,158	1,837	1,36	69	45		
131xz	0,47	3,44	3,26	2,73	2,55	1,87	2,87	2,778	3,184	1,78	58	19	Membro Caldeirões	
132xz	0,72	2,00	1,91	2,06	2,58	1,66	1,63	1,643	2,377	1,54	64	33	Membro Caldeirões	
132yz	0,76	1,71	1,66	2,29	2,41	1,84	1,43	1,471	1,699	1,30	63	33		
31xz	0,74	1,88	1,73	1,76	1,98	1,60	1,58	1,64	2,01	1,88	78	63	Membro Caldeirões	W da Serra da Miúda
31yz	0,76	1,82	1,73	1,49	1,66	1,38	1,34	1,37	1,77	1,54	70	47		
Q31xz	0,75	1,83	1,78	2,00	1,91	1,35	1,41	1,357	1,90	1,414	62	31	Membro Caldeirões	
Q31yz	0,79	1,73	1,69	1,83	1,69	1,30	1,16	1,166	1,98	1,511	64	35		
T041	0,72	2,03	1,90	2,11	2,15	2,26	*	1,72	1,98	1,80	75	58	Membro Caldeirões	
T044	0,75	1,93	1,77	1,80	1,97	2,18	*	1,30	2,24	2,06	78	61		

Tabela A2.1: Resultados obtidos com a quantificação da deformação em amostras de quartzitos da Folha Diamantina e parâmetros determinados.

Amostra	Rs(XZ)	Rs(YZ)	Rs(XY)	k	K	LnRyz	LnRxy	LnRxz	d	D	Lode	Nadai	Unidade	Toponimia
03r	2,65	2,09	1,27	0,246	-15,282	0,737	0,237	0,975	1,122	0,774	0,513	0,719	Nivel C	Serra da Miúda
03f	2,50	1,64	1,52	0,819	1,446	0,495	0,422	0,916	0,827	0,650	0,080	0,649		
04r	1,57	1,54	1,02	0,036	6,391	0,432	0,019	0,451	0,540	0,432	0,914	0,361	Membro Caldeirões	
04f	1,29	1,29	1,00	0,000	*	0,255	0,000	0,255	0,290	0,255	1,000	0,208		
05r	1,60	1,45	1,10	0,230	2,841	0,372	0,098	0,470	0,462	0,384	0,581	0,351	Membro Caldeirões	
05f	1,30	1,75	0,74	-0,343	*	0,560	-0,297	0,262	0,793	0,634	3,266	0,396		
53r	2,42	1,81	1,34	0,416	5,161	0,593	0,290	0,884	0,877	0,661	0,343	0,637	Membro Caldeirões	
53f	1,80	2,12	0,85	-0,135	*	0,751	-0,164	0,588	1,130	0,769	1,557	0,559		
56r	1,62	1,60	1,01	0,021	8,578	0,470	0,012	0,482	0,600	0,470	0,948	0,389	Nivel C	
56f	2,17	2,16	1,00	0,004	-36,217	0,770	0,005	0,775	1,160	0,770	0,988	0,631		
137r	2,16	1,64	1,32	0,495	2,574	0,495	0,275	0,770	0,714	0,566	0,285	0,552	Nível C	
137f	2,71	1,45	1,87	1,931	0,176	0,372	0,625	0,997	0,979	0,727	-0,255	0,713		
07r	1,57	1,51	1,04	0,078	4,790	0,412	0,039	0,451	0,512	0,414	0,827	0,353	Bandeirinha	Serra da Galinha
07f	1,65	1,44	1,15	0,331	2,345	0,365	0,136	0,501	0,464	0,389	0,456	0,366		
08r	1,80	1,73	1,04	0,055	10,192	0,548	0,040	0,588	0,731	0,550	0,865	0,465	Bandeirinha	
08f	1,54	1,64	0,94	-0,095	*	0,495	-0,063	0,432	0,643	0,499	1,291	0,381		
09r	1,58	1,48	1,07	0,141	3,671	0,392	0,065	0,457	0,485	0,397	0,714	0,350	Nivel A	
09f	1,59	1,55	1,03	0,047	6,117	0,438	0,025	0,464	0,551	0,439	0,890	0,369		
141r	1,62	1,54	1,05	0,096	4,800	0,432	0,051	0,482	0,542	0,435	0,790	0,375	Bandeirinha	Córrego Pasmar
141f	1,89	2,00	0,95	-0,055	*	0,693	-0,057	0,637	1,002	0,695	1,178	0,544		
142r	1,90	1,66	1,14	0,219	4,654	0,507	0,135	0,642	0,676	0,524	0,579	0,479	Bandeirinha	
142f	1,55	1,53	1,01	0,025	6,832	0,425	0,013	0,438	0,530	0,425	0,941	0,353		
143r	1,82	1,81	1,01	0,007	24,670	0,593	0,006	0,599	0,810	0,593	0,982	0,487	Bandeirinha	
143f	2,16	1,65	1,31	0,476	2,726	0,501	0,269	0,770	0,720	0,569	0,301	0,553		
10r	1,60	1,59	1,01	0,011	9,607	0,464	0,006	0,470	0,590	0,464	0,973	0,381	Bandeirinha	Córrego Olaria
10f	1,63	1,57	1,04	0,067	5,807	0,451	0,038	0,489	0,571	0,453	0,846	0,385		
19r	1,68	1,62	1,04	0,060	6,895	0,482	0,036	0,519	0,621	0,484	0,860	0,410	Nivel C	
19f	1,76	1,79	0,98	-0,021	*	0,582	-0,017	0,565	0,790	0,582	1,060	0,469		
21r	1,59	1,52	1,05	0,089	4,707	0,419	0,045	0,464	0,522	0,421	0,806	0,362	Nivel A	
21f	1,67	1,54	1,08	0,156	4,012	0,432	0,081	0,513	0,547	0,439	0,684	0,390		
22r	1,58	1,57	1,01	0,011	8,995	0,451	0,006	0,457	0,570	0,451	0,972	0,371	Bandeirinha	

Tabela A2.2: Determinações quantitativas da deformação em amostras da Folha Diamantina; amostra-r, determinação via média harmônica, e amostra-f determinação via Fry clássico.

Amostra	Rs(XZ)	Rs(YZ)	Rs(XY)	k	K	LnRyz	LnRxy	LnRxz	d	D	Lode	Nadai	Unidade	Toponimia
22f	1,50	1,56	0,96	-0,069	*	0,445	-0,039	0,405	0,561	0,446	1,193	0,348		
23r	1,70	1,60	1,06	0,104	5,428	0,470	0,061	0,531	0,603	0,474	0,771	0,411	Bandeirinha	Córrego Olaria
23f	1,42	1,64	0,87	-0,210	*	0,495	-0,144	0,351	0,654	0,515	1,822	0,360		
26r	1,60	1,50	1,07	0,133	3,907	0,405	0,065	0,470	0,504	0,411	0,725	0,360	Bandeirinha	
26f	1,72	1,53	1,12	0,234	3,286	0,425	0,117	0,542	0,544	0,441	0,568	0,404		
27r	1,66	1,56	1,06	0,114	4,738	0,445	0,062	0,507	0,564	0,449	0,755	0,391	Bandeirinha	
27f	1,89	1,88	1,01	0,006	40,963	0,631	0,005	0,637	0,880	0,631	0,983	0,518		
29r	1,65	1,45	1,14	0,307	2,481	0,372	0,129	0,501	0,471	0,393	0,484	0,368	Nivel A	
29f	2,06	1,50	1,37	0,747	1,421	0,405	0,317	0,723	0,624	0,515	0,122	0,512		
44r	1,68	1,63	1,03	0,049	7,541	0,489	0,030	0,519	0,631	0,490	0,884	0,412	Membro Caldeirões	
44f	1,75	1,67	1,05	0,071	7,587	0,513	0,047	0,560	0,672	0,515	0,833	0,439		
45r	1,57	1,57	1,00	0,000	*	0,451	0,000	0,451	0,570	0,451	1,000	0,368	Nivel C	
45f	1,50	2,36	0,64	-0,268	*	0,859	-0,453	0,405	1,408	0,971	3,235	0,607		
46r	2,14	2,10	1,02	0,017	-41,557	0,742	0,019	0,761	1,100	0,742	0,950	0,614	Membro Caldeirões	
46f	1,75	2,27	0,77	-0,180	*	0,820	-0,260	0,560	1,290	0,860	1,930	0,592		
47r	1,60	1,53	1,05	0,086	4,858	0,425	0,045	0,470	0,532	0,428	0,810	0,367	Nivel C	
47f	1,83	1,42	1,29	0,687	1,432	0,351	0,254	0,604	0,510	0,433	0,161	0,429		
16r	1,61	1,49	1,08	0,164	3,531	0,399	0,077	0,476	0,497	0,406	0,675	0,361	Nivel A	Córrego Rapadura
16f	1,38	1,86	0,74	-0,300	*	0,621	-0,298	0,322	0,898	0,689	2,854	0,439		
17r	1,84	1,75	1,05	0,069	10,315	0,560	0,050	0,610	0,752	0,562	0,836	0,479	Nivel C	
17f	1,81	2,09	0,87	-0,123	*	0,737	-0,144	0,593	1,098	0,751	1,485	0,553		
18r	1,69	1,64	1,03	0,048	7,821	0,495	0,030	0,525	0,641	0,496	0,886	0,417	Nivel C	
18f	1,87	2,04	0,92	-0,080	*	0,713	-0,087	0,626	1,043	0,718	1,278	0,550		
42r	1,70	1,66	1,02	0,037	8,966	0,507	0,024	0,531	0,660	0,507	0,910	0,424	Nivel C	Córrego Canudinhos
42f	1,82	1,80	1,01	0,014	20,166	0,588	0,011	0,599	0,800	0,588	0,963	0,484		
43r	1,93	1,71	1,13	0,181	5,987	0,536	0,121	0,658	0,722	0,550	0,632	0,495	Nivel C	
43f	1,58	1,37	1,15	0,414	1,886	0,315	0,143	0,457	0,400	0,346	0,376	0,331		
35r	1,81	1,60	1,13	0,219	3,975	0,470	0,123	0,593	0,614	0,486	0,584	0,443	Membro Caldeirões	Caminho dos Escravos
35f	1,40	1,77	0,79	-0,271	*	0,571	-0,235	0,336	0,798	0,617	2,394	0,406		
38r	1,63	1,59	1,03	0,043	6,979	0,464	0,025	0,489	0,591	0,464	0,898	0,389	Membro Caldeirões	
38f	1,64	1,56	1,05	0,092	5,123	0,445	0,050	0,495	0,562	0,447	0,798	0,385		

Tabela A2.2: Determinações quantitativas da deformação em amostras da Folha Diamantina; amostra-r, determinação via média harmônica, e amostra-f determinação via Fry clássico.

Amostra	Rs(XZ)	Rs(YZ)	Rs(XY)	k	K	LnRyz	LnRxy	LnRxz	d	D	Lode	Nadai	Unidade	Toponimia
40r	2,74	2,28	1,20	0,158	-6,484	0,824	0,184	1,008	1,296	0,844	0,635	0,759	Membro Caldeirões	
40f	1,83	1,32	1,39	1,207	0,835	0,278	0,327	0,604	0,502	0,429	-0,081	0,428		
41r	1,49	1,46	1,02	0,045	5,003	0,378	0,020	0,399	0,460	0,379	0,898	0,318	Membro Caldeirões	Caminho dos Escravos
41f	2,85	1,89	1,51	0,571	5,813	0,637	0,411	1,047	1,025	0,758	0,216	0,746		
58r	2,76	1,78	1,55	0,706	2,402	0,577	0,439	1,015	0,955	0,724	0,136	0,720	Bandeirinha	Ribeirão do Inferno
58f	1,82	1,83	0,99	-0,007	*	0,604	-0,005	0,599	0,830	0,604	1,018	0,491		
59r	1,93	1,69	1,14	0,206	5,260	0,525	0,133	0,658	0,704	0,541	0,596	0,492	Bandeirinha	
59f	2,17	1,63	1,33	0,526	2,391	0,489	0,286	0,775	0,712	0,566	0,261	0,554		
60r	1,61	1,60	1,01	0,010	9,935	0,470	0,006	0,476	0,600	0,470	0,974	0,386	Bandeirinha	
60f	1,72	1,72	1,00	0,000	*	0,542	0,000	0,542	0,720	0,542	1,000	0,443		
61r	1,82	1,60	1,14	0,229	3,884	0,470	0,129	0,599	0,616	0,487	0,570	0,446	Bandeirinha	
61f	1,83	1,77	1,03	0,044	12,949	0,571	0,033	0,604	0,771	0,572	0,890	0,480		
63r	1,68	1,49	1,13	0,260	2,887	0,399	0,120	0,519	0,506	0,416	0,537	0,384	Bandeirinha	
63f	1,77	2,11	0,84	-0,145	*	0,747	-0,176	0,571	1,122	0,767	1,615	0,552		
66r	1,56	1,52	1,03	0,051	5,563	0,419	0,026	0,445	0,521	0,420	0,883	0,353	Bandeirinha	
66f	1,49	1,77	0,84	-0,205	*	0,571	-0,172	0,399	0,786	0,596	1,864	0,414		
67r	1,72	1,64	1,05	0,076	6,768	0,495	0,048	0,542	0,642	0,497	0,824	0,425	Nível A	EFCB
67f	1,61	1,60	1,01	0,010	9,935	0,470	0,006	0,476	0,600	0,470	0,974	0,386		
68r	3,51	2,70	1,30	0,176	-2,269	0,993	0,262	1,256	1,726	1,027	0,582	0,937	Nível C	
68f	1,56	3,75	0,42	-0,212	*	1,322	-0,877	0,445	2,811	1,586	4,945	0,951		
71r	1,68	1,63	1,03	0,049	7,541	0,489	0,030	0,519	0,631	0,490	0,884	0,412	Nível C	
71f	1,44	1,53	0,94	-0,111	*	0,425	-0,061	0,365	0,533	0,430	1,333	0,325		
74r	1,52	1,49	1,02	0,041	5,475	0,399	0,020	0,419	0,490	0,399	0,905	0,334	Nível C	
74f	1,31	1,44	0,91	-0,205	*	0,365	-0,095	0,270	0,449	0,377	1,701	0,268		
75r	1,55	1,51	1,03	0,052	5,392	0,412	0,026	0,438	0,511	0,413	0,881	0,348	Nível C	
75f	1,48	1,34	1,10	0,307	2,094	0,293	0,099	0,392	0,356	0,309	0,493	0,288		
76r	1,40	1,39	1,01	0,018	5,240	0,329	0,007	0,336	0,390	0,329	0,957	0,272	Nível C	
76f	1,43	1,78	0,80	-0,252	*	0,577	-0,219	0,358	0,804	0,617	2,224	0,412		
77r	3,05	2,64	1,16	0,095	-3,765	0,971	0,144	1,115	1,647	0,981	0,741	0,858	Nível C	
77f	1,89	1,84	1,03	0,032	20,679	0,610	0,027	0,637	0,840	0,610	0,916	0,509		
79r	1,97	1,90	1,04	0,041	31,332	0,642	0,036	0,678	0,901	0,643	0,893	0,539	Membro Datas	

Tabela A2.2: Determinações quantitativas da deformação em amostras da Folha Diamantina; amostra-r, determinação via média harmônica, e amostra-f determinação via Fry clássico.

Amostra	Rs(XZ)	Rs(YZ)	Rs(XY)	k	K	LnRyz	LnRxy	LnRxz	d	D	Lode	Nadai	Unidade	Toponimia
79f	1,68	1,65	1,02	0,028	9,302	0,501	0,018	0,519	0,650	0,501	0,931	0,416		
80r	1,68	1,44	1,17	0,379	2,182	0,365	0,154	0,519	0,471	0,396	0,406	0,377	Nível C	
80f	2,00	1,72	1,16	0,226	5,526	0,542	0,151	0,693	0,738	0,563	0,565	0,516		
85r	3,18	1,76	1,81	1,062	0,782	0,565	0,592	1,157	1,108	0,818	-0,023	0,818	Membro Caldeirões	Matriculada
85f	2,24	1,94	1,15	0,165	30,168	0,663	0,144	0,806	0,953	0,678	0,643	0,608		
88r	3,50	2,36	1,48	0,355	-2,366	0,859	0,394	1,253	1,443	0,945	0,371	0,906	Membro Caldeirões	
88f	1,79	1,57	1,14	0,246	3,496	0,451	0,131	0,582	0,587	0,470	0,550	0,432		
91r	2,92	2,83	1,03	0,017	-5,706	1,040	0,031	1,072	1,830	1,041	0,942	0,862	Membro Caldeirões	
91f	1,58	1,80	0,88	-0,153	*	0,588	-0,130	0,457	0,809	0,602	1,570	0,437		
102r	4,04	3,40	1,19	0,078	-1,908	1,224	0,172	1,396	2,407	1,236	0,753	1,077	Membro Caldeirões	
102f	2,55	2,27	1,12	0,097	-8,756	0,820	0,116	0,936	1,276	0,828	0,751	0,722		
116r	2,95	1,62	1,82	1,324	0,413	0,482	0,599	1,082	1,029	0,769	-0,108	0,766	Nível C	
116f	1,71	1,82	0,94	-0,074	*	0,599	-0,062	0,536	0,822	0,602	1,232	0,466		
117r	1,67	1,59	1,05	0,085	5,666	0,464	0,049	0,513	0,592	0,466	0,809	0,400	Nível C	
117f	1,64	2,20	0,75	-0,212	*	0,788	-0,294	0,495	1,227	0,841	2,188	0,564		
120r	1,77	1,53	1,16	0,296	2,918	0,425	0,146	0,571	0,553	0,450	0,490	0,420	Nível C	
120f	2,07	1,67	1,24	0,357	3,569	0,513	0,215	0,728	0,712	0,556	0,410	0,529		
125r	2,75	2,02	1,36	0,354	-51,398	0,703	0,309	1,012	1,082	0,768	0,390	0,733	Membro Caldeirões	
125f	3,00	2,62	1,15	0,090	-4,002	0,963	0,135	1,099	1,626	0,973	0,753	0,847		
127r	1,62	1,60	1,01	0,021	8,578	0,470	0,012	0,482	0,600	0,470	0,948	0,389	Membro Caldeirões	
127f	2,09	1,93	1,08	0,089	34,313	0,658	0,080	0,737	0,934	0,662	0,784	0,572		
129r	1,83	1,65	1,11	0,168	5,143	0,501	0,104	0,604	0,659	0,511	0,657	0,457	Membro Caldeirões	
129f	2,00	2,23	0,90	-0,084	*	0,802	-0,109	0,693	1,234	0,809	1,314	0,615		
132r	1,91	1,66	1,15	0,228	4,556	0,507	0,140	0,647	0,677	0,526	0,566	0,481	Membro Caldeirões	
132f	2,06	2,29	0,90	-0,078	*	0,829	-0,106	0,723	1,294	0,835	1,293	0,638		
Q31r	1,78	1,69	1,05	0,077	7,903	0,525	0,052	0,577	0,692	0,527	0,820	0,451	Membro Caldeirões	W da Serra da Miúda
Q31f	2,00	1,83	1,09	0,112	12,753	0,604	0,089	0,693	0,835	0,611	0,744	0,533		
31r	1,73	1,73	1,00	0,000	*	0,548	0,000	0,548	0,730	0,548	1,000	0,448		
31f	1,76	1,49	1,18	0,370	2,394	0,399	0,167	0,565	0,522	0,432	0,411	0,411		

Tabela A2.2: Determinações quantitativas da deformação em amostras da Folha Diamantina; amostra-r, determinação via média harmônica, e amostra-f determinação via Fry clássico.

Amostra	Arred.	Rf/phi	MH	Fry	Fry(F7)	Centro	Panozzo	SPO	Rs	R0	θ	∆
Sx02xz	0,76	1,90	1,80	1,78	1,60	1,70	1,07	1,33	1,86	1,59	70	47
Sx02yz	0,79	1,69	1,60	1,90	1,91	1,78	1,28	1,08	1,84	1,77	80	68
Sx03xz	0,77	1,80	1,66	1,69	1,57	1,94	1,33	1,31	2,10	1,93	77	60
Sx03yz	0,79	1,70	1,63	2,08	1,42	1,49	1,22	1,20	1,71	1,54	72	52
Sx04xz	0,79	1,70	1,64	1,82	1,90	1,49	1,11	1,14	1,89	1,69	73	54
Sx04yz	0,78	1,69	1,60	1,58	1,60	1,48	1,26	1,25	2,00	1,93	81	69
Sx05xz	0,78	1,74	1,66	1,89	1,96	1,46	1,21	1,20	1,82	1,67	75	57
Sx05yz	0,78	1,75	1,66	1,80	1,62	1,75	*	1,02	1,75	1,65	77	62
Sx06xz	0,77	1,82	1,73	1,80	1,78	1,59	1,07	1,08	1,99	1,86	78	63
Sx06yz	0,77	1,81	1,73	1,86	1,65	1,68	1,19	1,18	1,78	1,59	72	52
Sx07xz	0,77	1,76	1,69	1,67	1,91	2,01	1,42	1,43	1,82	1,67	75	57
Sx07yz	0,78	1,76	1,68	1,71	1,57	1,46	1,24	1,23	1,74	1,63	76	60
Sx08xz	0,78	1,77	1,64	1,73	1,76	1,75	1,23	1,22	1,92	1,79	77	62
Sx10xz	0,79	1,72	1,67	2,05	1,91	1,30	1,29	1,25	1,76	1,49	68	44
Sx10yz	0,80	1,61	1,56	1,68	1,60	1,23	1,21	1,19	1,75	1,51	69	46
Sx11xz	0,65	2,28	2,06	1,86	2,00	1,34	1,48	1,66	2,77	2,35	75	53
Sx11yz	0,74	1,95	1,87	1,57	1,89	1,26	1,40	1,45	2,10	1,72	69	45
Sx12xz	0,78	1,74	1,70	2,38	2,26	1,31	1,36	1,37	1,90	1,51	66	38
Sx12yz	0,78	1,74	1,69	2,00	1,59	1,21	*	1,36	1,73	1,41	65	37
Sx14xz	0,79	1,72	1,66	1,57	1,50	1,24	1,17	1,12	1,78	1,50	68	43
Sx14yz	0,80	1,65	1,62	1,82	1,74	1,17	1,11	1,08	1,69	1,41	66	39
Sx15xz	0,77	1,84	1,76	2,92	2,47	1,15	1,24	1,25	2,01	1,65	69	43
Sx15yz	0,77	1,80	1,73	2,50	1,58	1,26	1,03	1,01	1,77	1,48	67	41

Tabela A2.3: Resultados obtidos com a quantificação da deformação em amostras de seixos da Formação Bandeirinha e parâmetros determinados.

Amostra	Rs(XZ)	Rs(YZ)	Rs(XY)	k	K	LnRyz	LnRxy	LnRxz	d	D	Lode	Nadai
Sx02r	1,80	1,60	1,13	0,208	4,071	0,470	0,118	0,588	0,613	0,485	0,599	0,440
Sx02f	1,78	1,90	0,94	-0,070	*	0,642	-0,065	0,577	0,902	0,645	1,226	0,500
Sx03r	1,66	1,63	1,02	0,029	8,647	0,489	0,018	0,507	0,630	0,489	0,928	0,407
Sx03f	1,69	2,08	0,81	-0,174	*	0,732	-0,208	0,525	1,096	0,761	1,791	0,534
Sx04r	1,64	1,60	1,03	0,042	7,221	0,470	0,025	0,495	0,601	0,471	0,900	0,394
Sx04f	1,82	1,58	1,15	0,262	3,460	0,457	0,141	0,599	0,600	0,479	0,528	0,443
Sx05r	1,66	1,66	1,00	0,000	*	0,507	0,000	0,507	0,660	0,507	1,000	0,414
Sx05f	1,89	1,80	1,05	0,062	13,425	0,588	0,049	0,637	0,802	0,590	0,847	0,501
Sx06r	1,73	1,73	1,00	0,000	*	0,548	0,000	0,548	0,730	0,548	1,000	0,448
Sx06f	1,86	1,80	1,03	0,042	15,242	0,588	0,033	0,621	0,801	0,589	0,894	0,494
Sx07r	1,69	1,68	1,01	0,009	13,286	0,519	0,006	0,525	0,680	0,519	0,977	0,426
Sx07f	1,67	1,71	0,98	-0,033	*	0,536	-0,024	0,513	0,710	0,537	1,092	0,429
Sx10r	1,67	1,56	1,07	0,126	4,574	0,445	0,068	0,513	0,564	0,450	0,734	0,394
Sx10f	2,05	1,68	1,22	0,324	3,923	0,519	0,199	0,718	0,715	0,556	0,445	0,524
Sx11r	2,06	1,87	1,10	0,117	16,420	0,626	0,097	0,723	0,876	0,633	0,732	0,555
Sx11f	1,86	1,57	1,18	0,324	3,005	0,451	0,170	0,621	0,599	0,482	0,454	0,454
Sx12r	1,70	1,69	1,01	0,009	13,825	0,525	0,006	0,531	0,690	0,525	0,978	0,431
Sx12f	2,38	2,00	1,19	0,190	*	0,693	0,174	0,867	1,018	0,715	0,599	0,649
Sx14r	1,66	1,62	1,02	0,040	7,743	0,482	0,024	0,507	0,620	0,483	0,904	0,404
Sx14f	1,57	1,82	0,86	-0,168	*	0,599	-0,148	0,451	0,831	0,617	1,655	0,441
Sx15r	1,76	1,73	1,02	0,024	12,884	0,548	0,017	0,565	0,730	0,548	0,939	0,455
Sx15f	2,92	2,50	1,17	0,112	-4,399	0,916	0,155	1,072	1,509	0,929	0,710	0,819

Tabela A2.2: Determinações quantitativas da deformação em seixos da Formação Bandeirinha; amostra-r, determinação via média harmônica, e amostra-f determinação via Fry clássico.

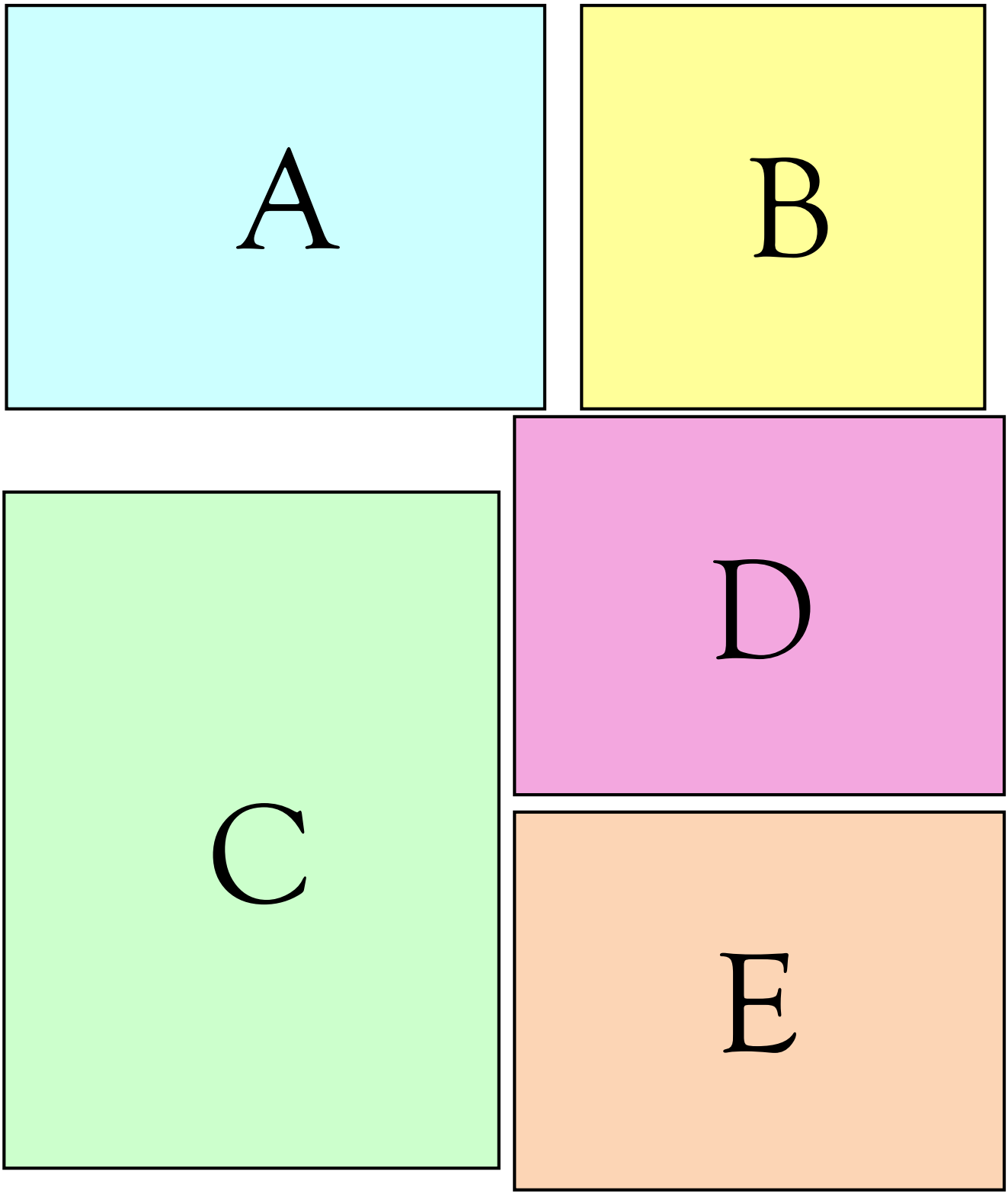
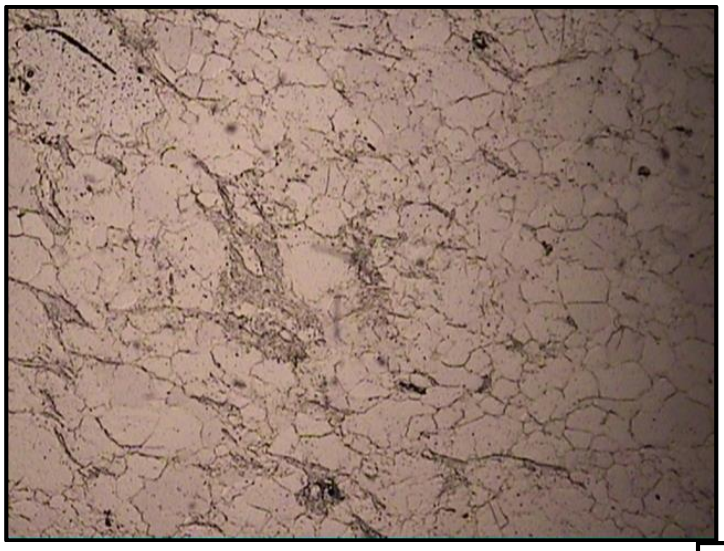
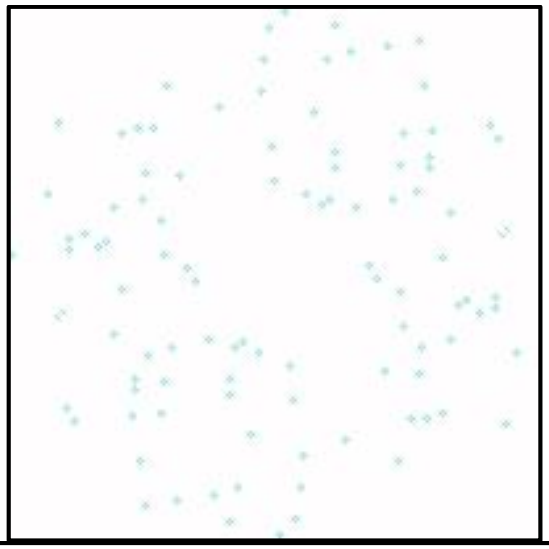
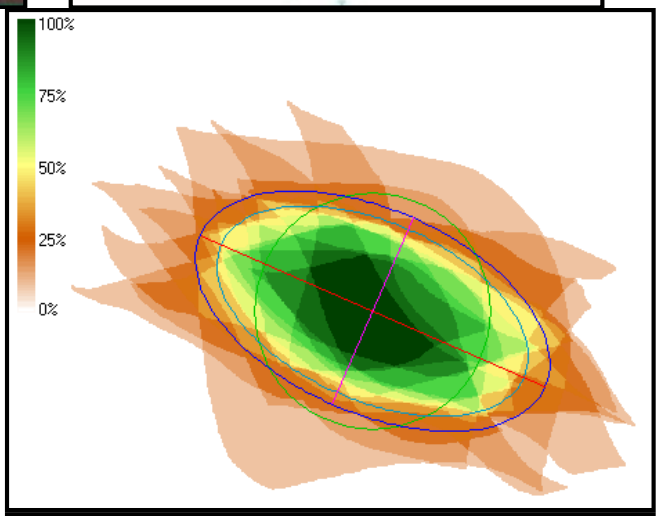
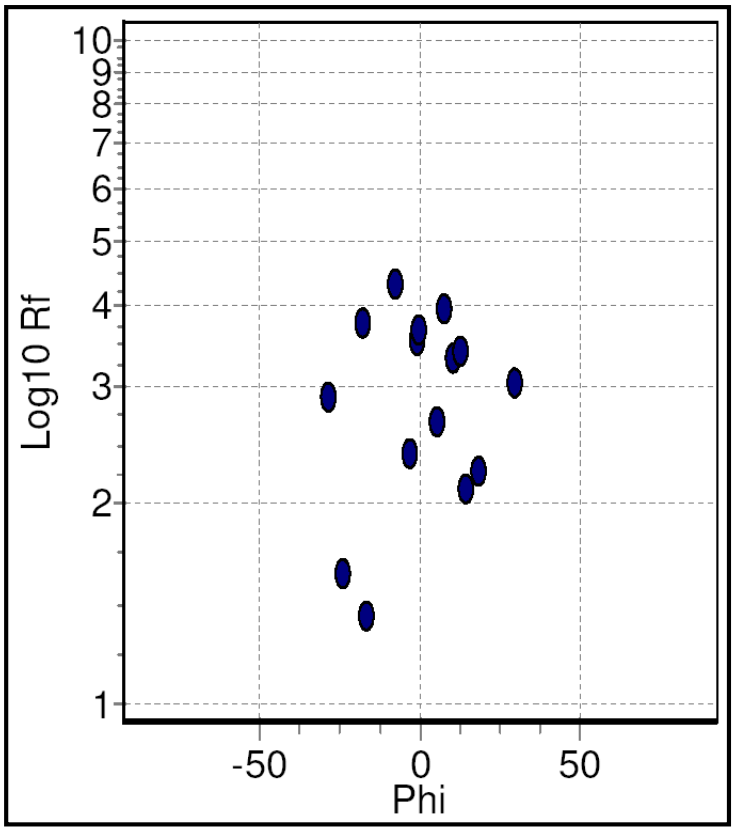


Figura A3.1: Legenda para as figuras A3.2 a A3.173, onde em **A** é apresentada a seção delgada utilizada para a análise, em **B** o diagrama proveniente da aplicação do Método Fry tradicional, em **C** o diagrama Rf/ϕ correspondente, em **D** os resultados da aplicação do Método SPO e em E o gráfico obtido com a utilização da técnica do Centro-a-Centro.









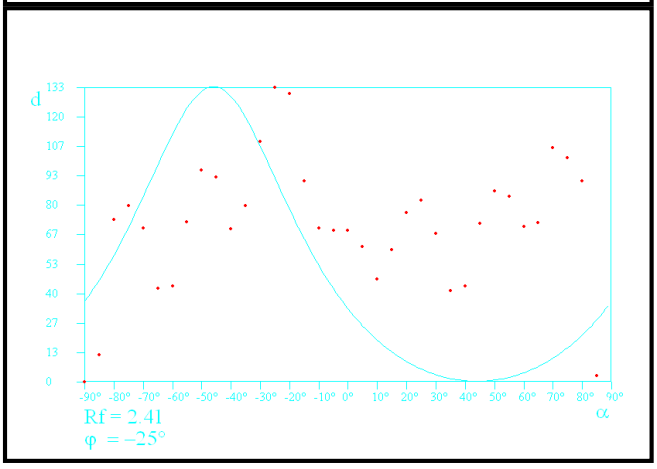


Figura A3.2: Amostra JC-03 em corte paralelo ao **plano XZ**, coletada na escarpa W da Serra da Miúda, porção central da Quadrícula Guinda. Trata-se de quartzito de granulometria média, contendo cristais milimétricos de magnetita, de coloração acinzentada, constituinte do "Nível C" da Formação São João da Chapada. A fotomicrografia foi tirada com lente de aumento de 5x. Comparar com os diagramas apresentados na Figura A3.3, correspondentes ao plano YZ.

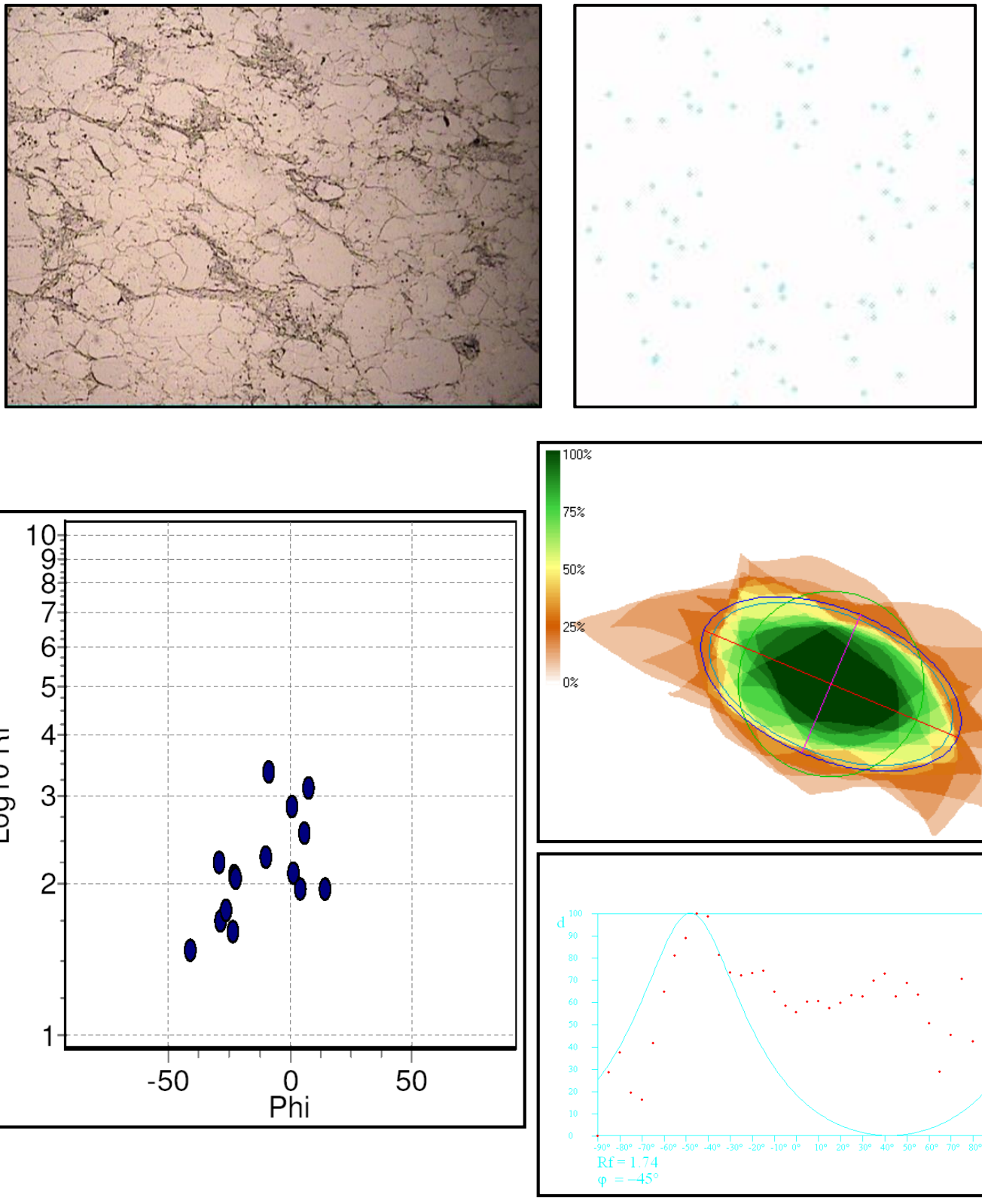
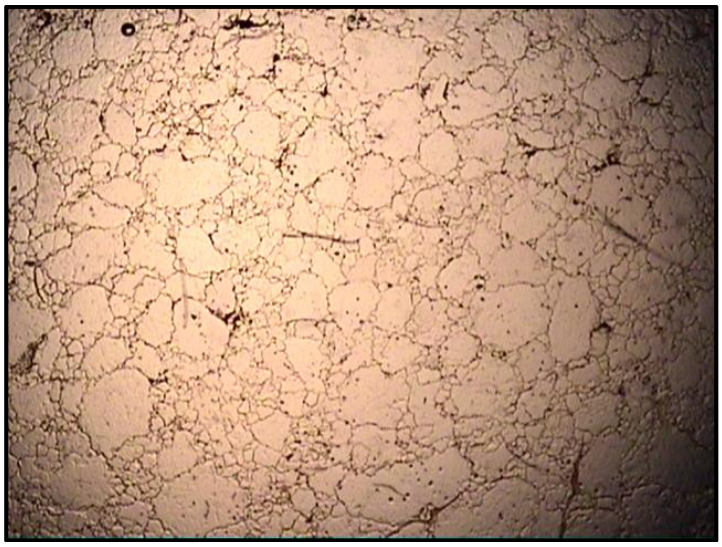
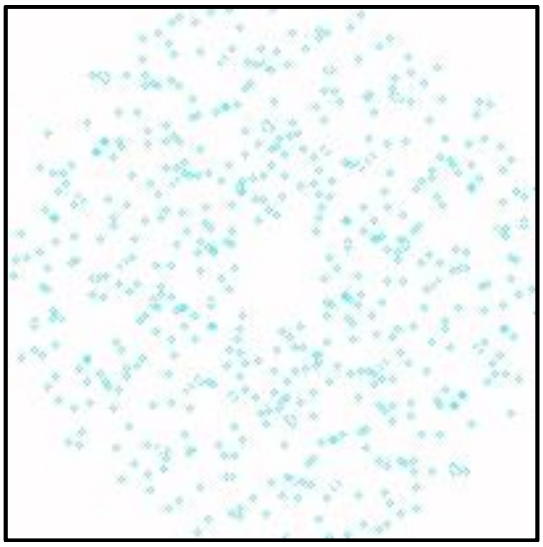
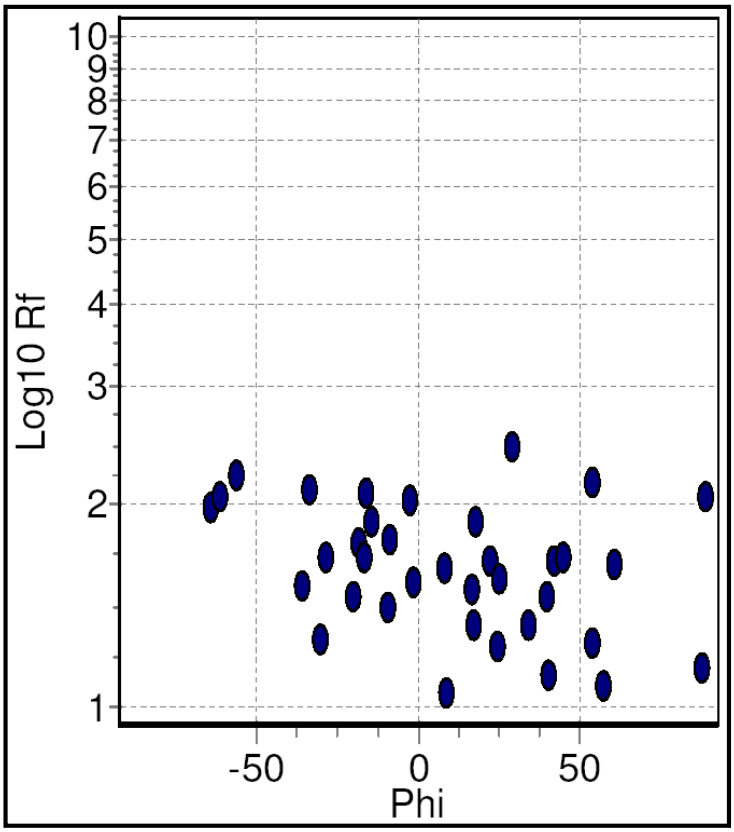
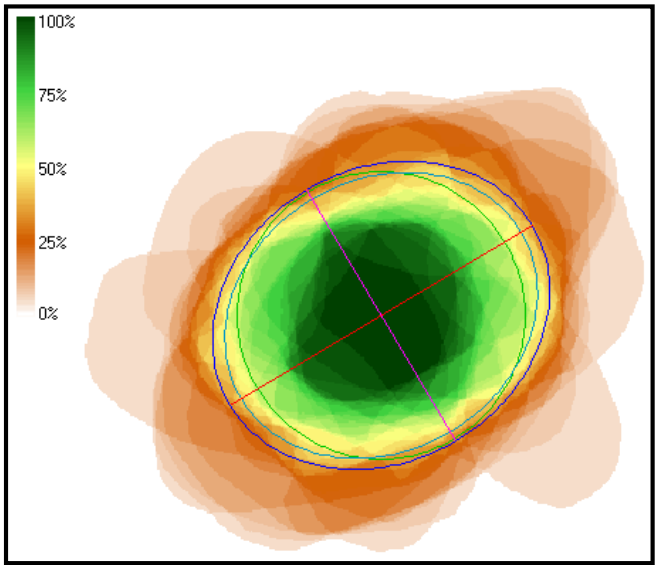


Figura A3.3: Amostra JC-03 em corte paralelo ao **plano YZ**, coletada na escarpa W da Serra da Miúda, porção central da Quadrícula Guinda. Trata-se de quartzito de granulometria média, contendo cristais milimétricos de magnetita, de coloração acinzentada, constituinte do "Nível C" da Formação São João da Chapada. A fotomicrografia foi tirada com lente de aumento de 5x. Comparar com os diagramas apresentados na Figura A3.2, correspondentes ao plano XZ.









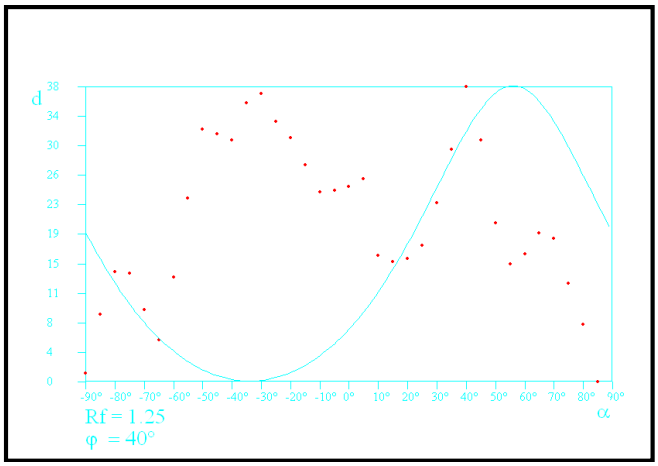
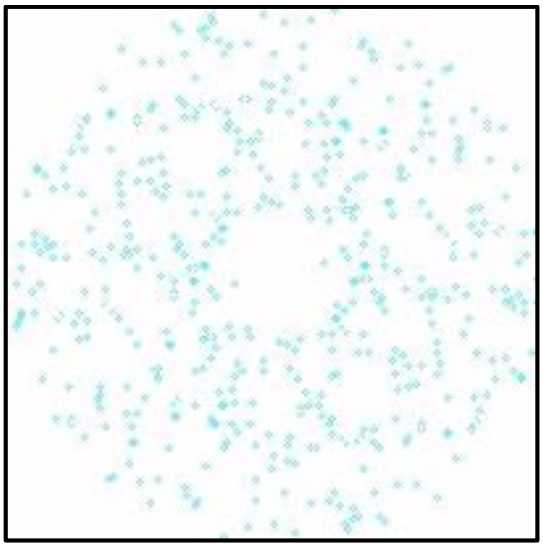
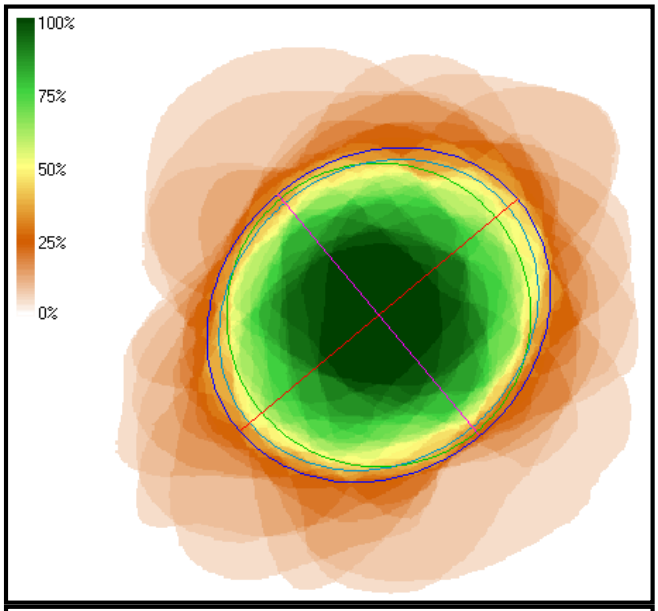
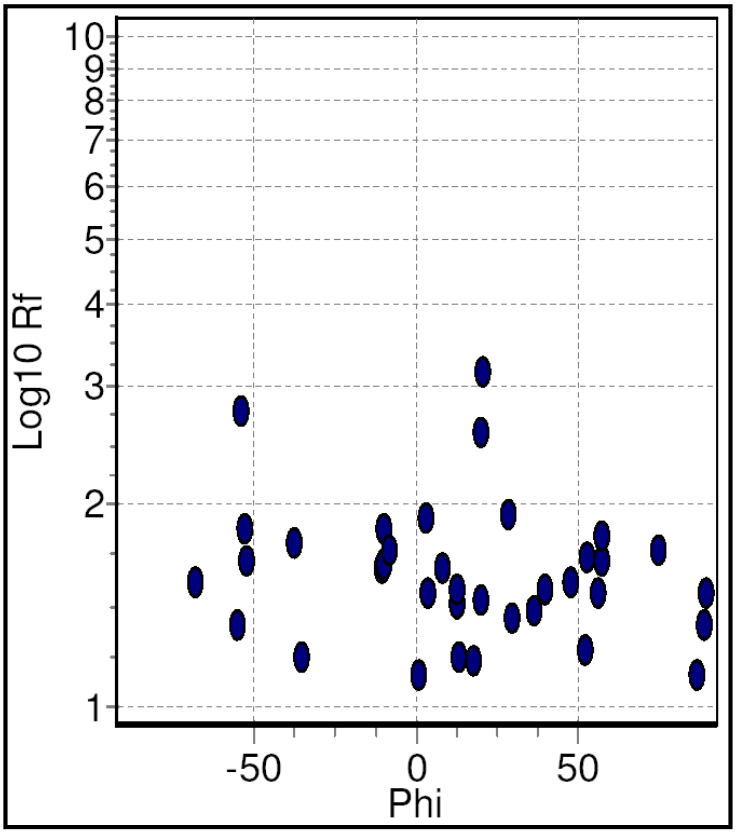


Figura A3.4: Quartzito branco acinzentado de granulometria fina a grossa, contendo freqüentes grânulos de quartzo, pertencente às porções basais do Membro Caldeirões, Formação Sopa-Brumadinho em corte paralelo ao **plano XY** (amostra JC-04). Amostra coletada na escarpa W da Serra da Miúda, na porção central da Quadrícula Guinda. Comparar com os resultados obtidos no corte YZ, mostrado na Figura A3.5. A fotomicrografia foi tirada com lente de aumento de 5x.







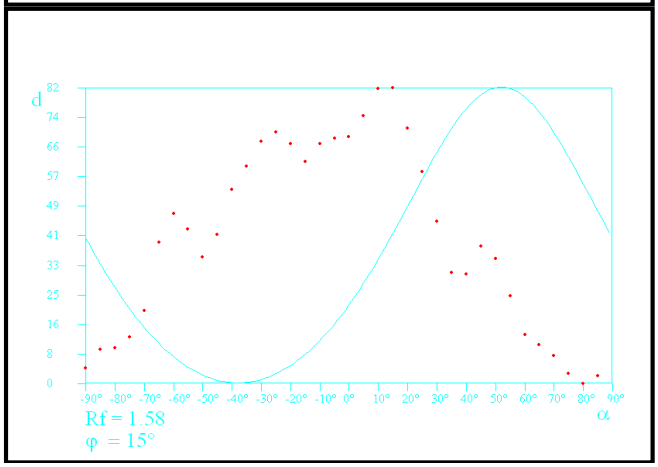
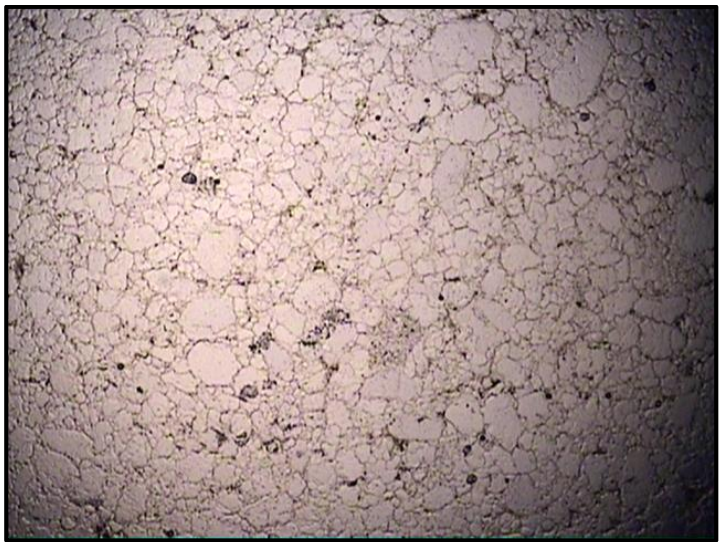
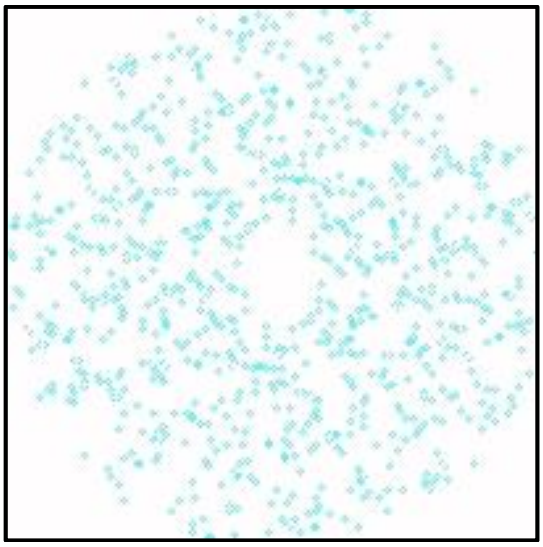
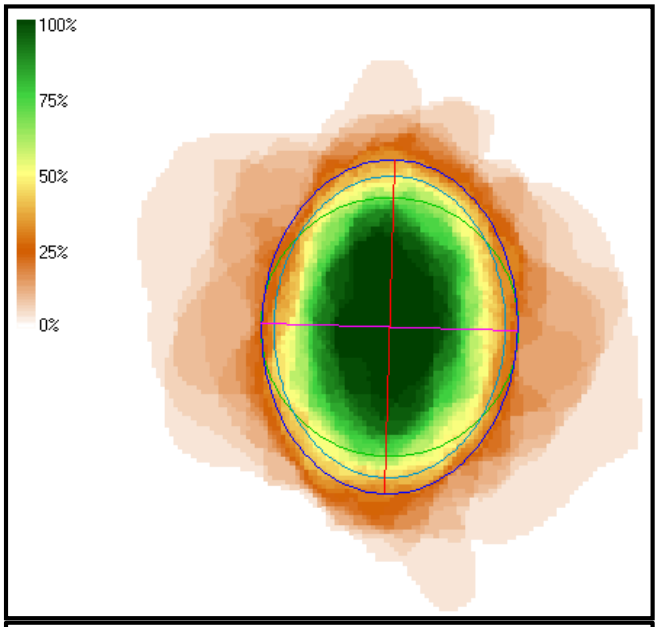
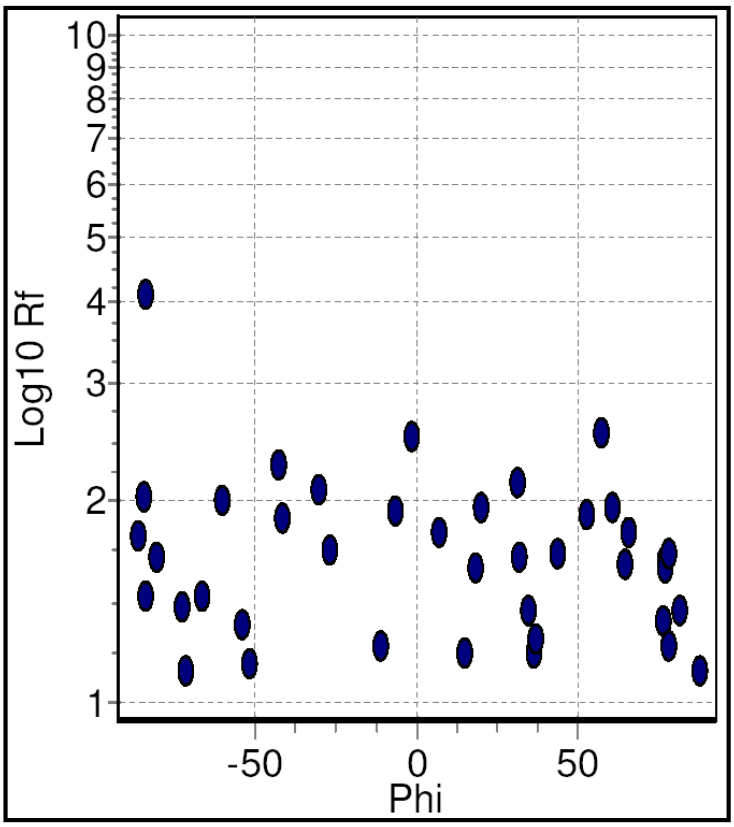


Figura A3.5: Corte paralelo ao **plano YZ** na amostra JC-04, correspondente a quartzito branco acinzentado, granulometria fina a grossa, micáceo e com freqüentes grânulos de quartzo, da porção basal do Membro Caldeirões, Formação Sopa-Brumadinho, escarpa W da Serra da Miúda. A fotomicrografia foi tirada com lente de aumento de 5x. Comparar com os resultados do corte no plano XZ (Figura A3.4).









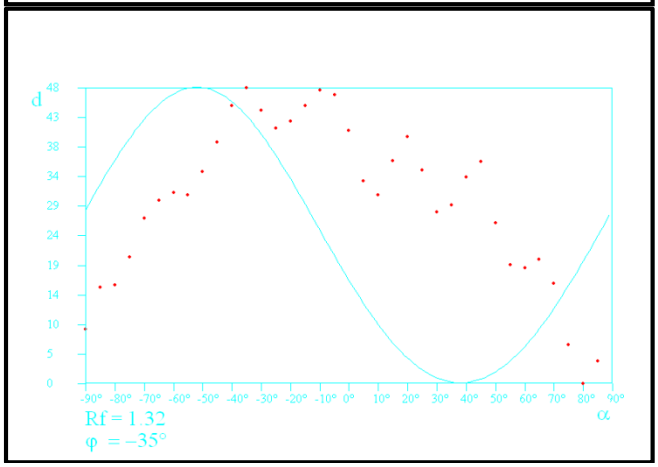
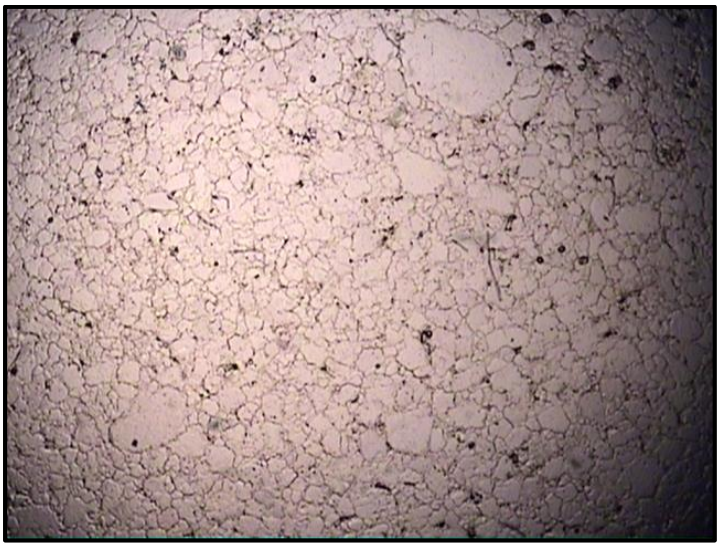
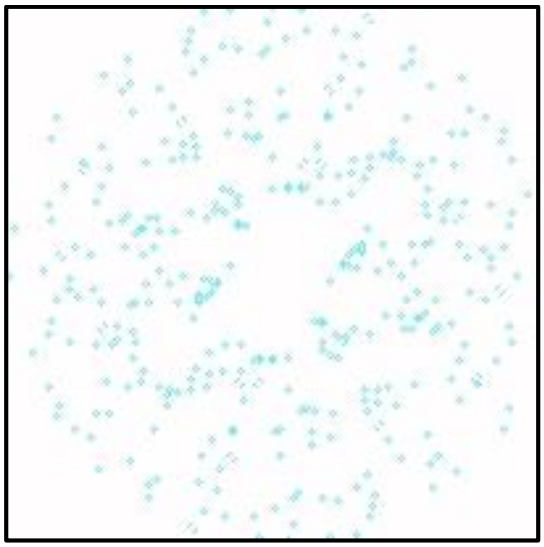
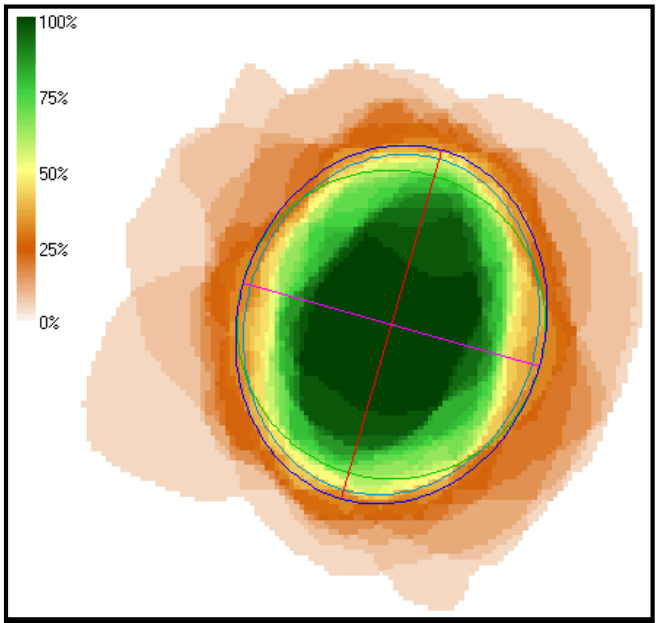
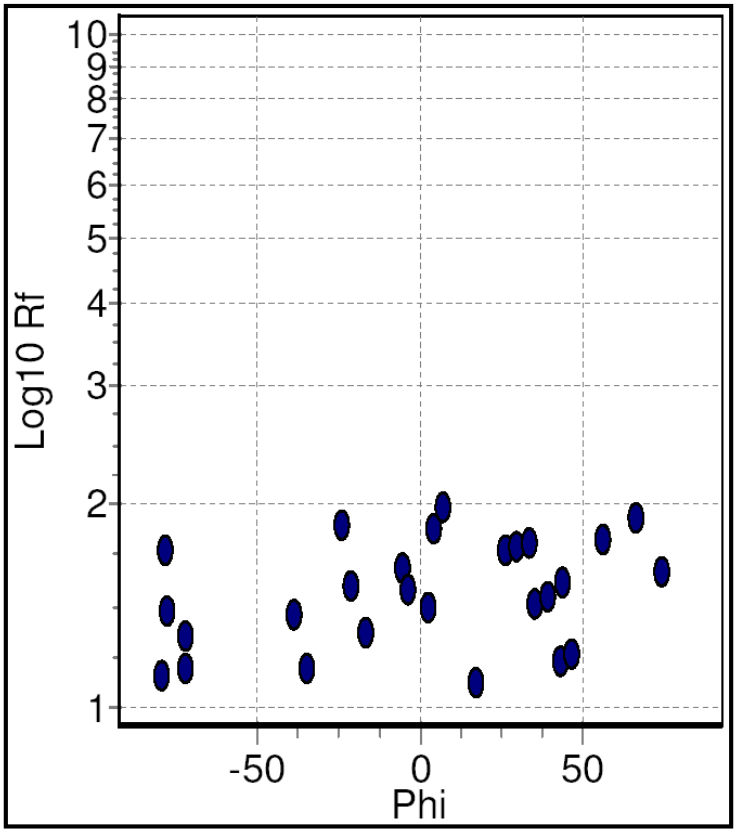


Figura A3.6: Corte paralelo ao **plano XZ** de quartzito branco acinzentado, micáceo, granulometria fina a média contendo freqüentes grânulos de quartzo do Membro Caldeirões, Formação Sopa-Brumadinho, Serra da Miúda, porção central da Quadrícula Guinda (amostra JC-05). A fotomicrografia foi tirada com lente de aumento de 5x. Comparar com os resultados do corte no plano YZ (Figura A3.7).









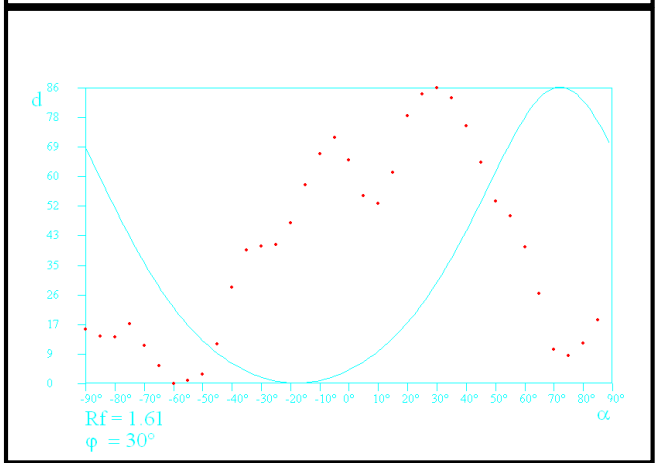
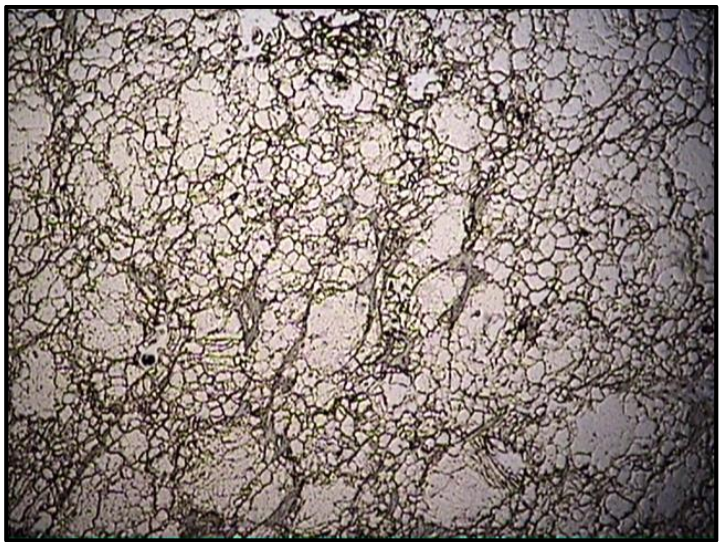
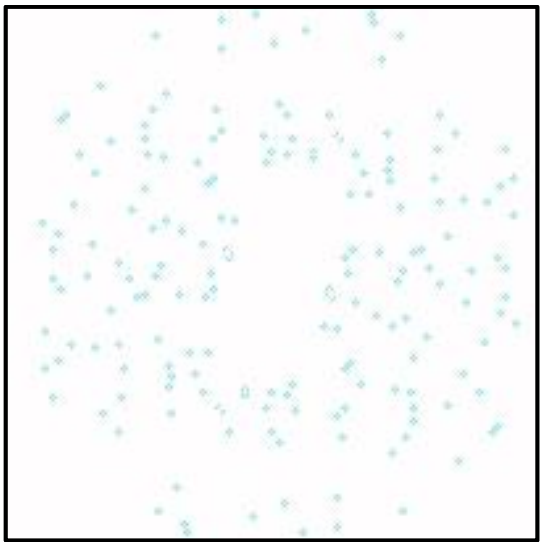
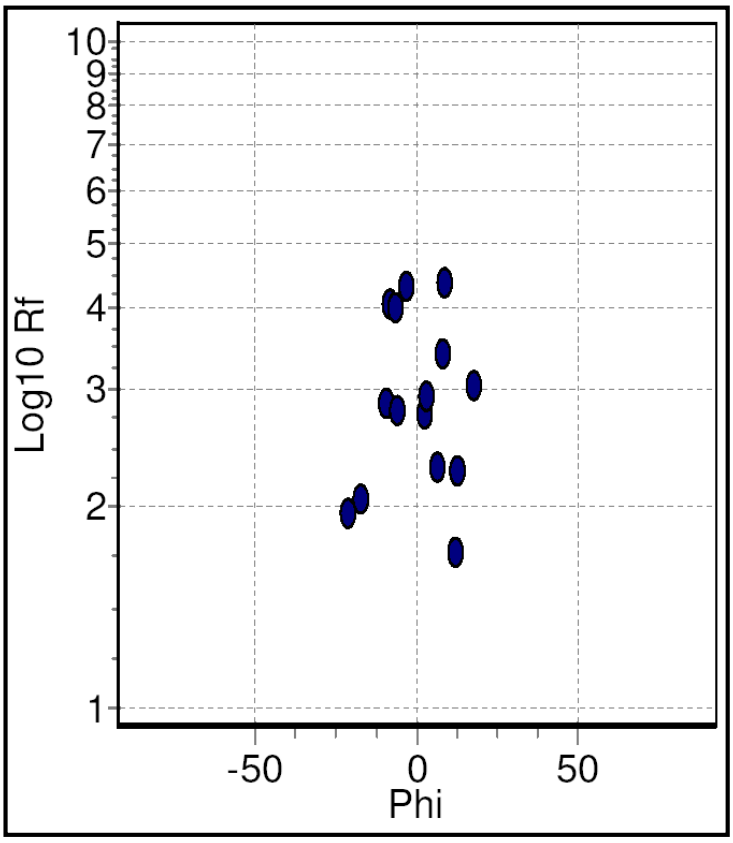
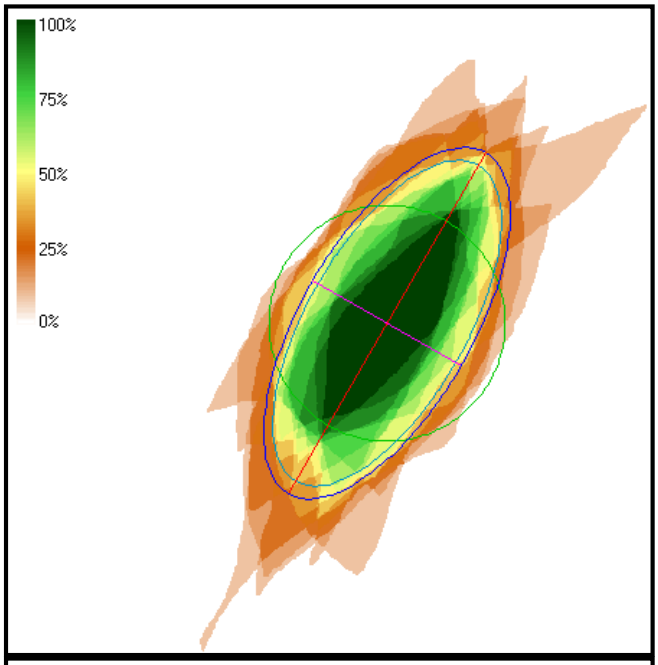


Figura A3.7: Amostra JC-05, representando quartzito branco acinzentado, granulometria fina a média, contendo freqüentes grânulos de quartzo, pertencente ao Membro Caldeirões, Serra da Miúda (porção central da Quadrícula Guinda). O corte apresentado é paralelo ao **plano YZ**. A fotomicrografia foi tirada com lente de aumento de 5x. Comparar com os resultados do corte no plano XZ (Figura A3.6).









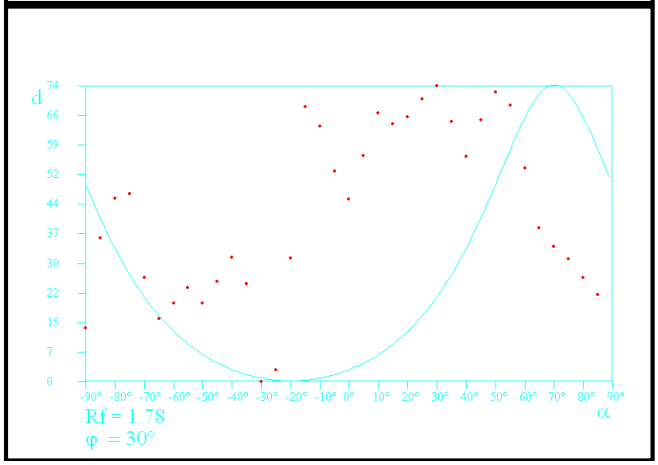
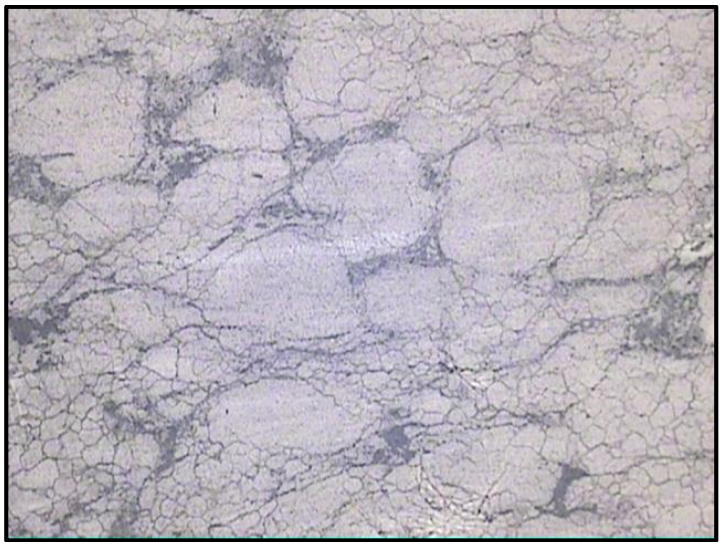
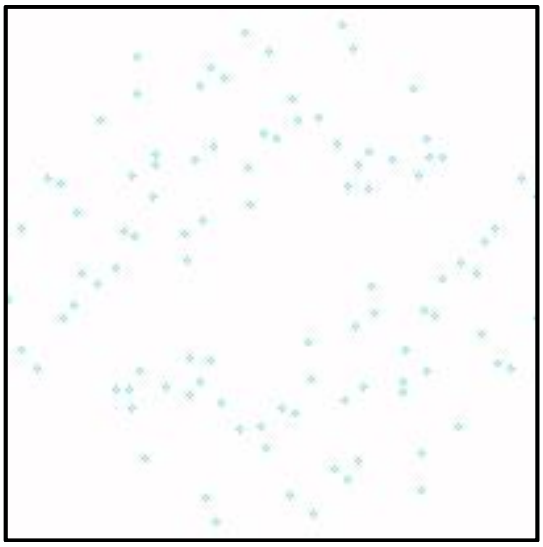
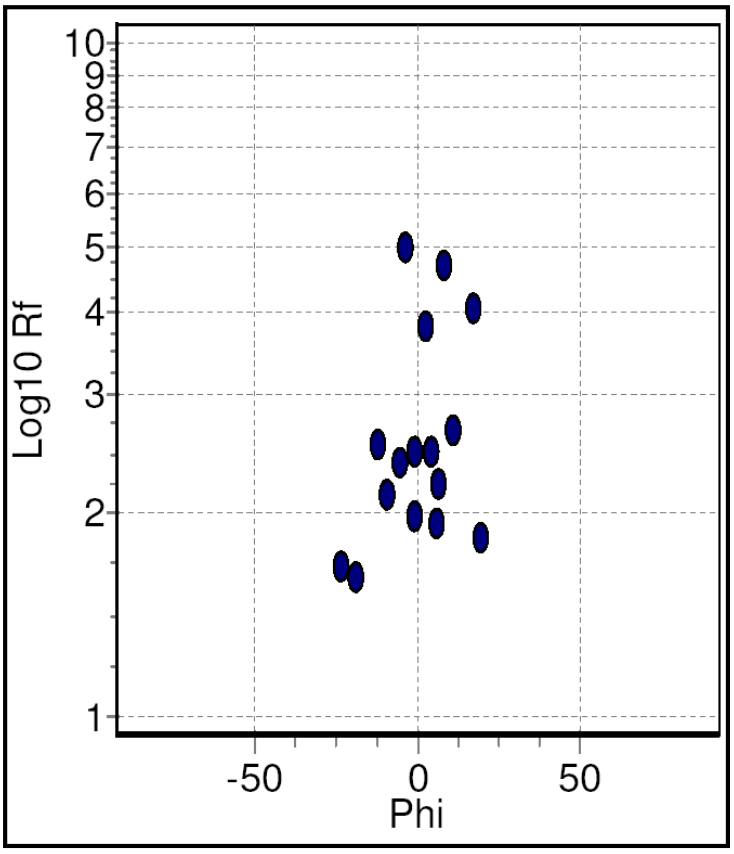
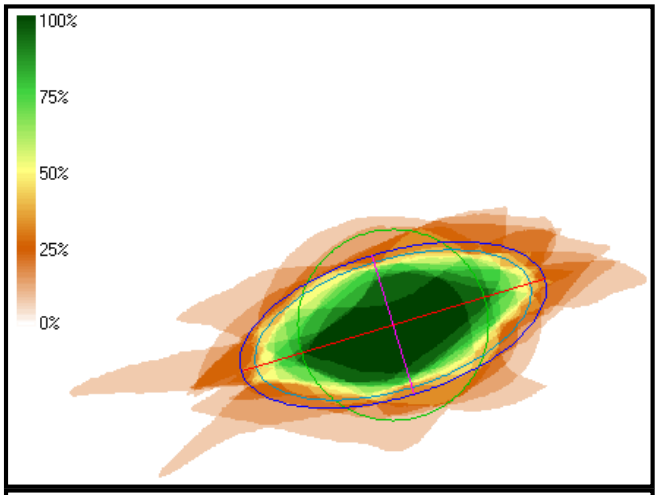


Figura A3.8: Quartzito amarelado, ferruginoso e micáceo representante do Membro Caldeirões, Formação Sopa-Brumadinho (amostra JC-52), em corte paralelo ao **plano YZ**, coletada na escarpa leste da Serra da Miúda, porção central da Quadrícula Guinda.









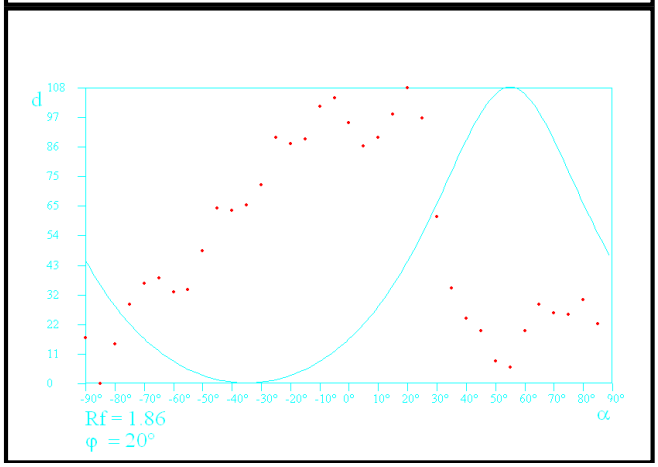
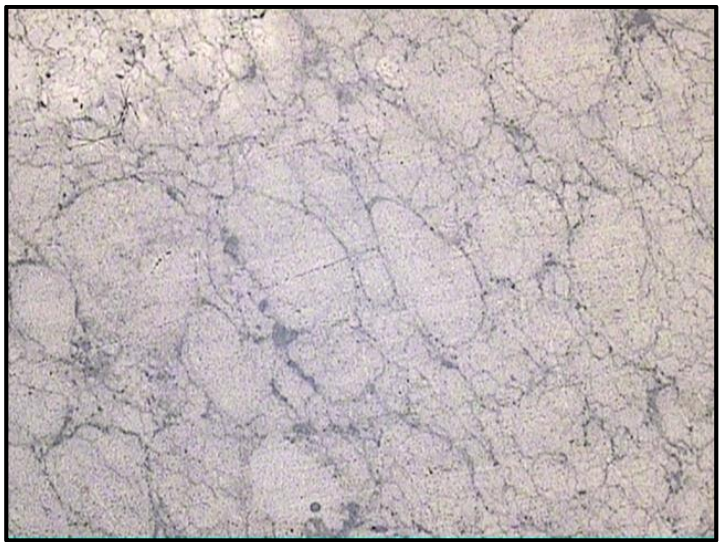
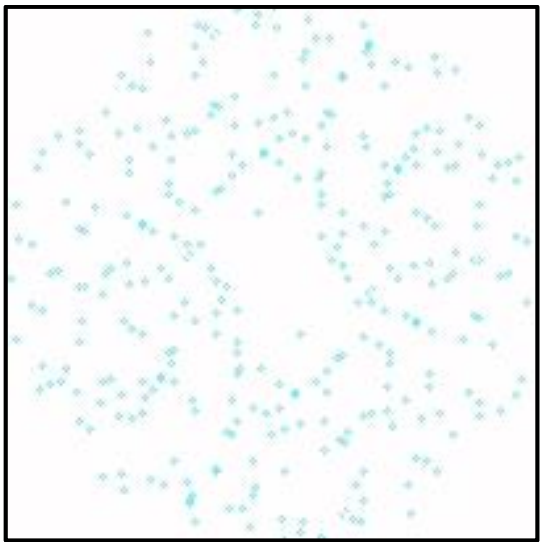
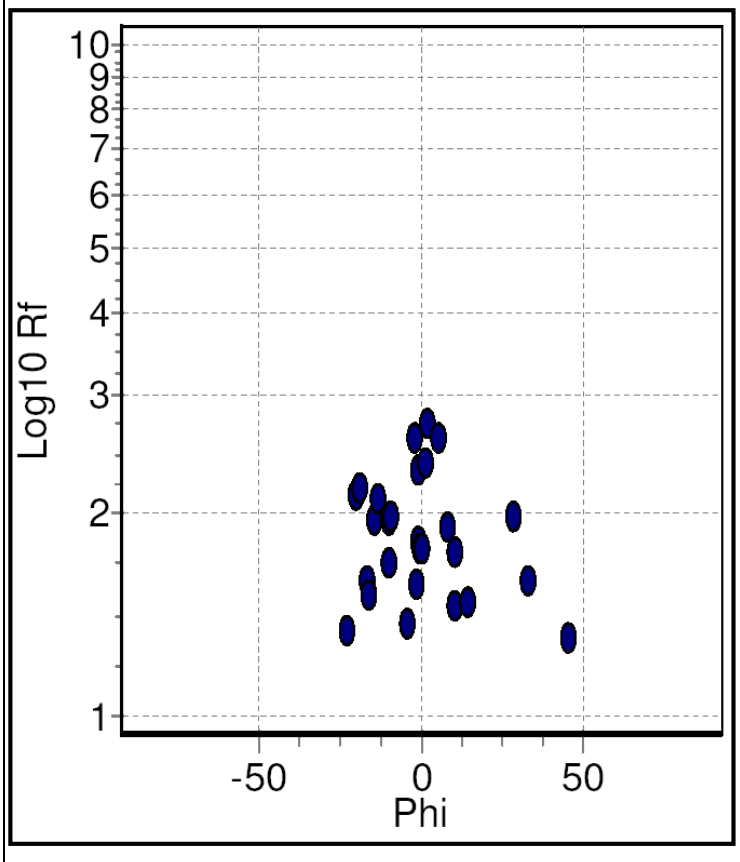
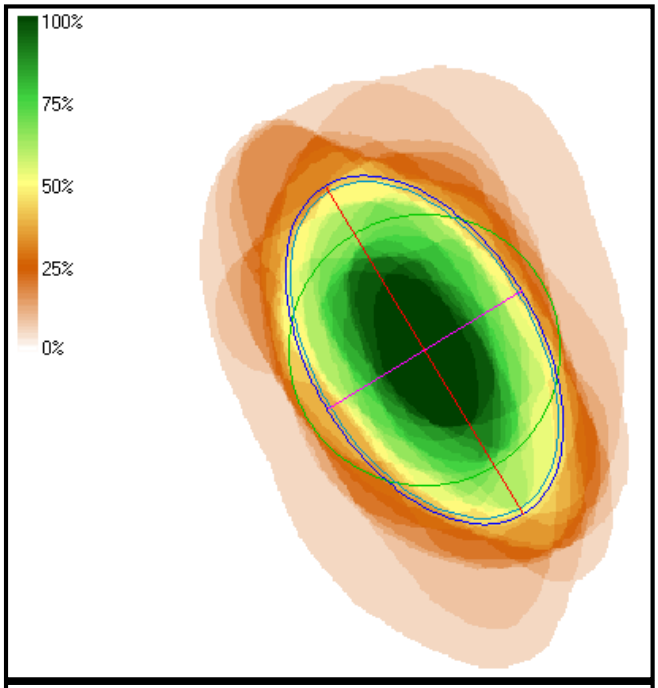


Figura A3.9: Corte paralelo ao **plano XZ** de quartzito branco acinzentado, micáceo, granulometria fina a média associado ao Membro Caldeirões, Formação Sopa-Brumadinho, escarpa leste da Serra da Miúda, porção central da Quadrícula Guinda (amostra JC-53). A fotomicrografia foi tirada com lente de aumento de 5x. Comparar com os resultados do corte no plano YZ (Figura A3.10).









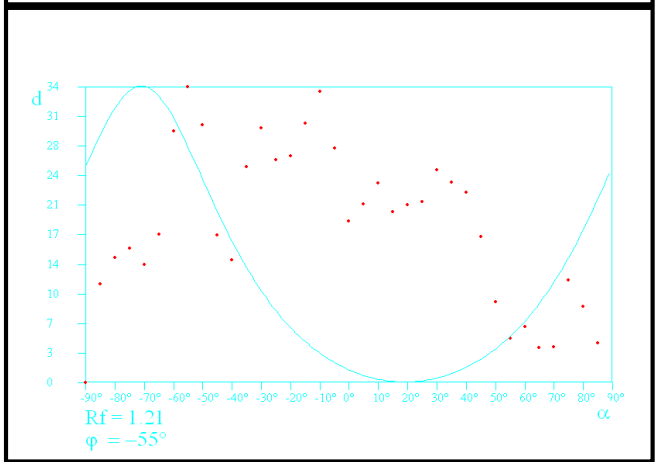
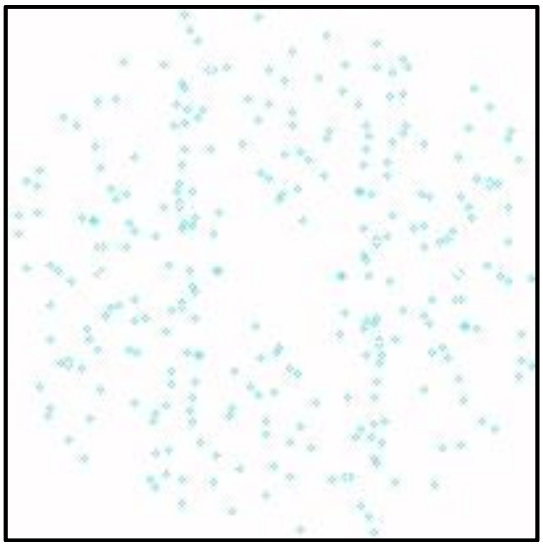
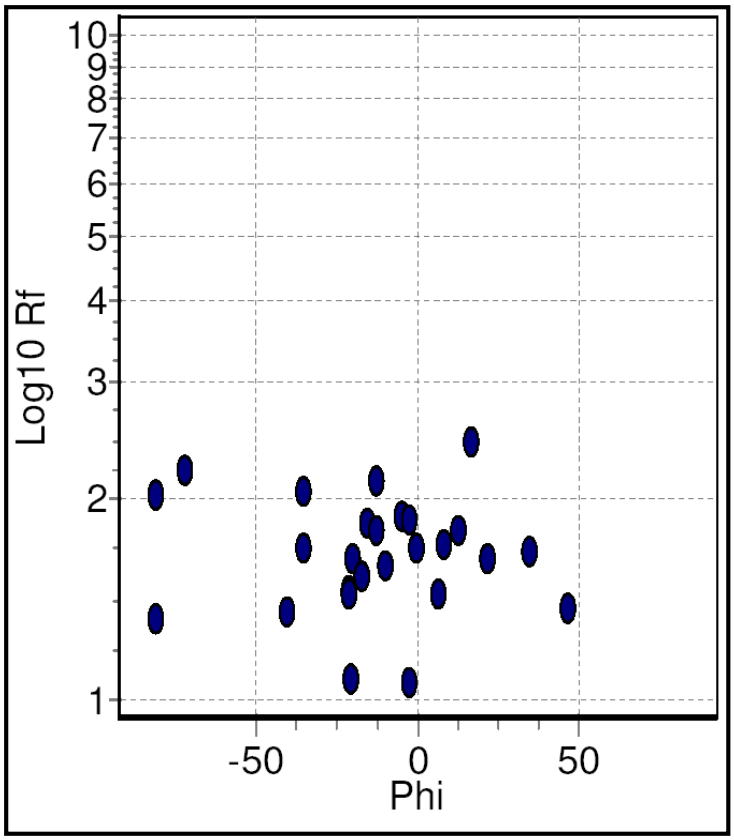
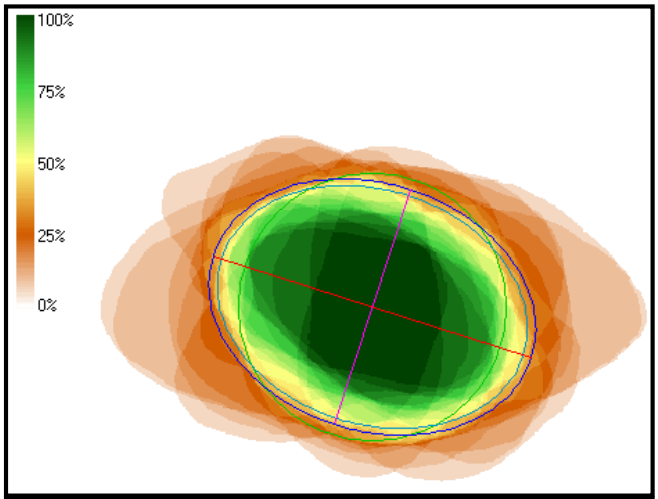


Figura A3.10: Amostra JC-53, representando quartzito branco acinzentado, granulometria fina a média, pertencente ao Membro Caldeirões, escarpa leste da Serra da Miúda (porção central da Quadrícula Guinda). O corte apresentado é paralelo ao **plano YZ**. A fotomicrografia foi tirada com lente de aumento de 5x. Comparar com os resultados do corte no plano XZ (Figura A3.9).







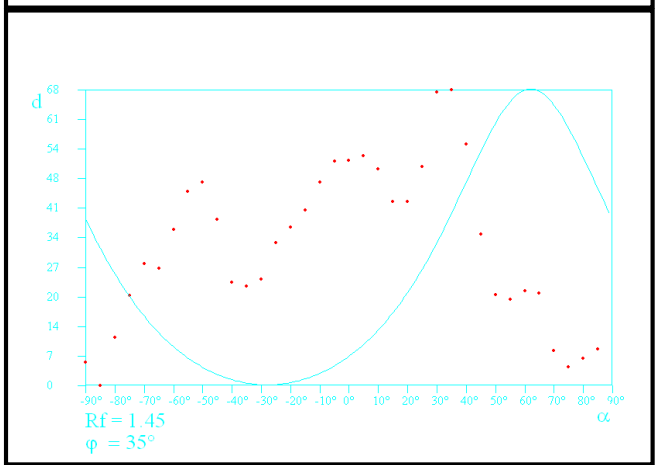
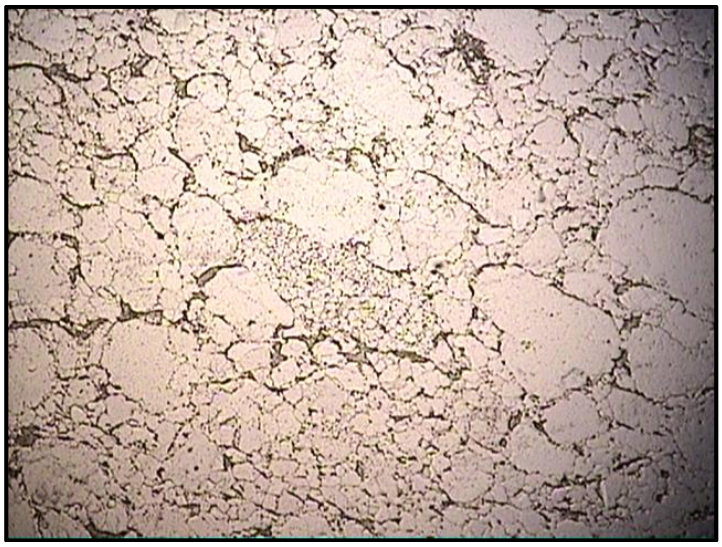
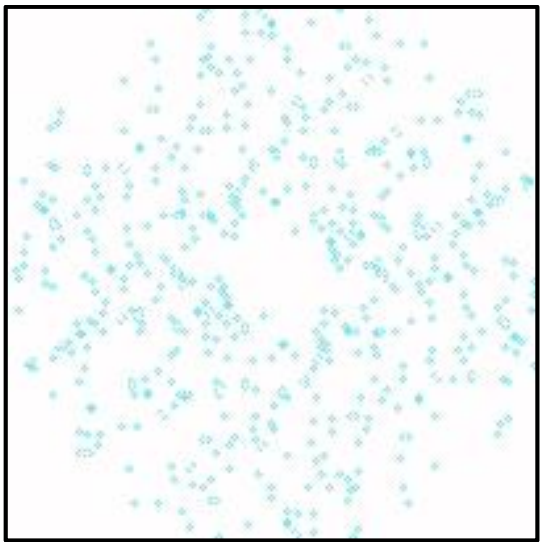
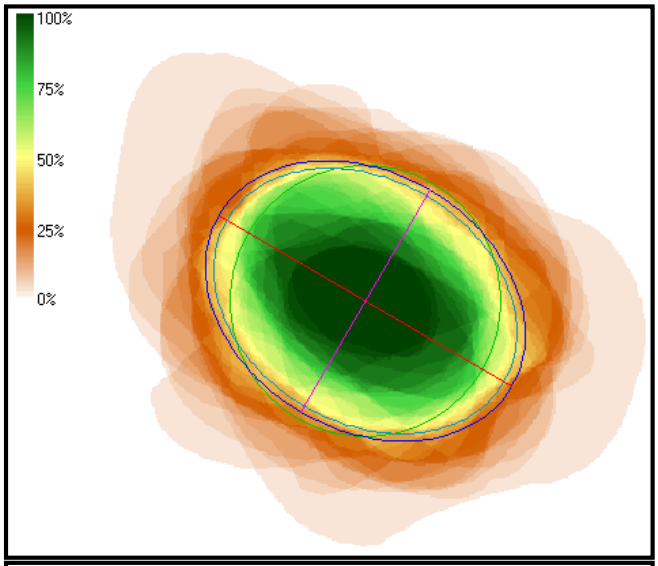
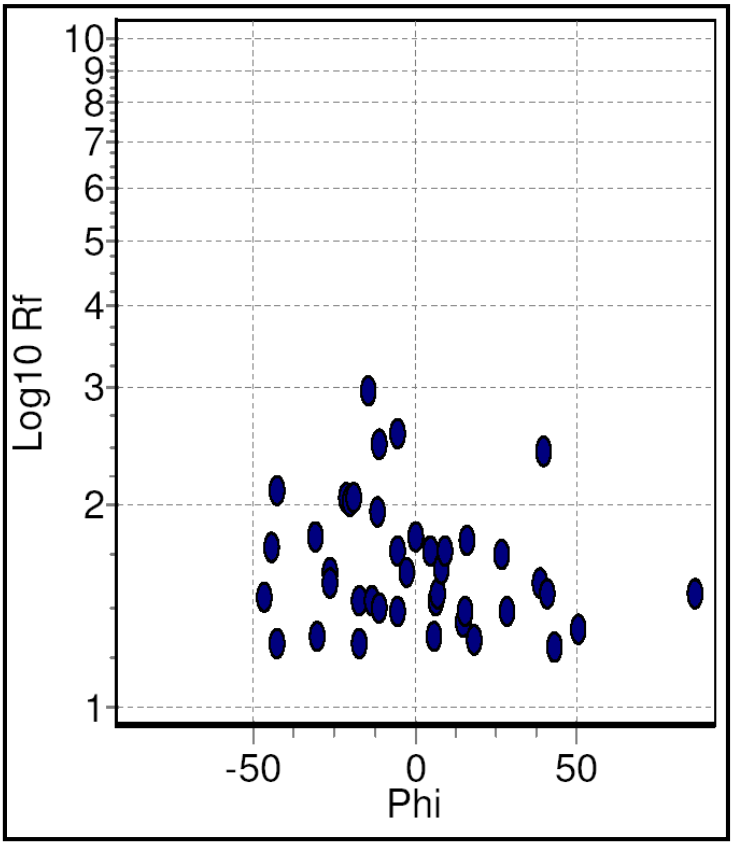


Figura A3.11: Amostra JC-56 em corte paralelo ao **plano XZ**, coletada na escarpa E da Serra da Miúda, porção central da Quadrícula Guinda. Trata-se de quartzito de granulometria média, de coloração levemente acinzentada, constituinte do "Nível C" da Formação São João da Chapada. A fotomicrografia foi tirada com lente de aumento de 5x. Comparar com os diagramas apresentados na Figura A3.12, correspondentes ao plano YZ.









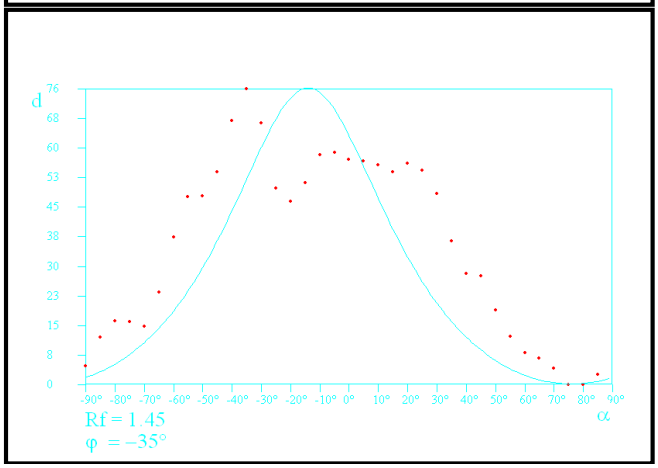
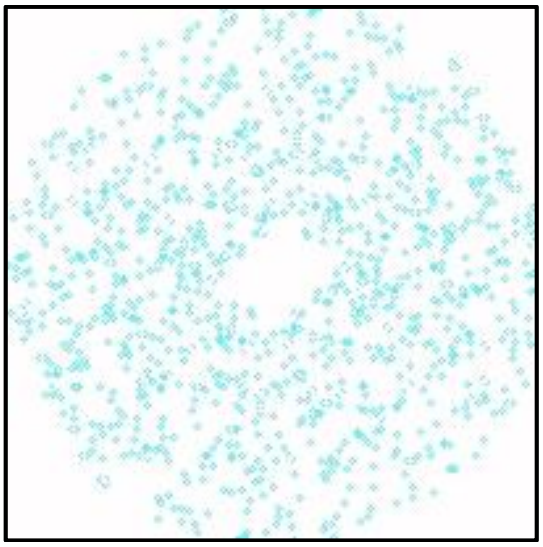
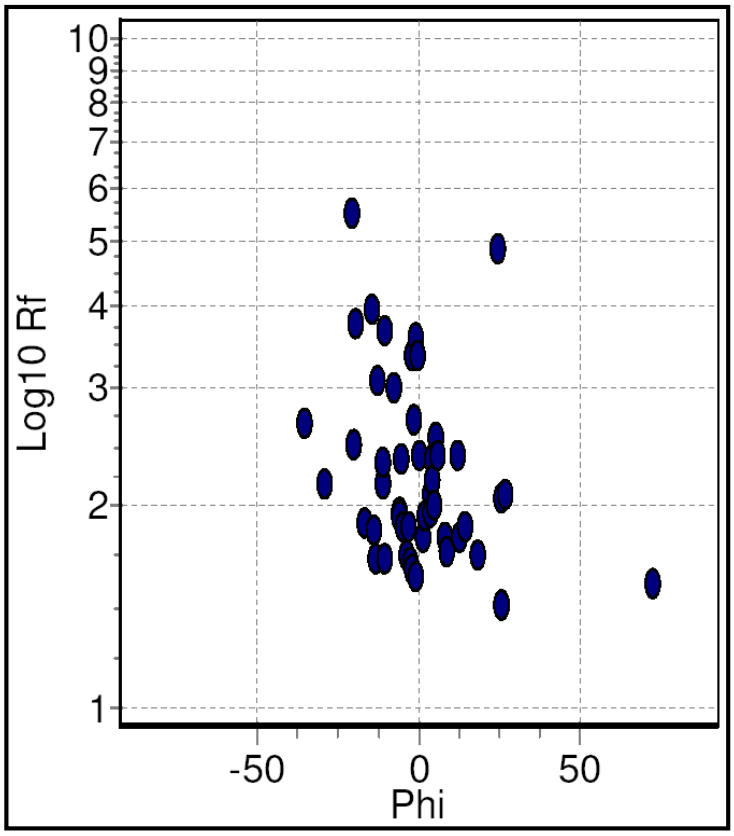
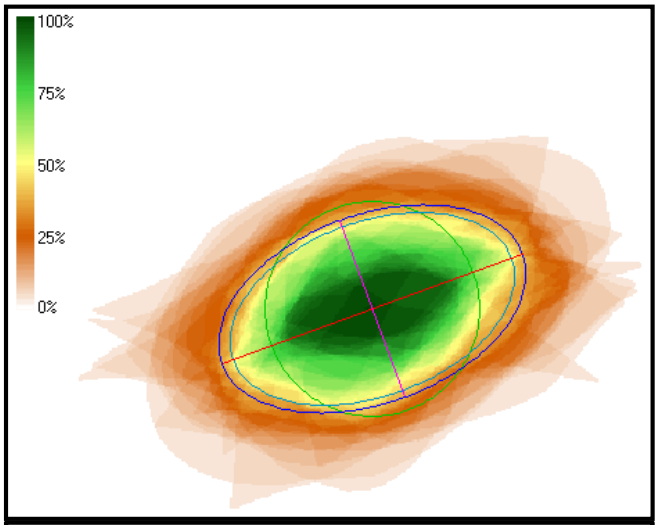


Figura A3.12: Amostra JC-56 em corte paralelo ao **plano YZ**, coletada na escarpa E da Serra da Miúda, porção central da Quadrícula Guinda. Trata-se de quartzito de granulometria média, de coloração levemente acinzentada, constituinte do "Nível C" da Formação São João da Chapada. A fotomicrografia foi tirada com lente de aumento de 5x. Comparar com os diagramas apresentados na Figura A3.11, correspondentes ao plano XZ.







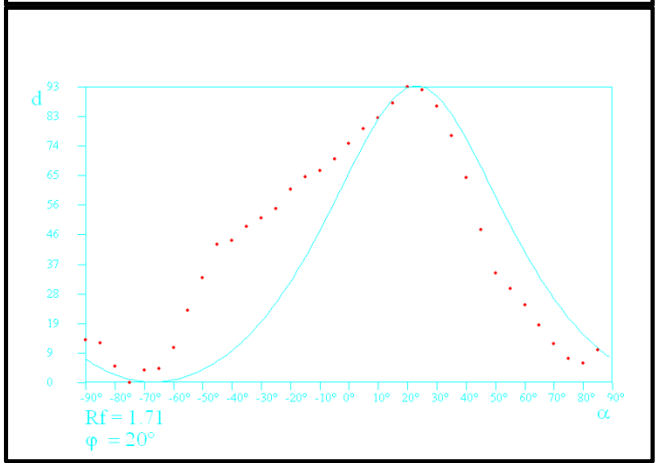
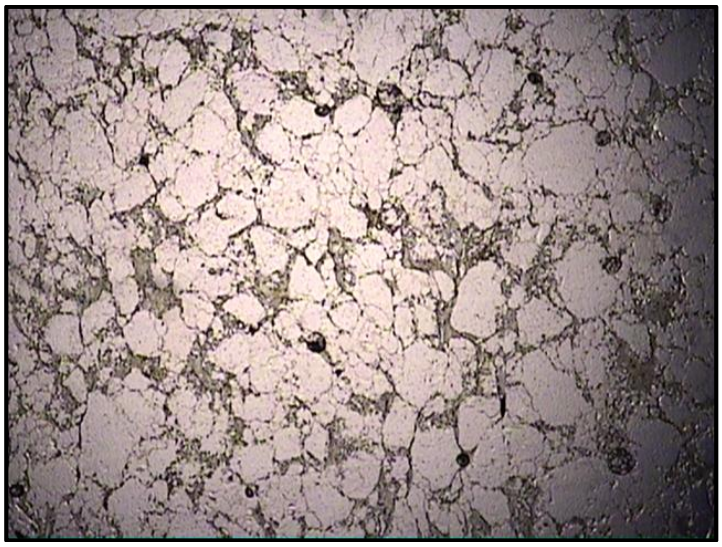
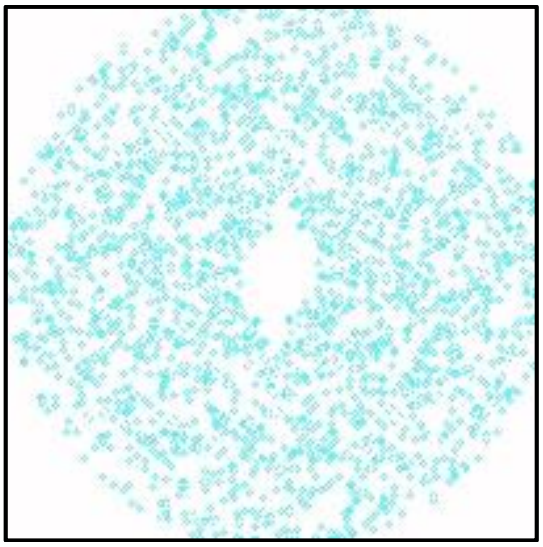
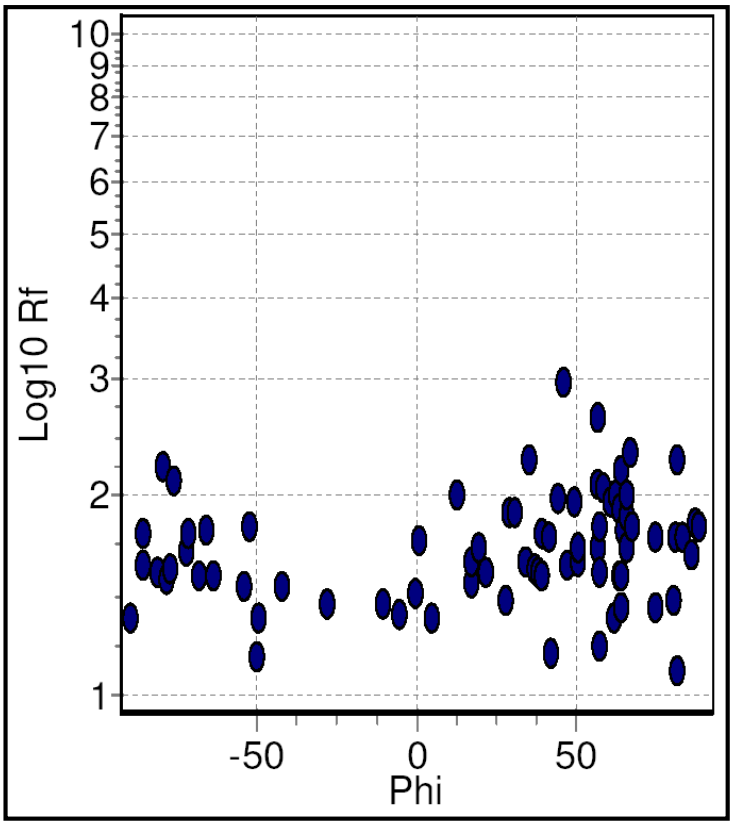
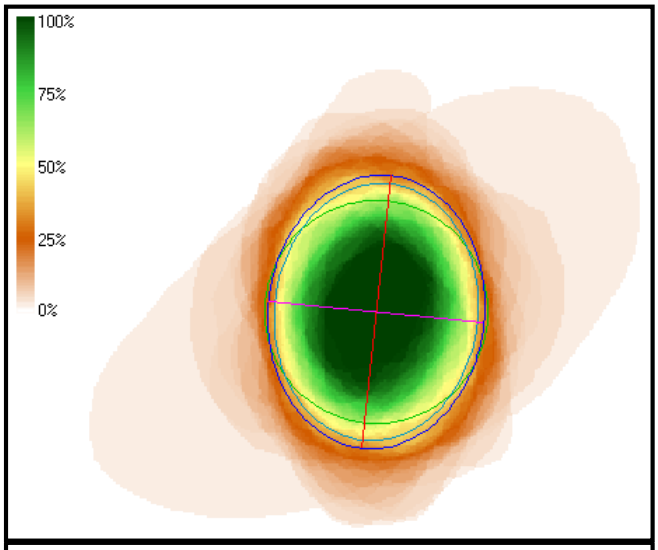


Figura A3.13: Amostra JC-137 em corte paralelo ao **plano XZ**, coletada a sul da Serra da Miúda,. Trata-se de quartzito de granulometria média, de coloração avermelhada, constituinte do "Nível C" da Formação São João da Chapada. A fotomicrografia foi tirada com lente de aumento de 5x. Comparar com os diagramas apresentados na Figura A3.14, correspondentes ao plano YZ.









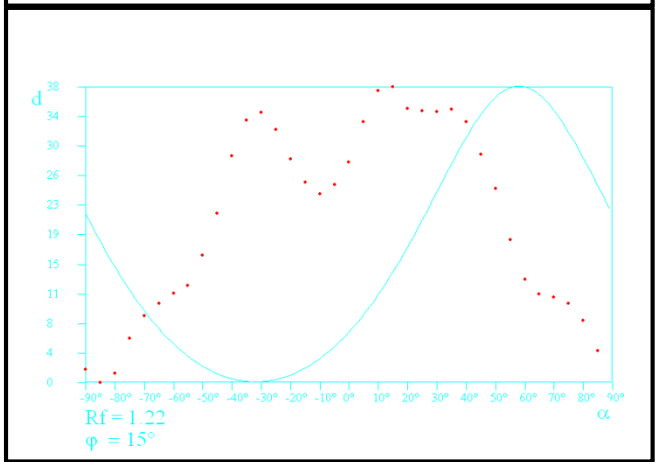
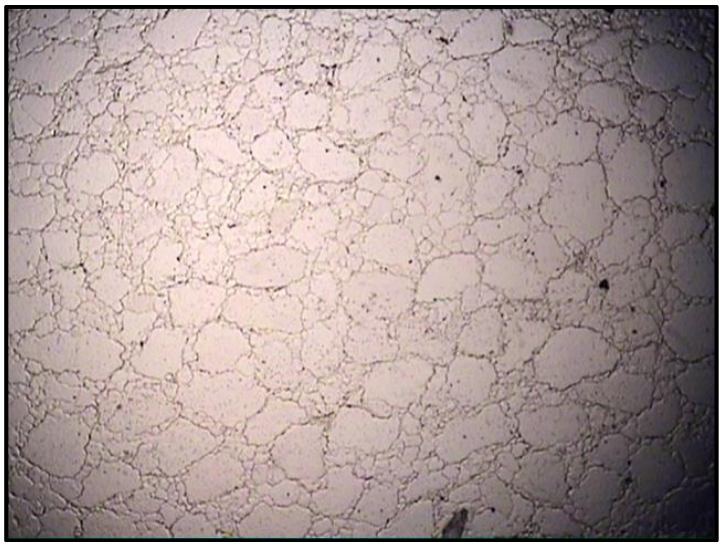
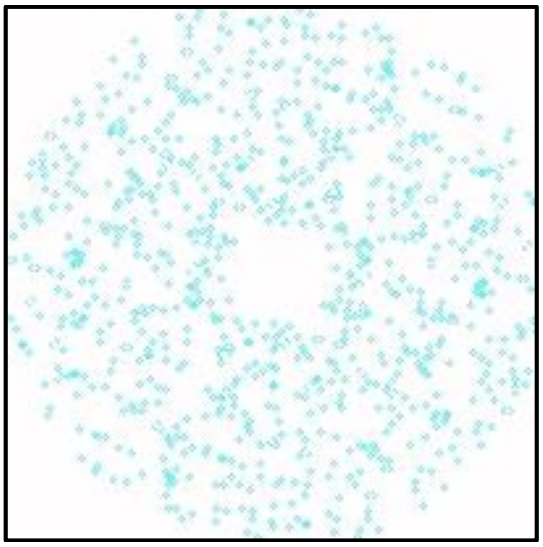
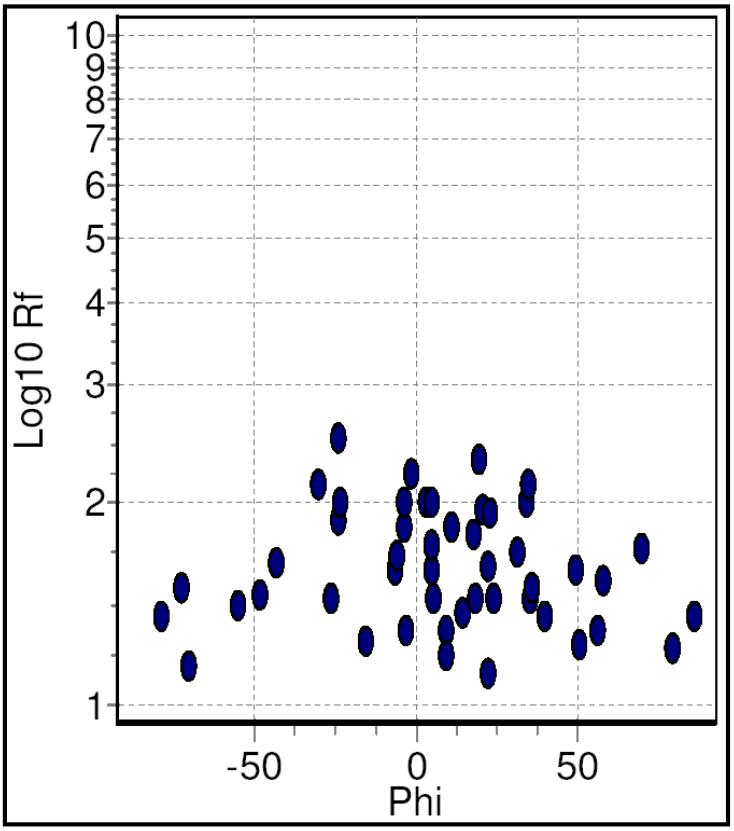
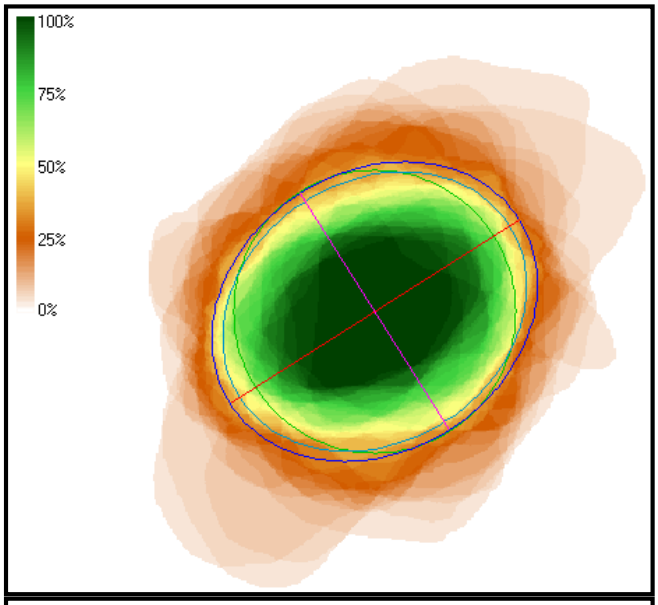


Figura A3.14: Amostra JC-137 em corte paralelo ao **plano YZ**, coletada a sul da Serra da Miúda,. Trata-se de quartzito de granulometria média, de coloração avermelhada, constituinte do "Nível C" da Formação São João da Chapada. A fotomicrografia foi tirada com lente de aumento de 5x. Comparar com os diagramas apresentados na Figura A3.13, correspondentes ao plano XZ.









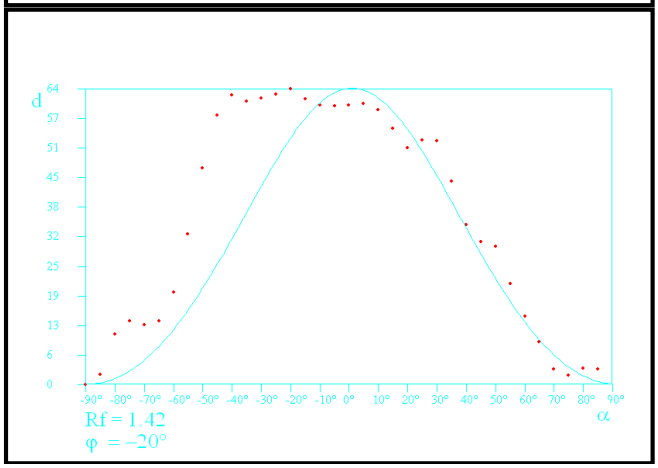
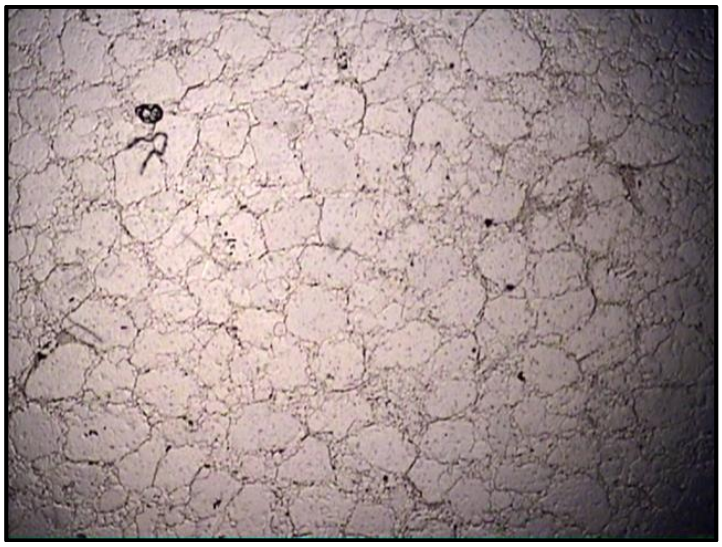
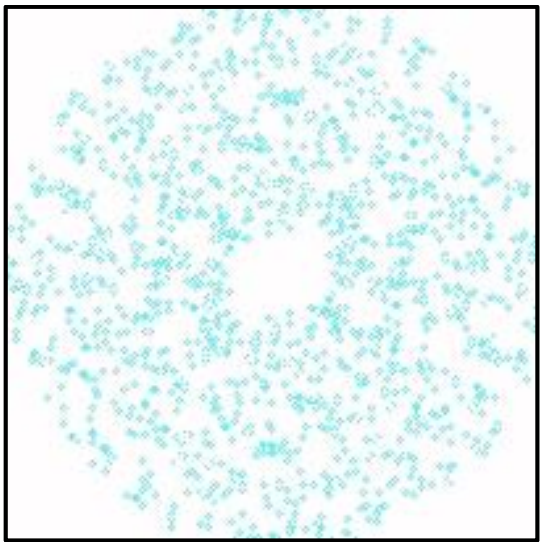
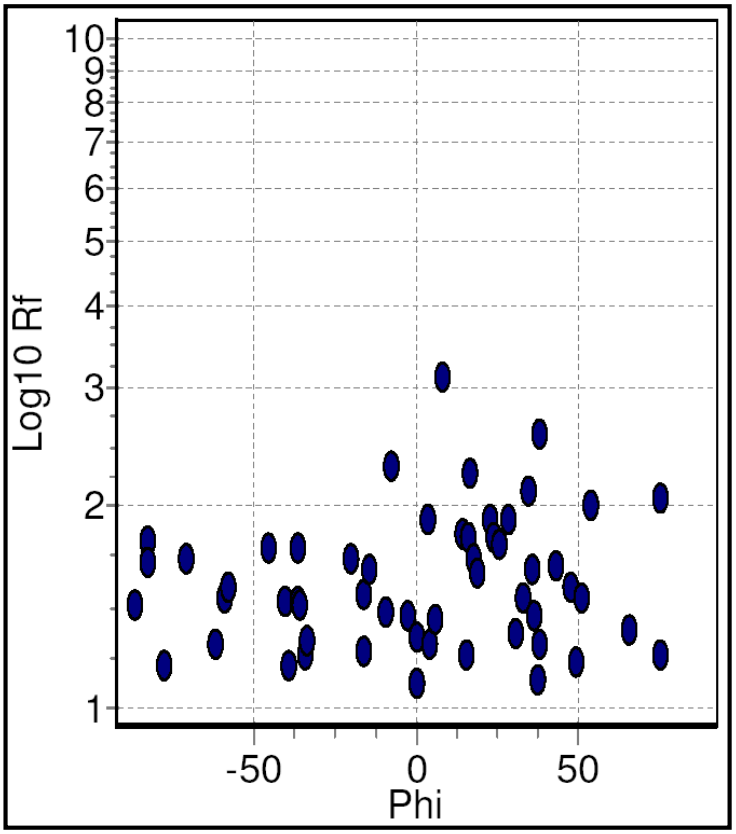
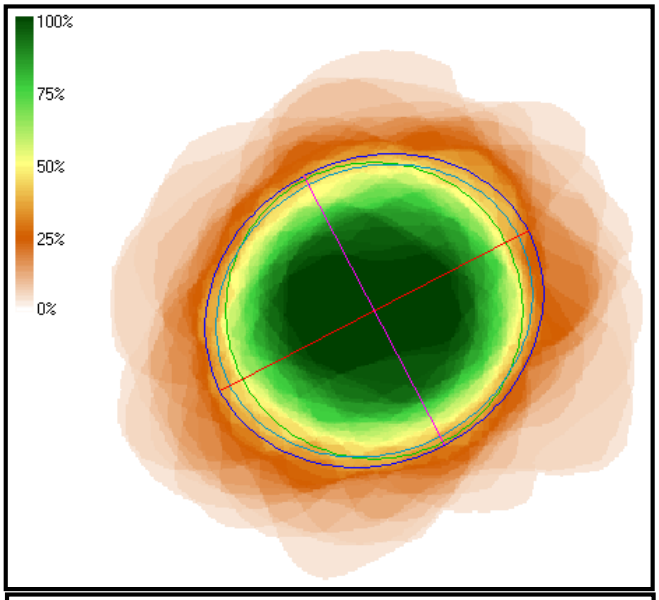


Figura A3.15: Quartzito fino a médio, micáceo, pertencente à Formação Bandeirinha, região da Serra da Galinha (porção centro-norte da Quadrícula Guinda). Análise realizada em seção paralela ao **plano XZ** na amostra JC-07. A fotomicrografia foi tirada com lente de aumento de 5x. Comparar com os resultados do corte no plano YZ (Figura A3.16).









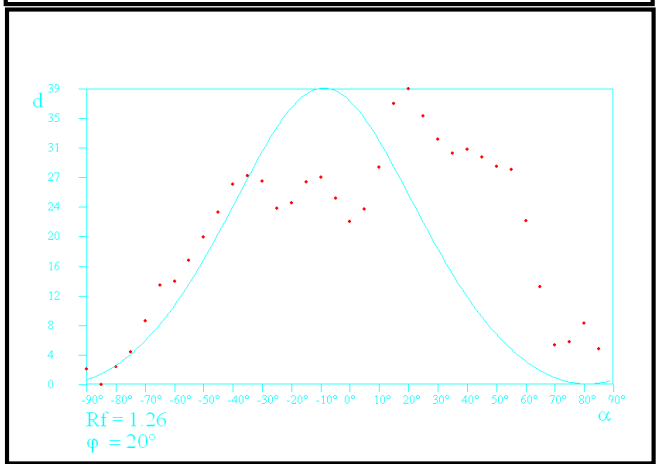
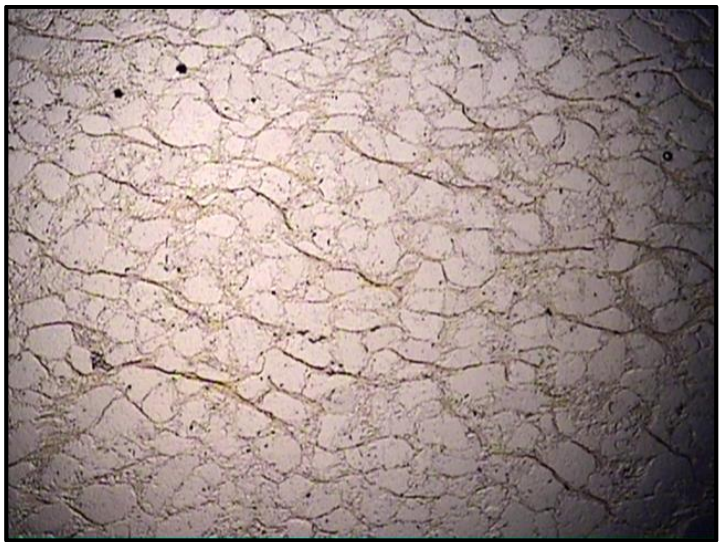
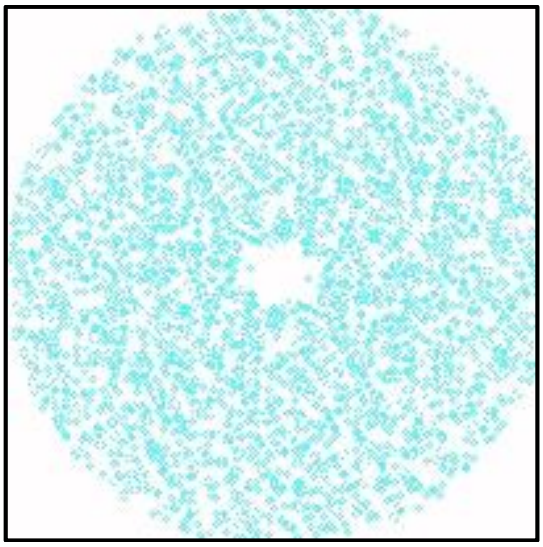
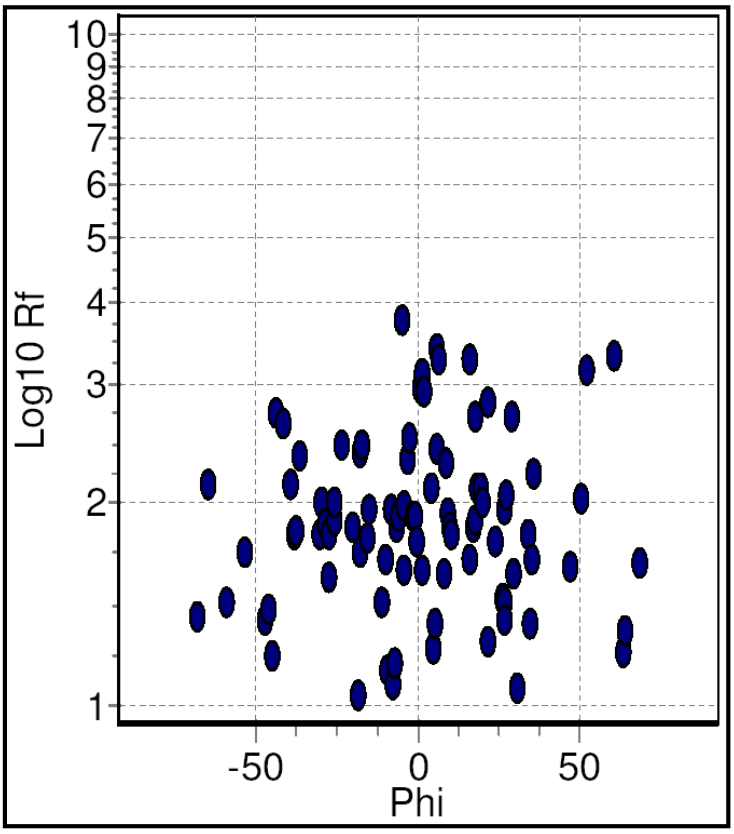
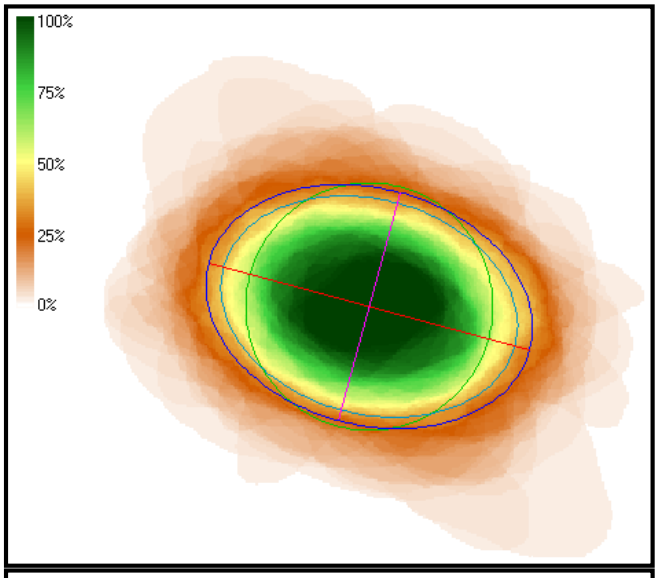


Figura A3.16: Quartzito branco acinzentado, fino a médio, micáceo, pertencente à Formação Bandeirinha, região da Serra da Galinha (porção centro-norte da Quadrícula Guinda). Análise realizada em seção paralela ao **plano YZ** na amostra JC-07. A fotomicrografia foi tirada com lente de aumento de 5x. Comparar com os resultados do corte no plano XZ (Figura A3.15).









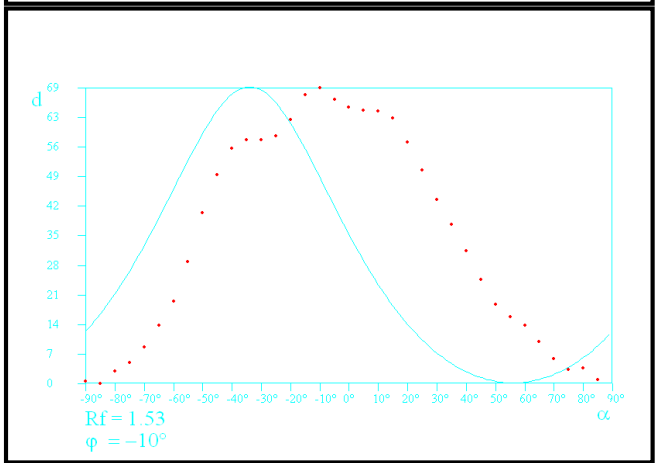
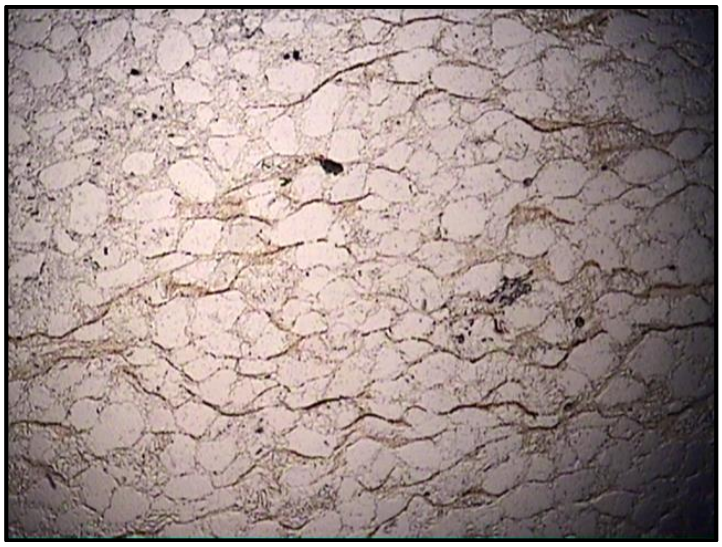
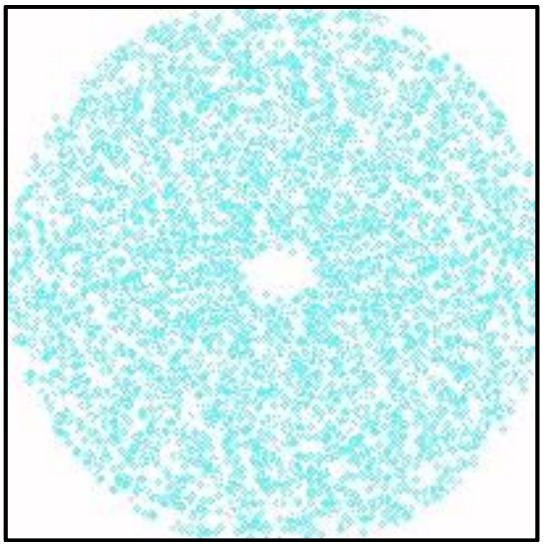
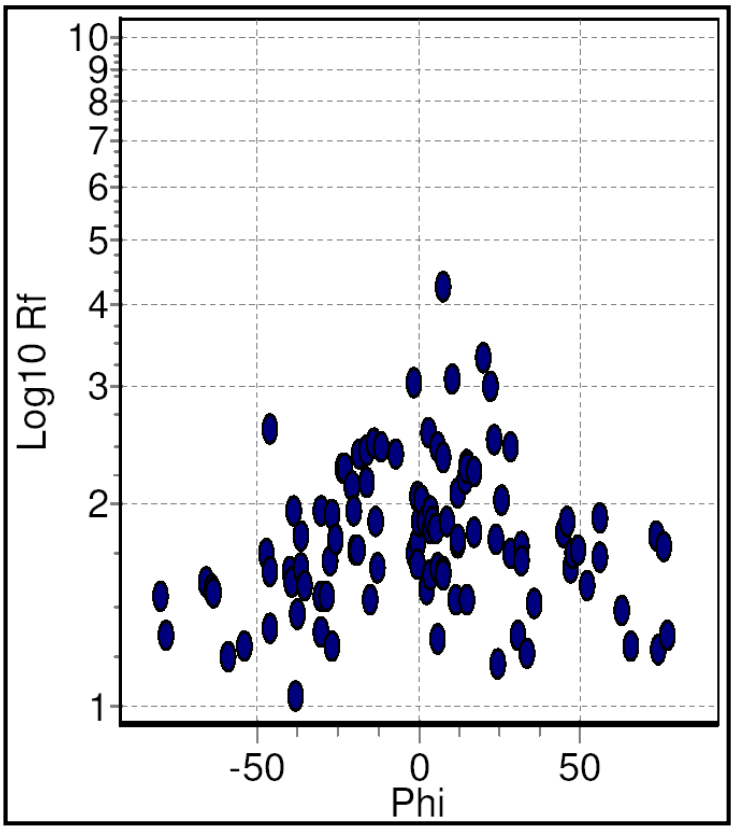
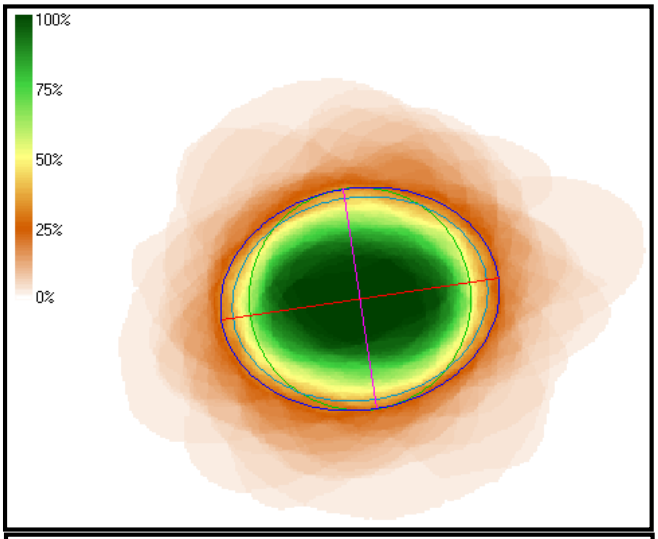


Figura A3.17: Corte paralelo ao **plano XZ** em quartzito fino, micáceo, com alternância de lâminas rosadas e brancas (JC-08), associado à Formação Bandeirinha, região da Serra da Galinha (centro-norte Quadrícula Guinda). A fotomicrografia foi tirada com lente de aumento de 5x. Comparar com os resultados do corte no plano YZ (Figura A3.18).









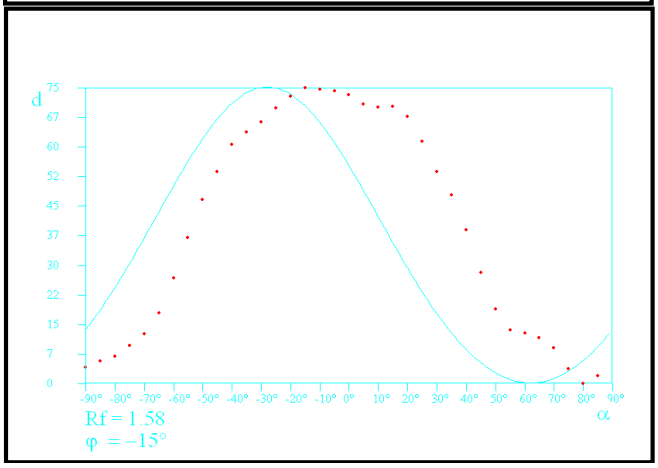
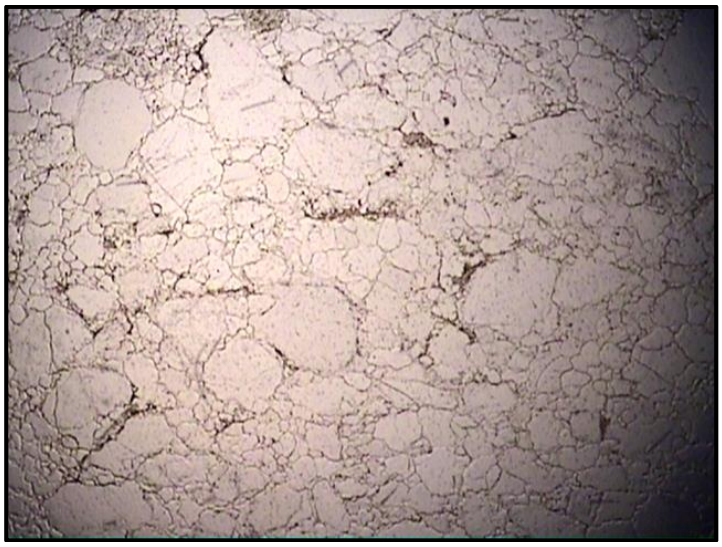
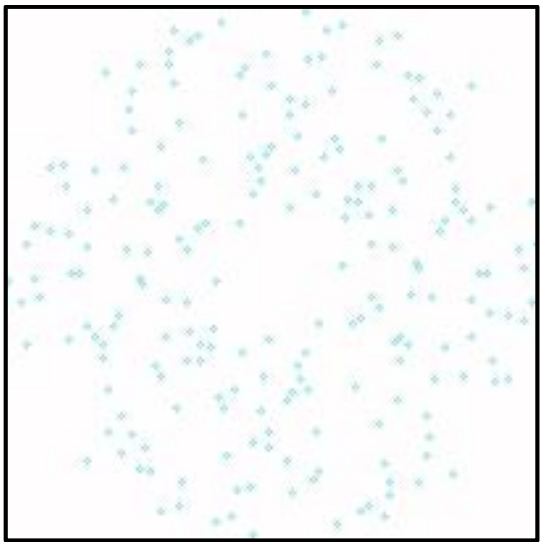
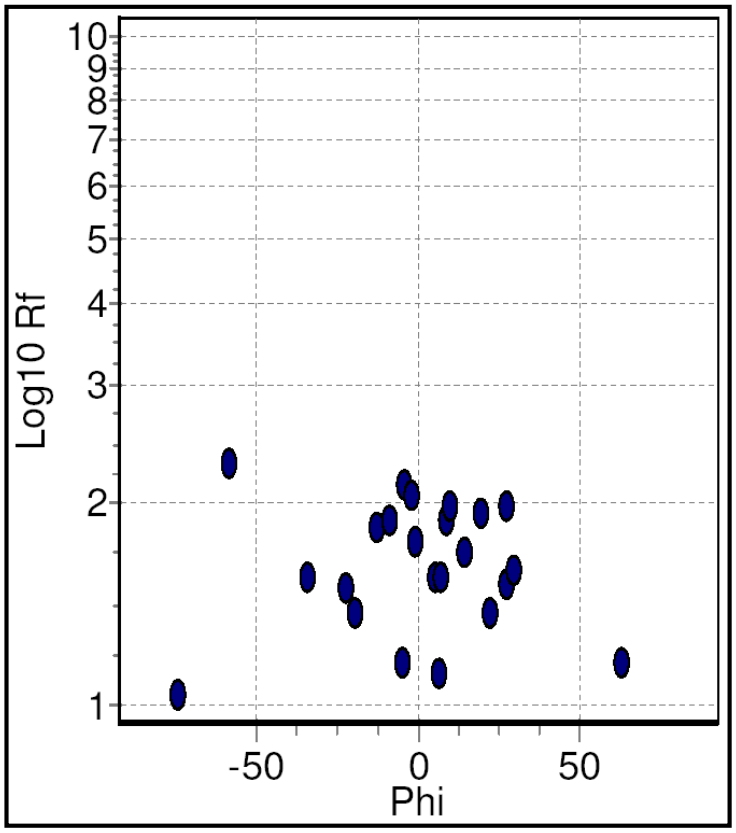
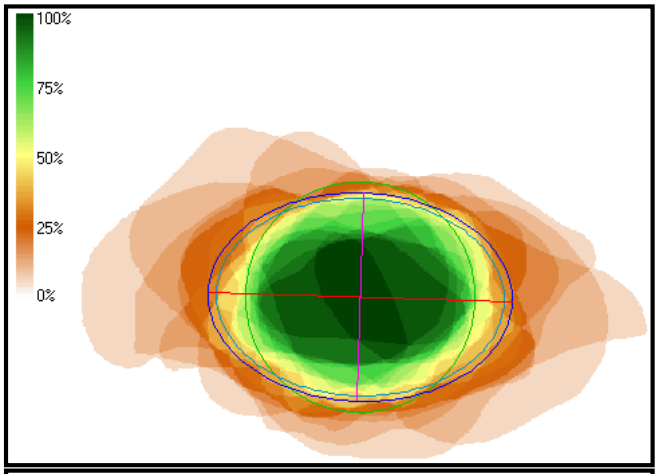


Figura A3.18: Corte paralelo ao **plano YZ** em quartzito fino, micáceo, com alternância de lâminas rosadas e brancas (JC-08), pertencente à Formação Bandeirinha, região da Serra da Galinha (centro-norte da Quadrícula Guinda). A fotomicrografia foi tirada com lente de aumento de 5x. Comparar com os resultados do corte no plano XZ (Figura A3.17).









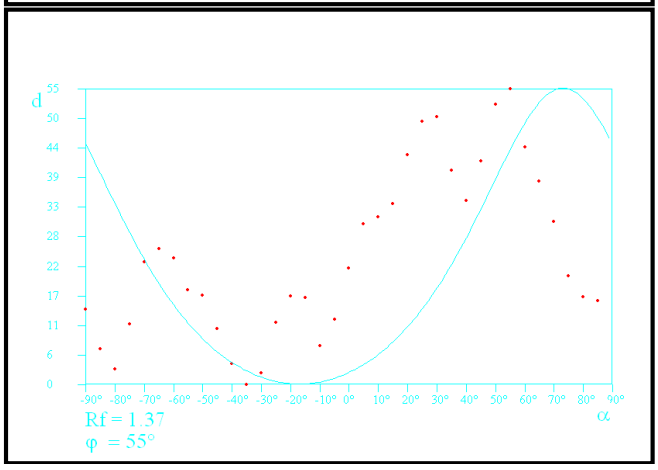
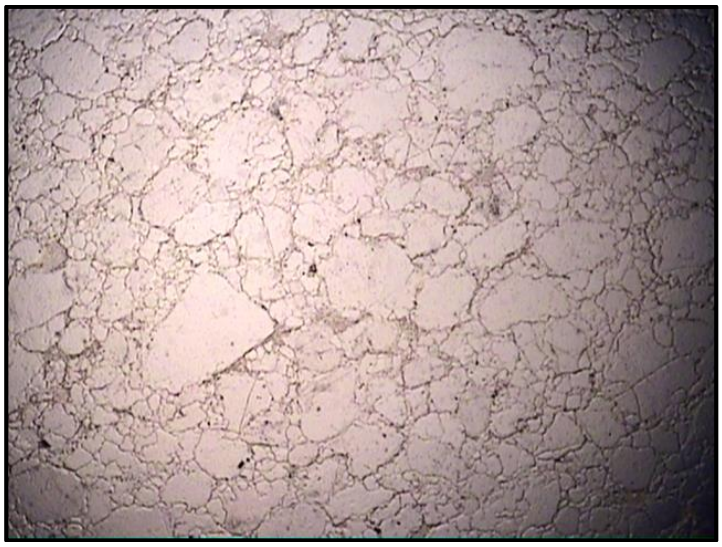
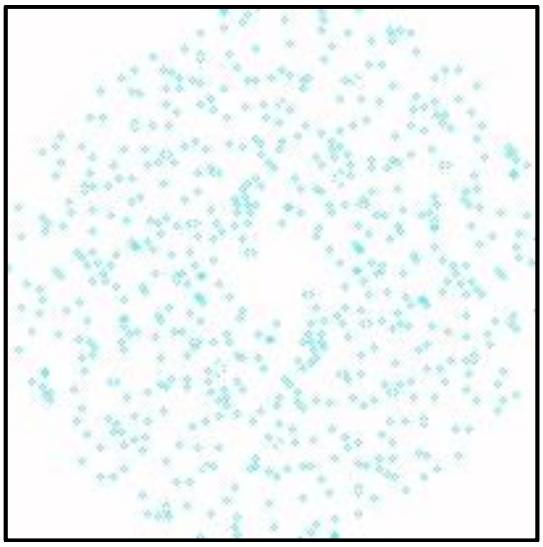
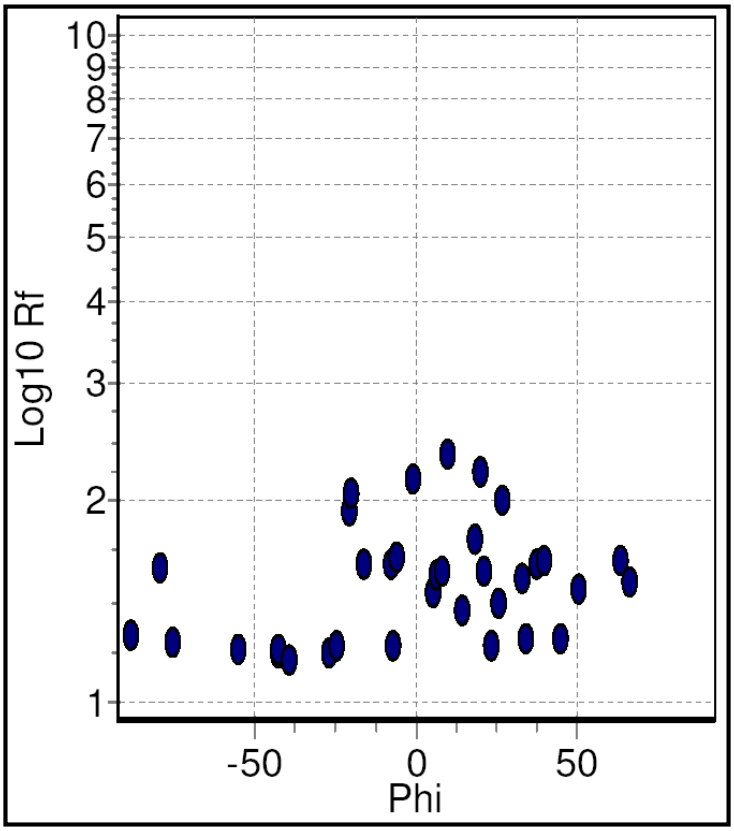
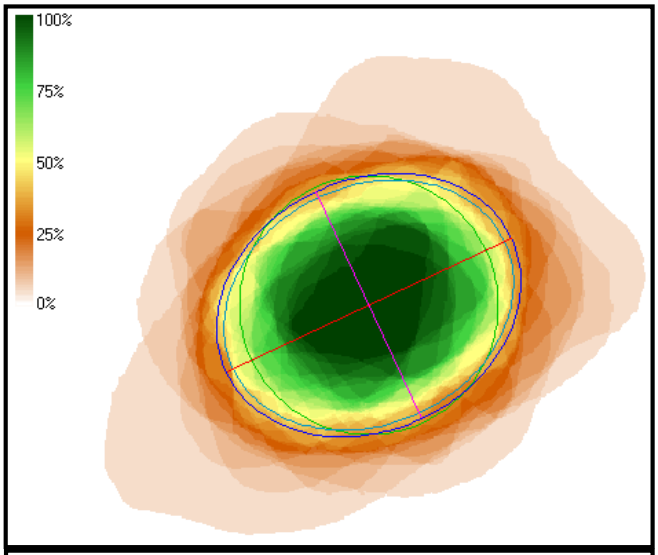


Figura A3.19: Amostra JC-09, em corte paralelo ao **plano XZ**, de quartzito branco, granulometria fina a média, pouco micáceo (Formação São João da Chapada, "Nível A"), região da Serra da Galinha (centro-norte da Quadrícula Guinda). A fotomicrografia foi tirada com lente de aumento de 5x. Comparar com os resultados do corte no plano YZ (Figura A3.20).









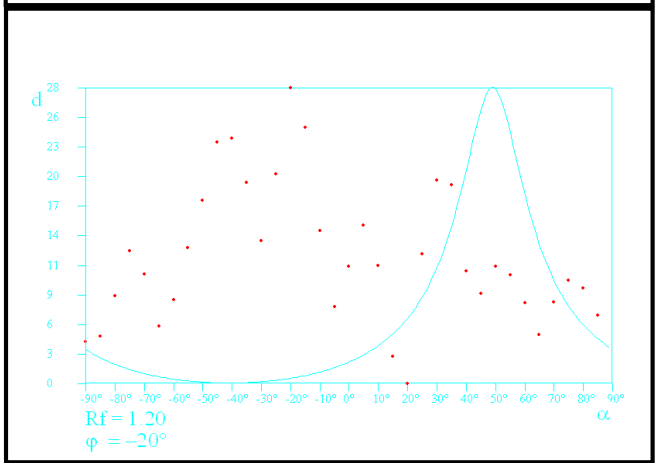
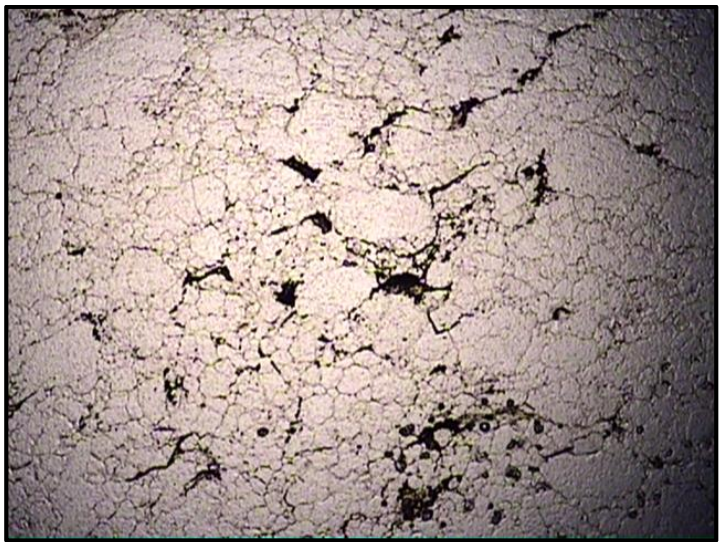
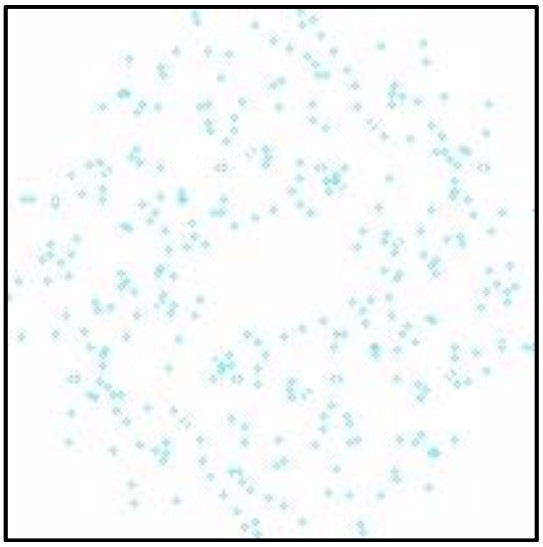
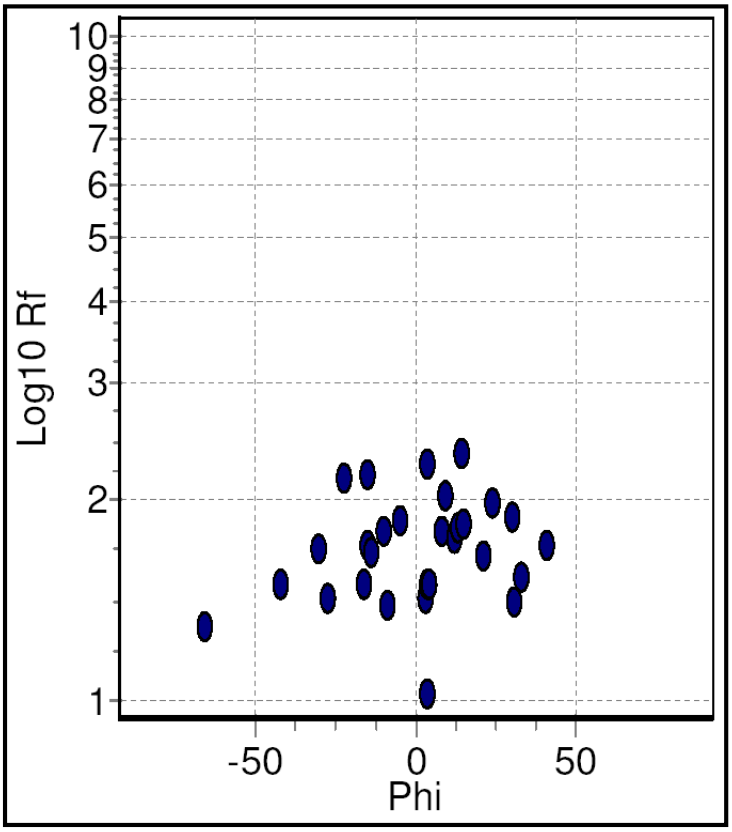
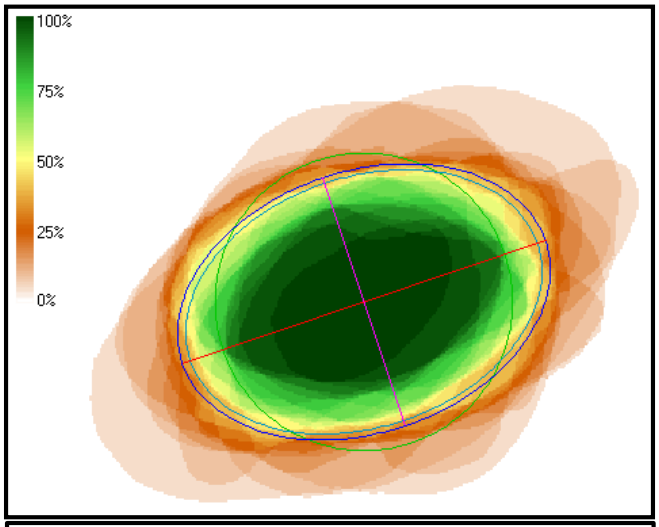


Figura A3.20: Quartzito branco, fino a médio, pouco micáceo, representando a Formação São João da Chapada, "Nível A", em corte paralelo ao **plano YZ** (amostra JC-09), região da Serra da Galinha (centro-norte da Quadrícula Guinda). A fotomicrografia foi tirada com lente de aumento de 5x. Comparar com os resultados do corte no plano XZ (Figura A3.19).









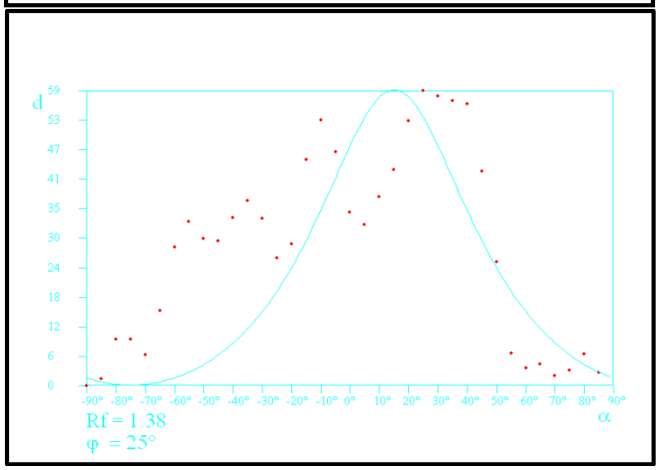
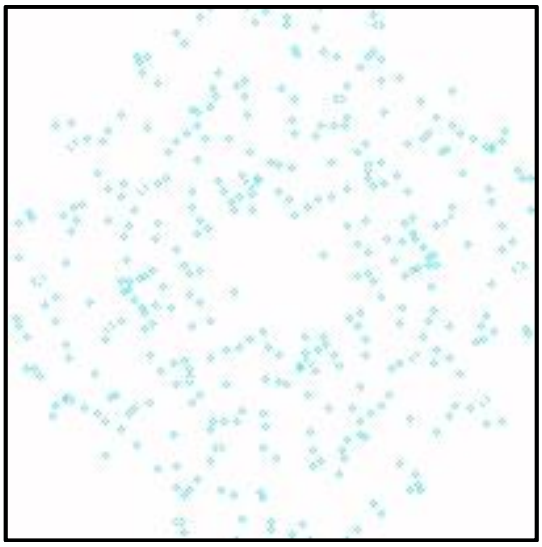
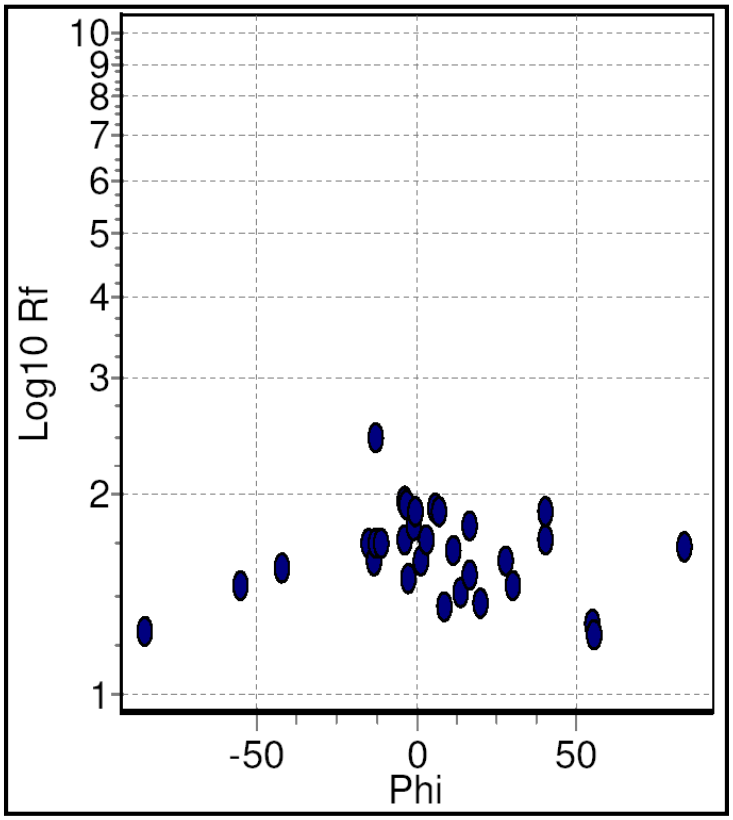
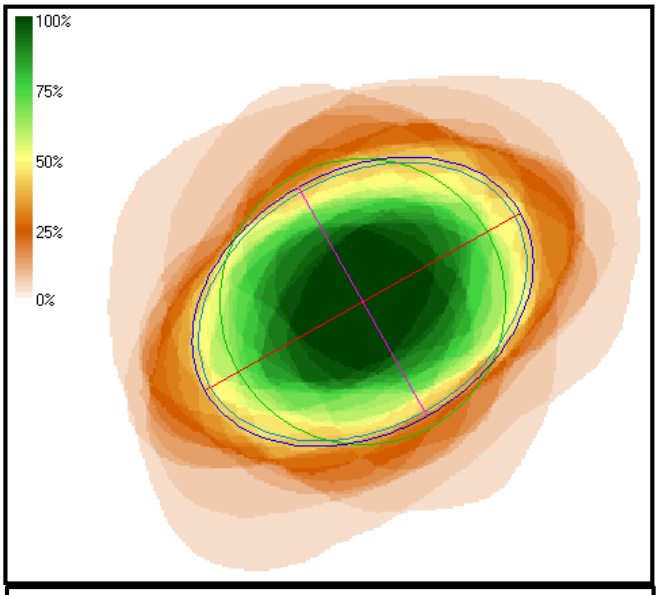


Figura A3.21: Amostra JC-139, em corte paralelo ao **plano XZ**, de quartzito médio a grosso, levemente rosado ("Nível C" da Formação São João da Chapada), da região do Córrego Pasmar. A fotomicrografia foi tirada com lente de aumento de 5x.







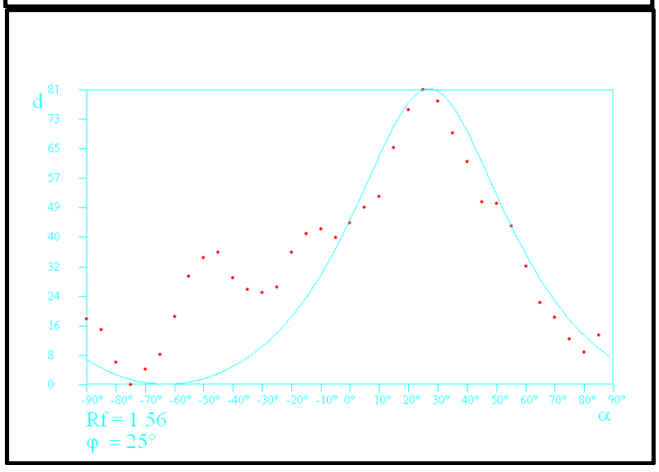
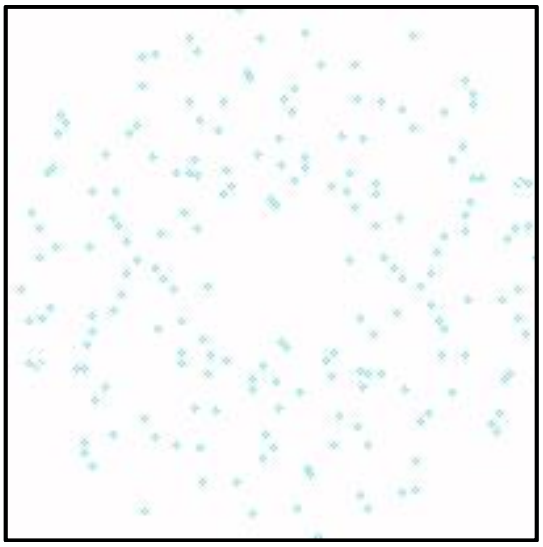
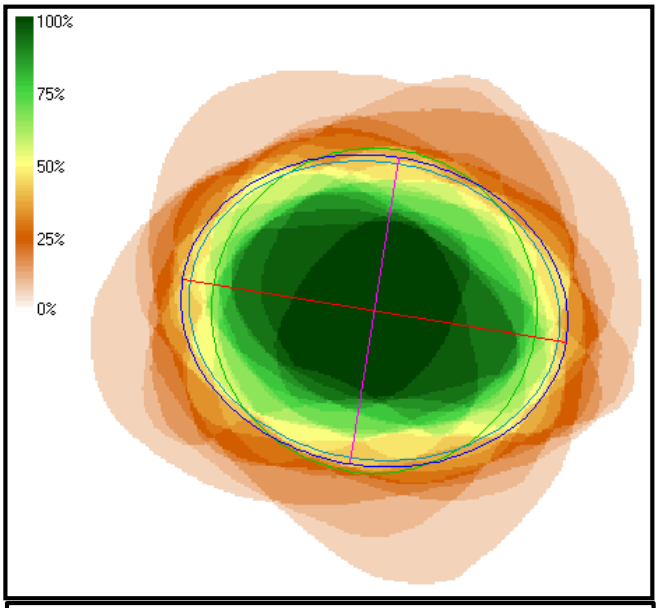
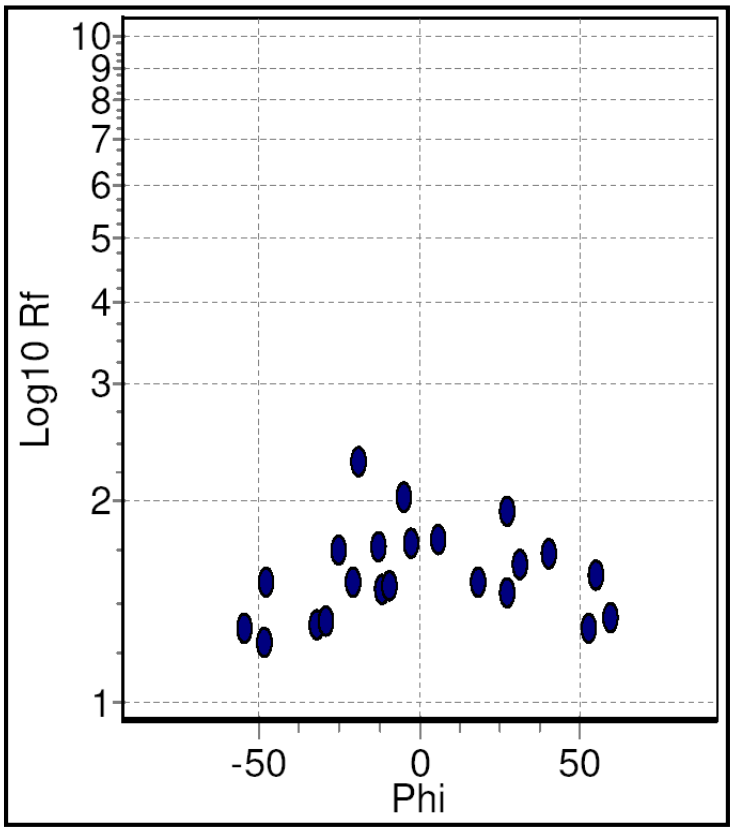


Figura A3.22: Corte paralelo ao **plano XZ** de quartzito rosado, de granulometria fina a média, micáceo (amostra JC-141), da Formação Bandeirinha, região do Córrego Pasmar (Quadrícula Guinda). A fotomicrografia foi tirada com lente de aumento de 5x. Comparar com os resultados do corte no plano YZ (Figura A3.23).







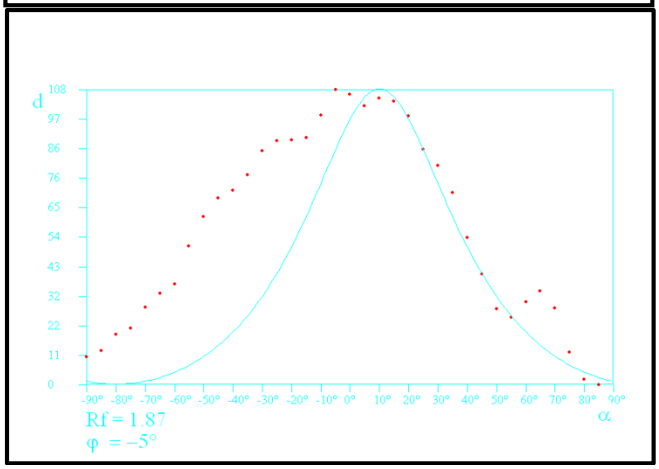
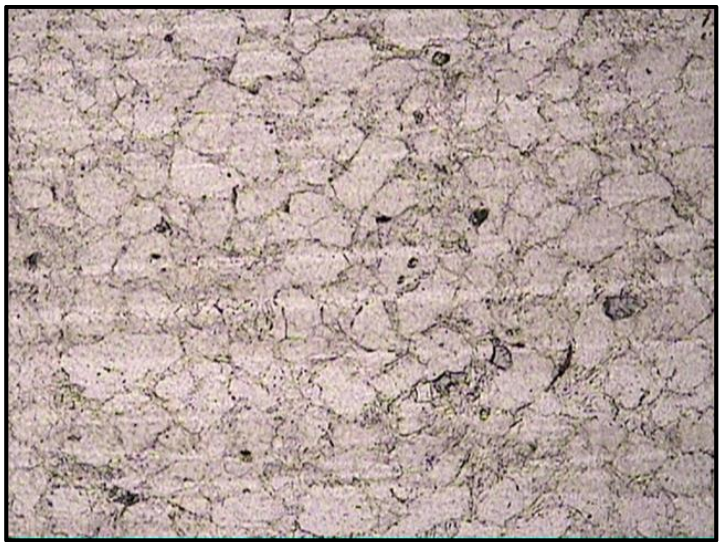
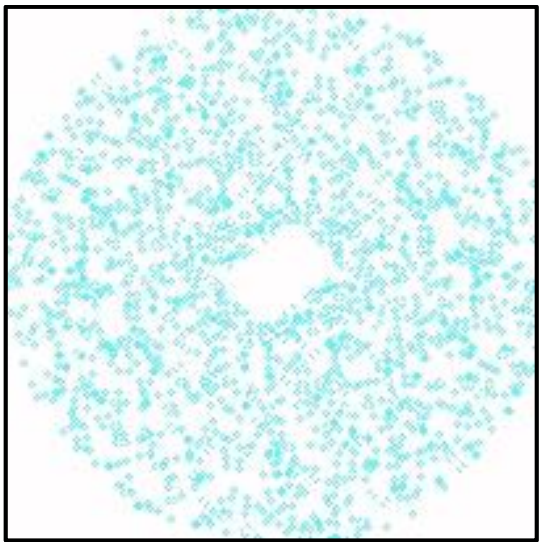
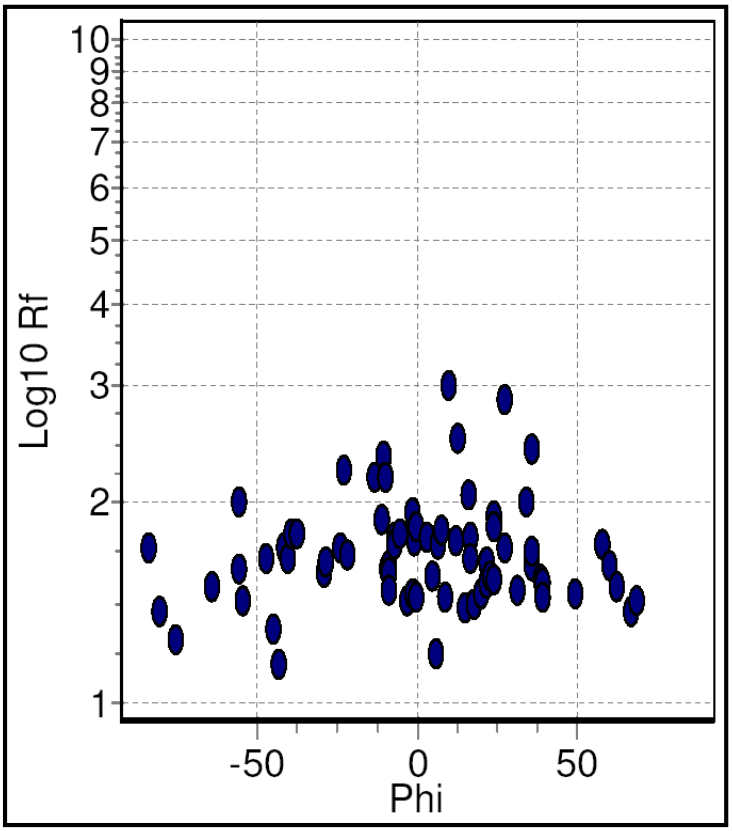
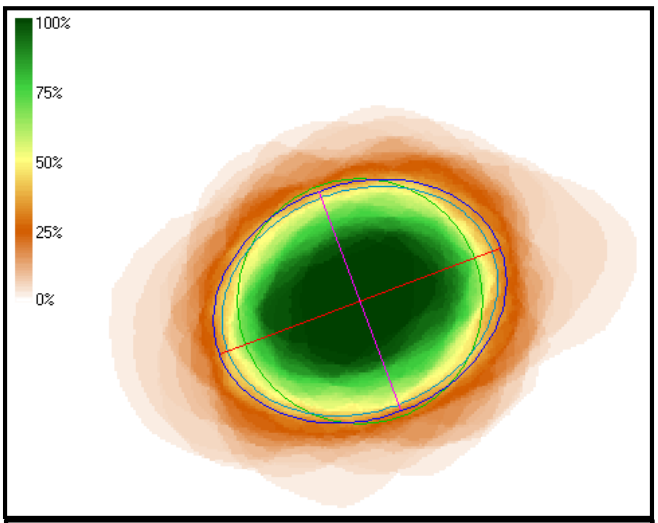


Figura A3.23: Amostra JC-141 em corte paralelo ao **plano YZ**, correspondente a quartzito levemente rosado, com granulometria fina, pouco micáceo, da Formação Bandeirinha, região do Córrego Pasmar (Quadrícula Guinda). A fotomicrografia foi tirada com lente de aumento de 5x. Comparar com os resultados do corte no plano XZ (Figura A3.22).









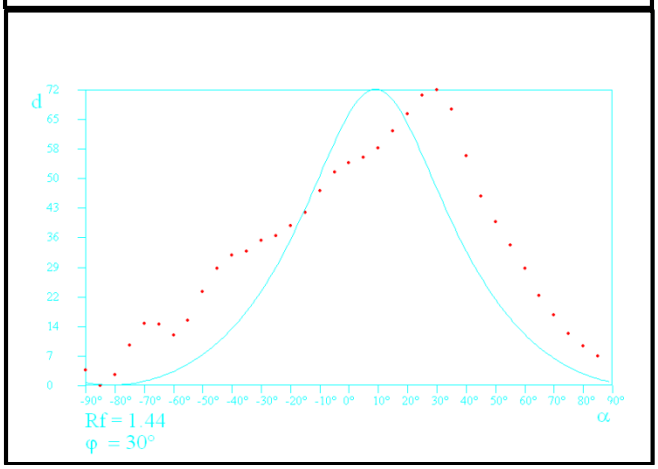
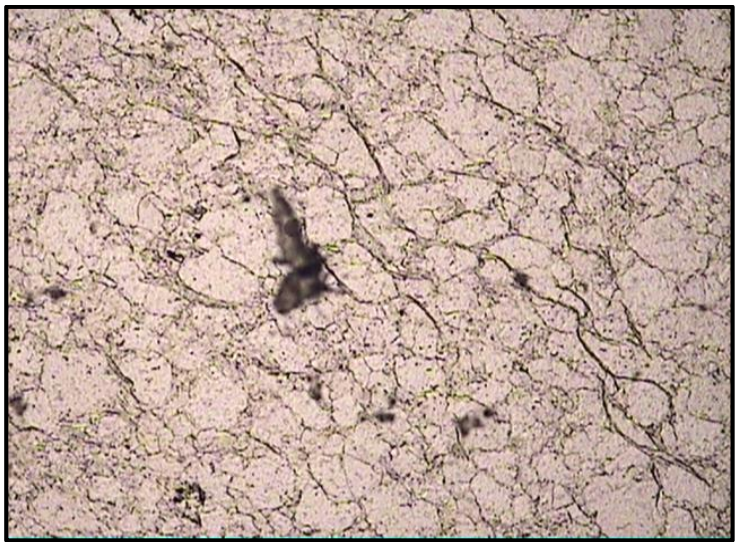
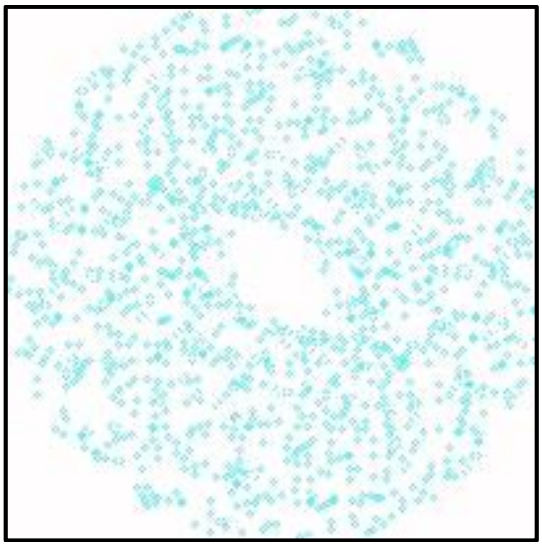
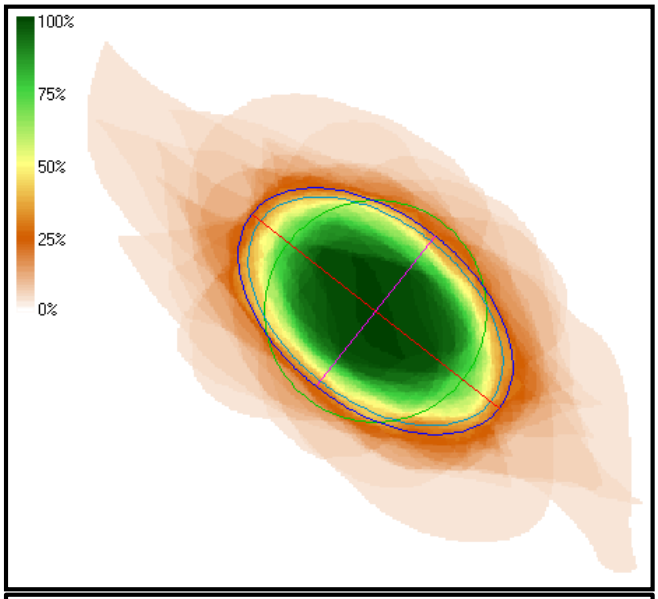
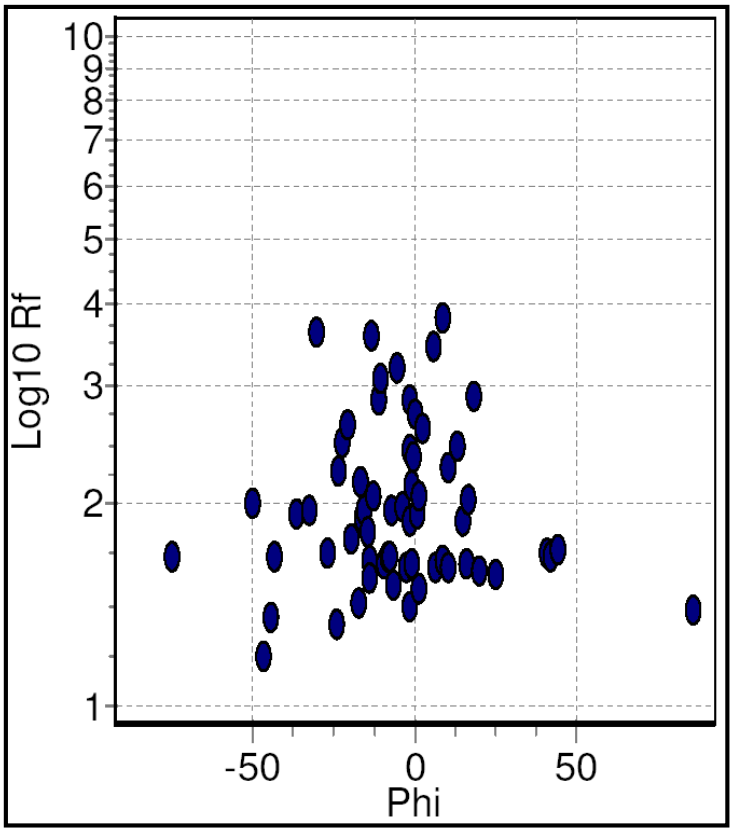


Figura A3.24: Quartzito levemente rosado, de granulometria fina, pertencente à Formação Bandeirinha, região do Córrego Pasmar (mesmo afloramento da amostra JC-141). A seção analisada corresponde a um corte paralelo ao **plano XZ** da amostra JC-142. A fotomicrografia foi tirada com lente de aumento de 5x. Comparar com os resultados do corte no plano YZ (Figura A3.25).









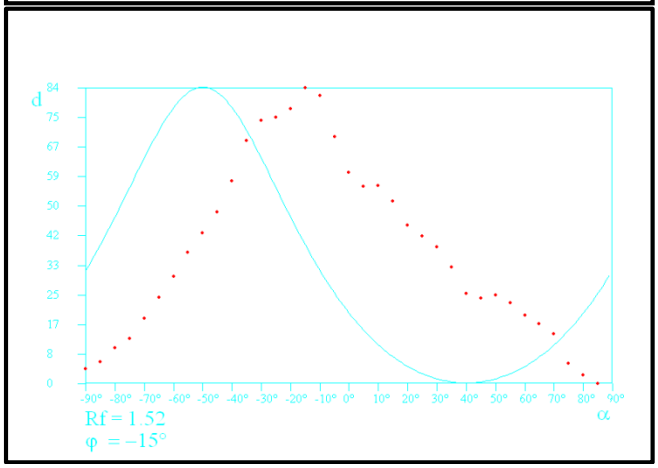
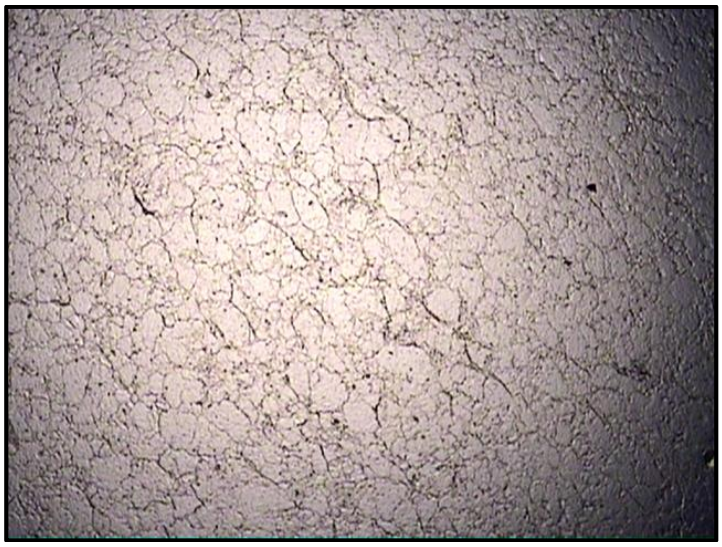
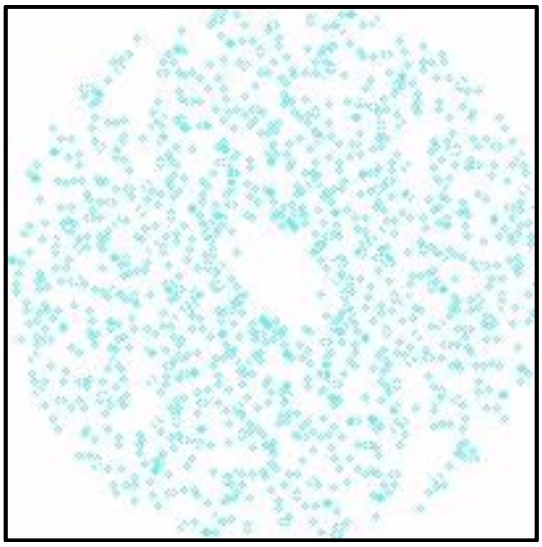
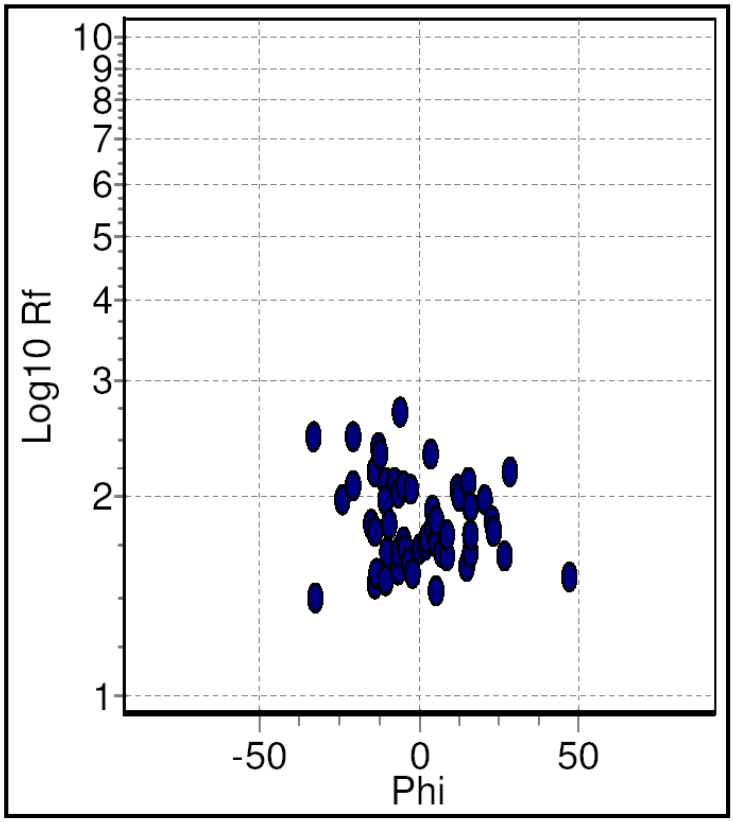
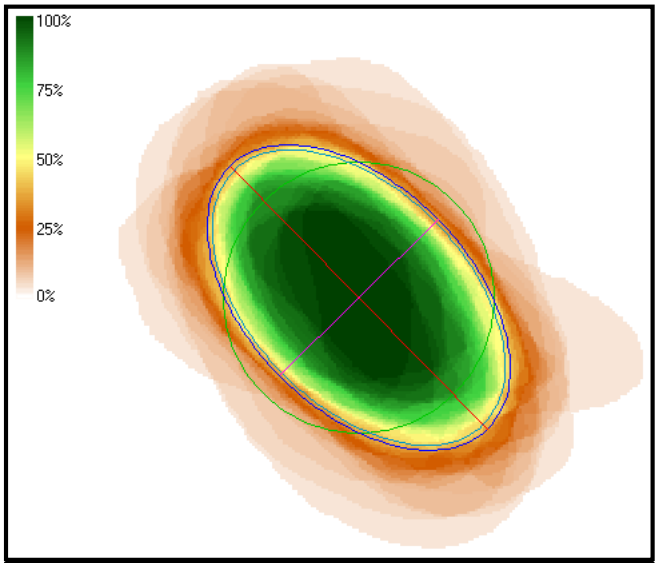


Figura A3.25: Corte paralelo ao **plano YZ** de quartzito rosado, de granulometria fina a média, micáceo (amostra JC-142), da Formação Bandeirinha, região do Córrego Pasmar. A fotomicrografia foi tirada com lente de aumento de 5x. Comparar com os resultados do corte no plano XZ (Figura A3.24).









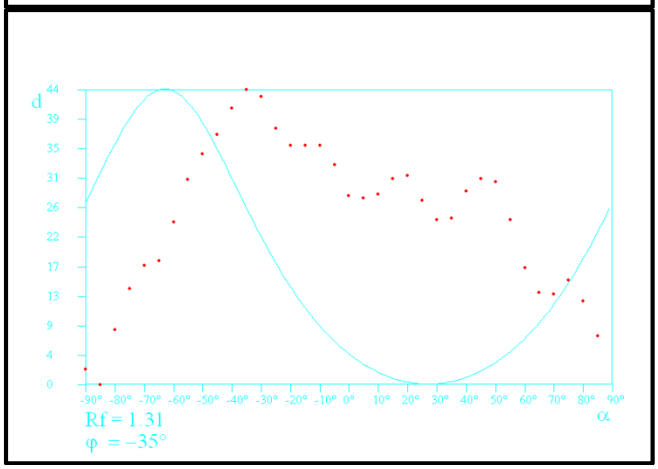
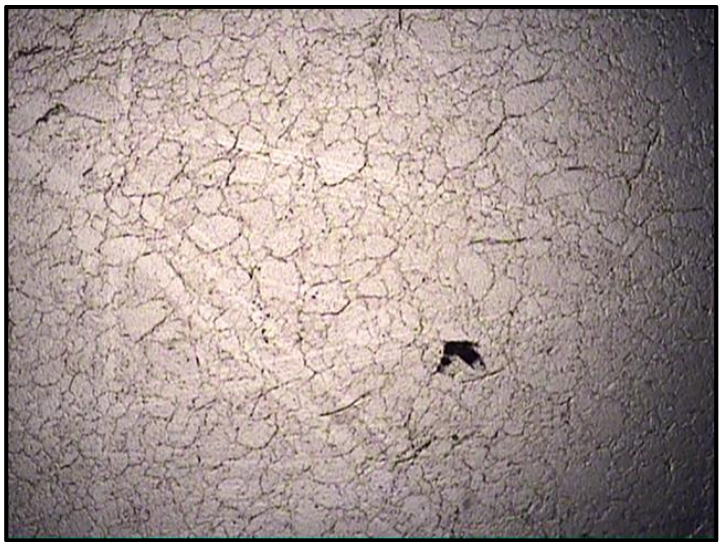
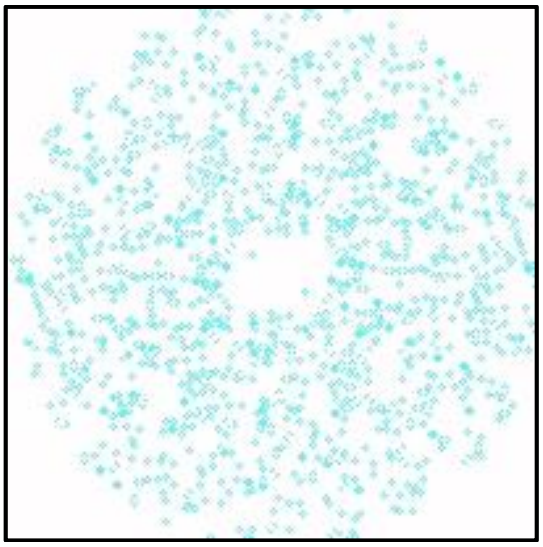
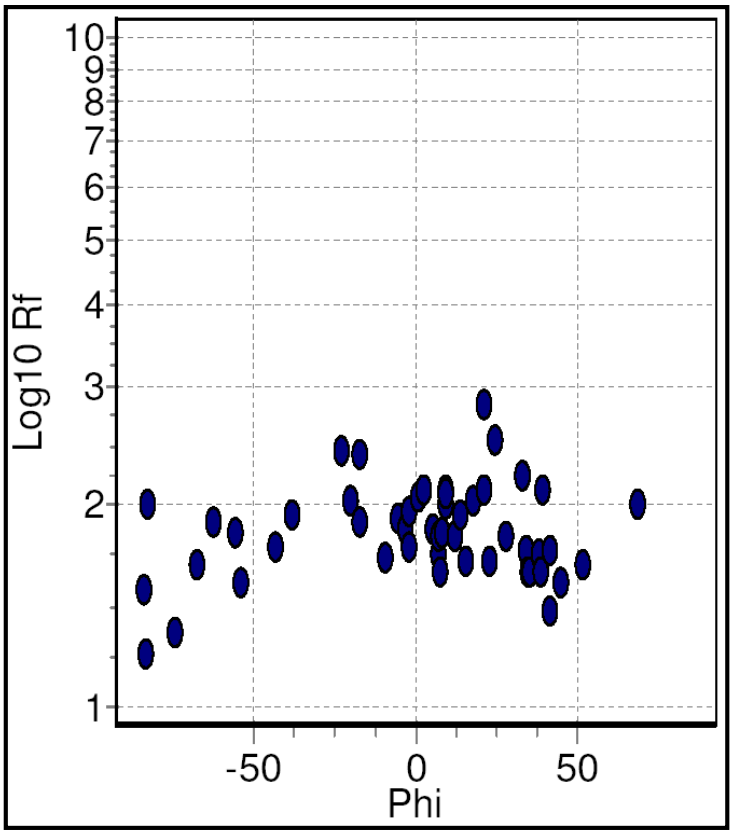
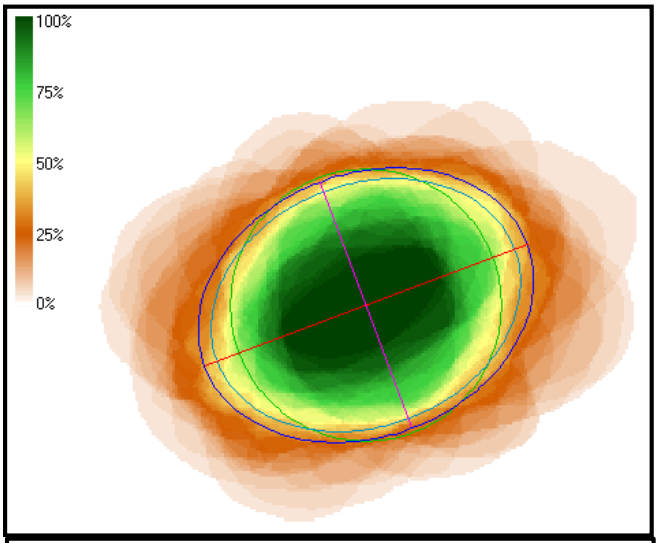


Figura A3.26: Corte paralelo ao **plano XZ** de quartzito levemente rosado, de granulometria fina a média, micáceo (amostra JC-143), da Formação Bandeirinha, região do Córrego Pasmar (coletado no mesmo afloramento das amostras JC-141 e JC-142). A fotomicrografia foi tirada com lente de aumento de 5x. Comparar com os resultados do corte no plano YZ (Figura A3.27).









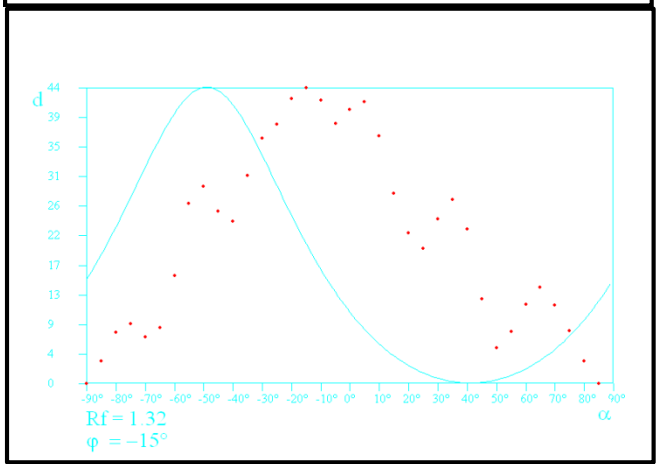
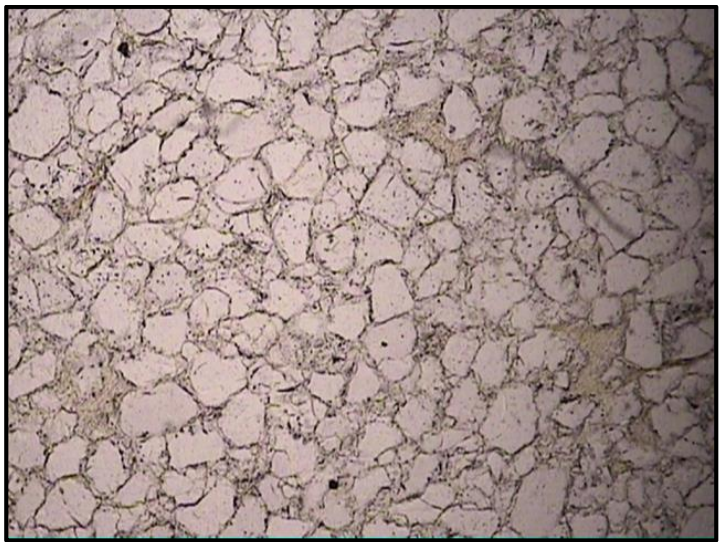
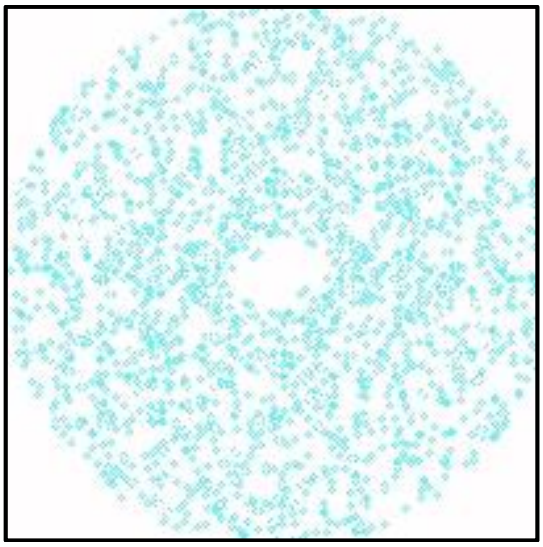
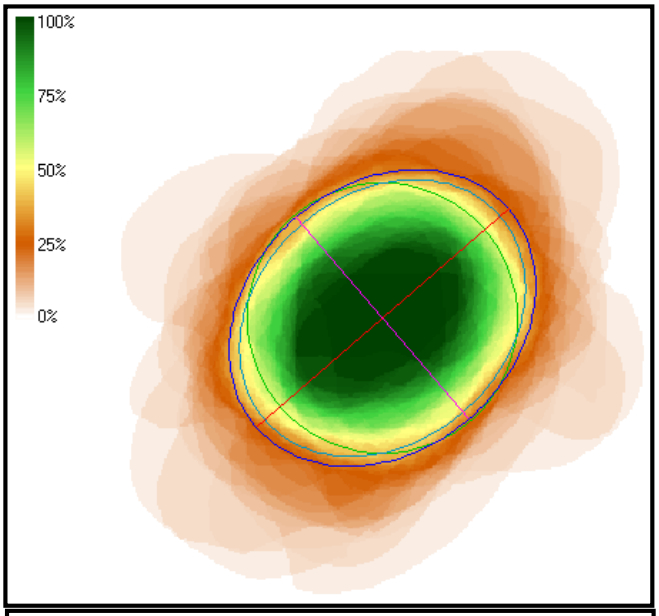
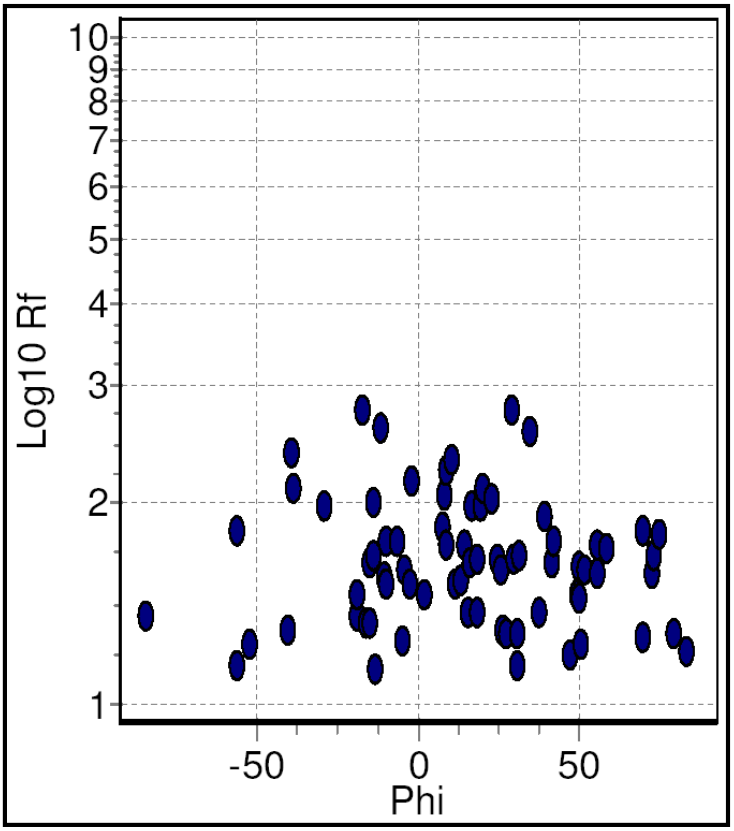


Figura A3.27: Resultados obtidos a partir da análise quantitativa da deformação em corte paralelo ao **plano YZ** da amostra JC-143, correspondente a quartzito levemente rosado de granulometria fina a média pertencente à Formação Bandeirinha. Comparar com os diagramas apresentados na Figura A3.26, correspondentes ao plano XZ.









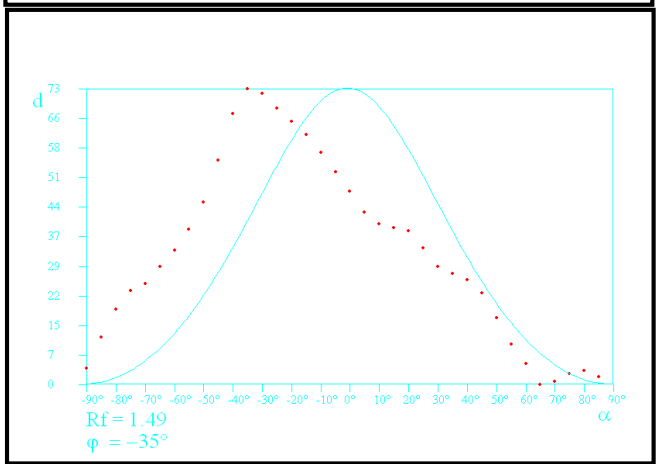
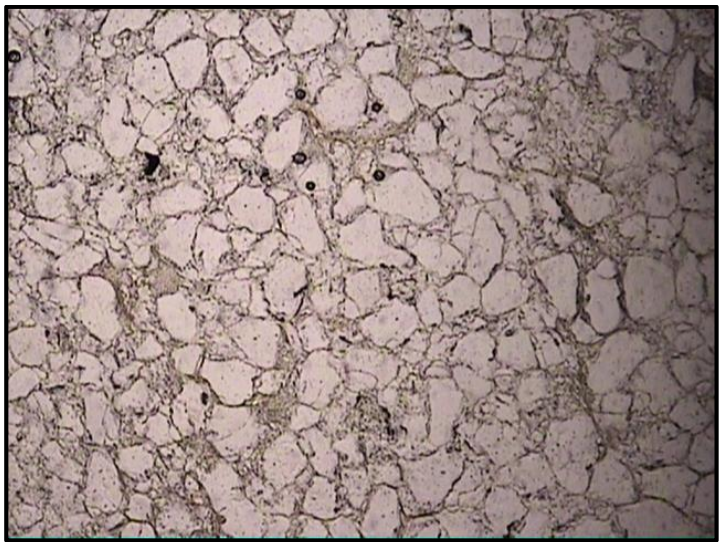
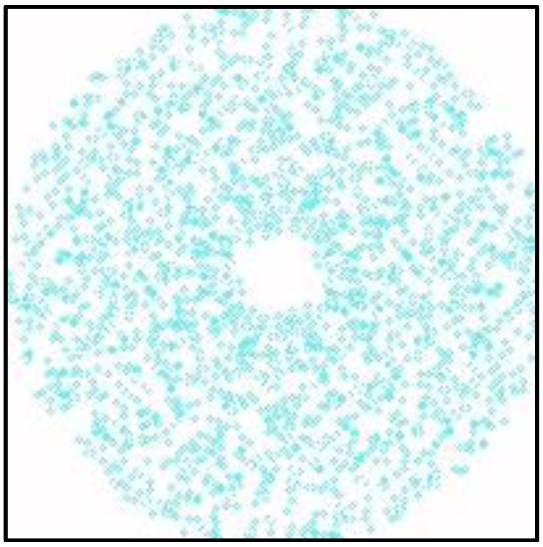
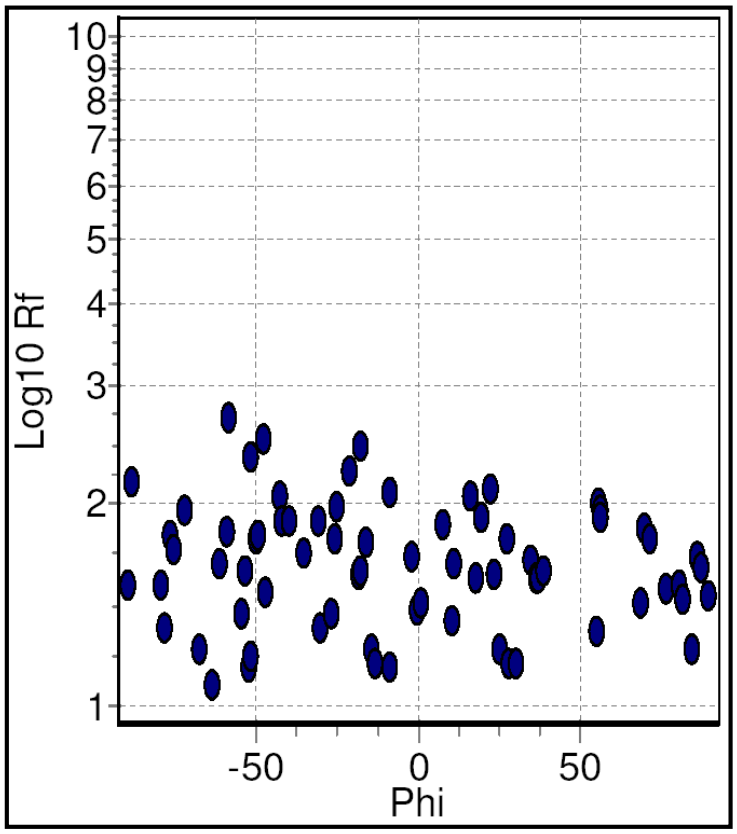
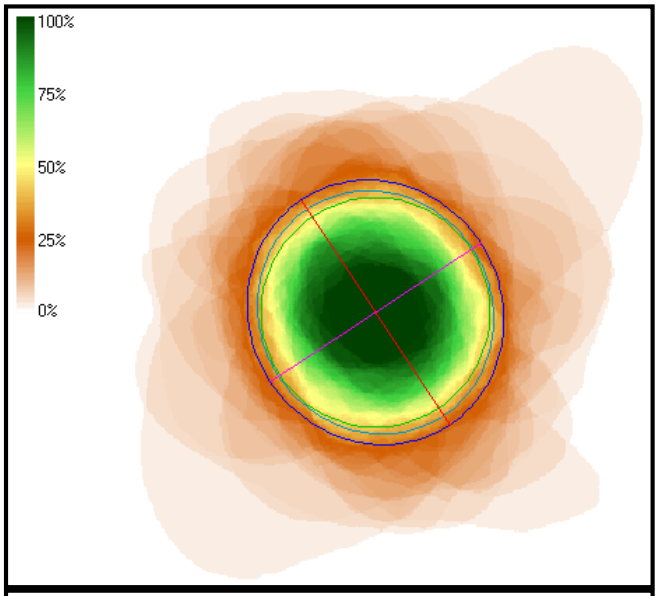


Figura A3.28: Corte paralelo ao **plano XZ** na amostra JC-10, relacionada a um quartzito rosa de granulometria fina, micáceo, pertencente à Formação Bandeirinha. Amostra coletada a sul da Fazenda Olaria (porção central da Quadrícula Guinda). A fotomicrografia foi tirada com lente de aumento de 5x. Comparar com os resultados do corte no plano YZ (Figura A3.29).









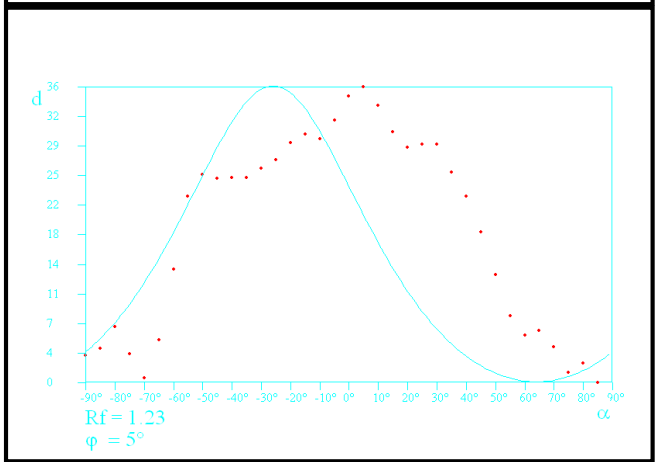
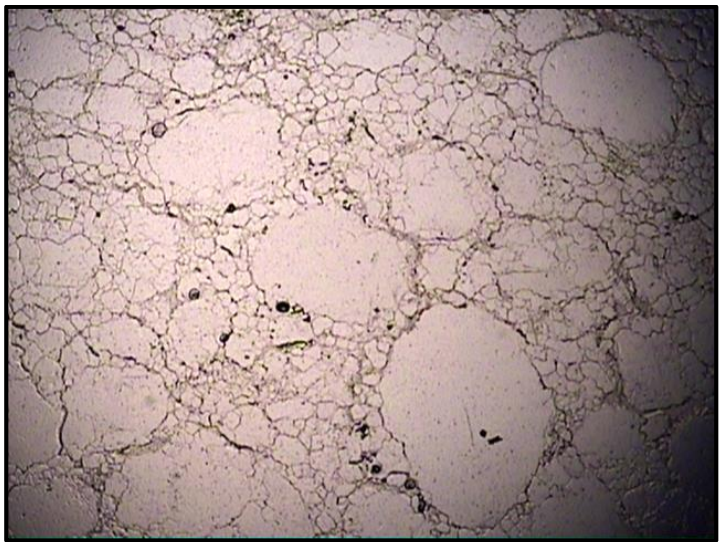
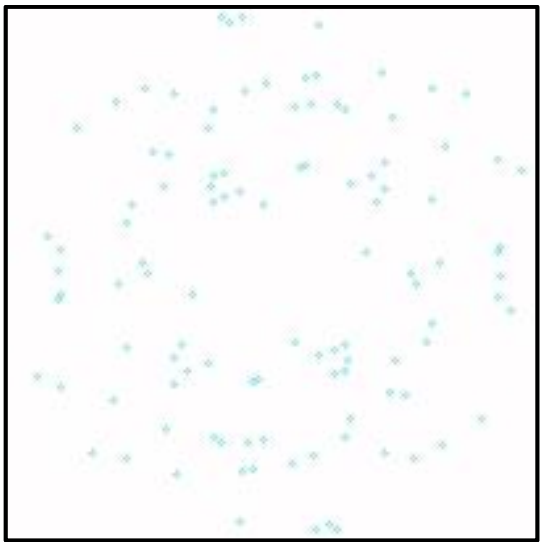
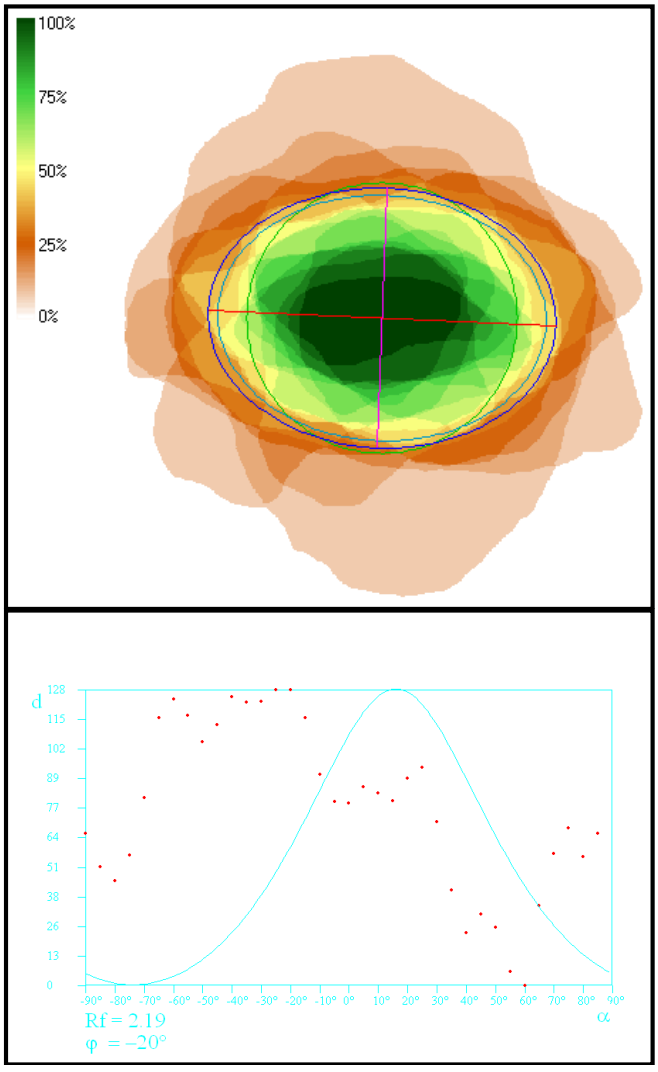


Figura A3.29: Mesmo quartzito rosa, micáceo, de granulometria fina, pertencente à Formação Bandeirinha apresentado na Figura A3.28, com corte paralelo ao **plano YZ** da amostra JC-10. A fotomicrografia foi tirada com lente de aumento de 5x.







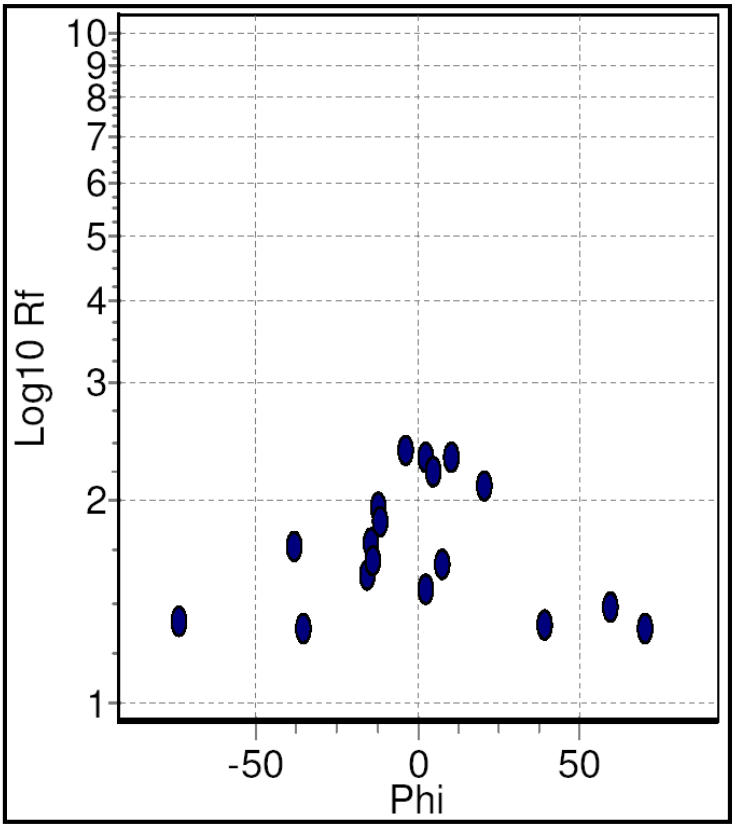
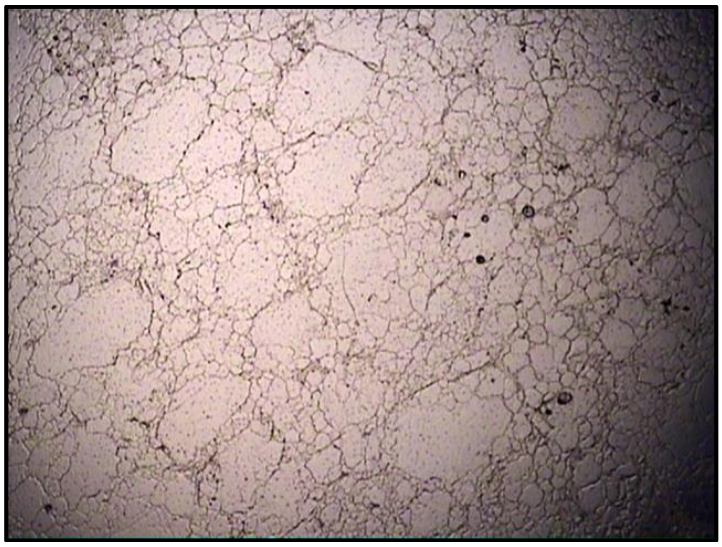
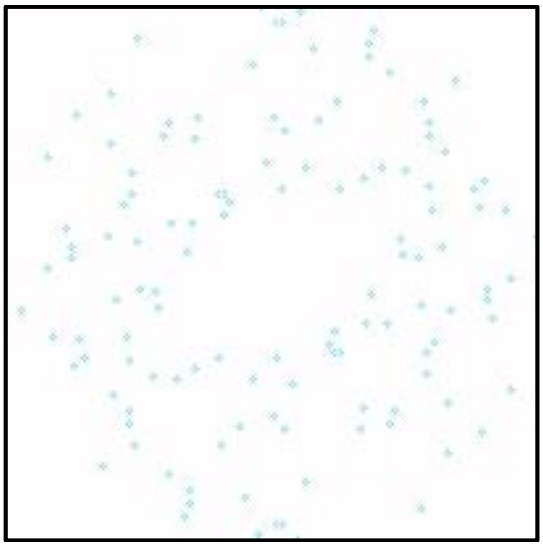
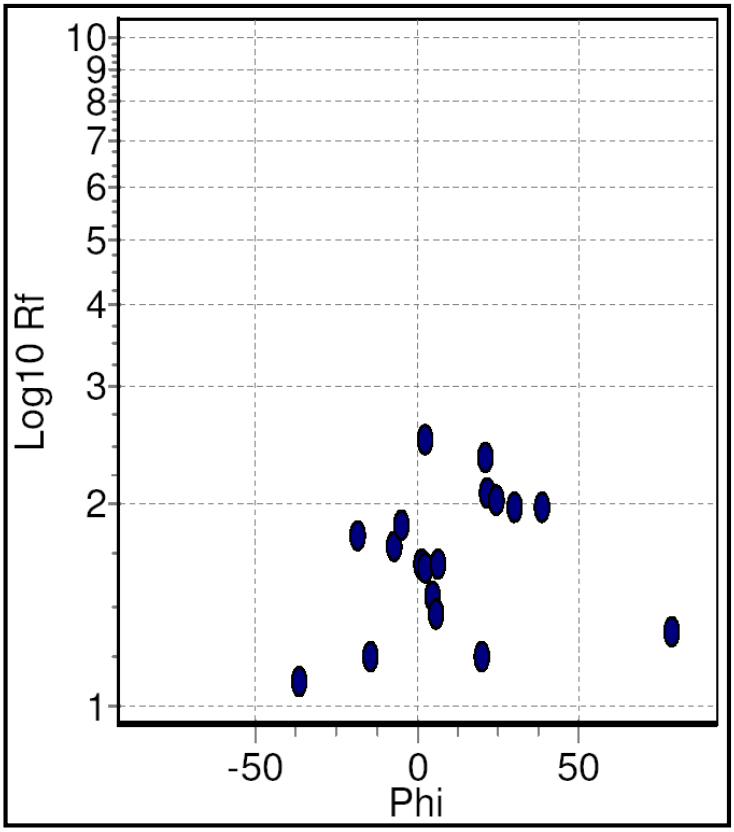
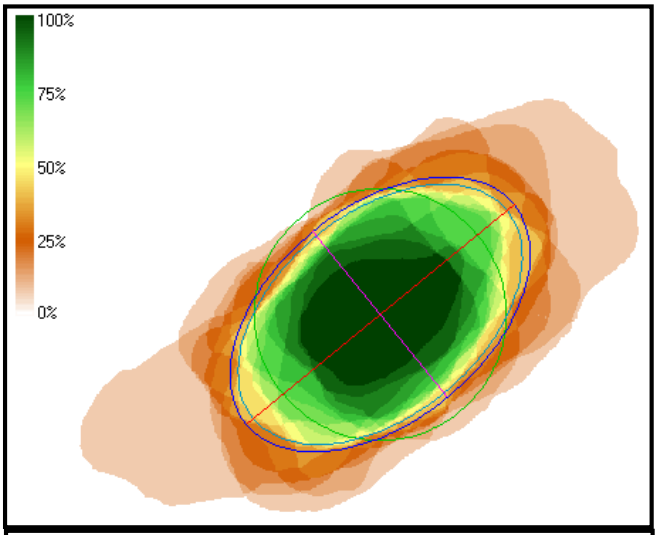


Figura A3.30: Corte paralelo ao **plano XZ** da amostra JC-19, um quartzito branco acinzentado, granulometria média a grossa, pouco micáceo, amostrado em afloramento do "Nível C" da Formação São João da Chapada, na região a sul do Córrego Olaria (porção central da Quadrícula Guinda). A fotomicrografia foi tirada com lente de aumento de 5x. Comparar com os resultados do corte no plano YZ (Figura A3.31).









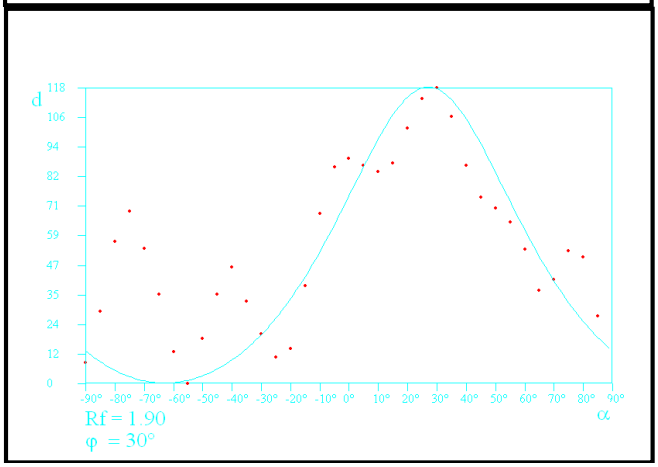
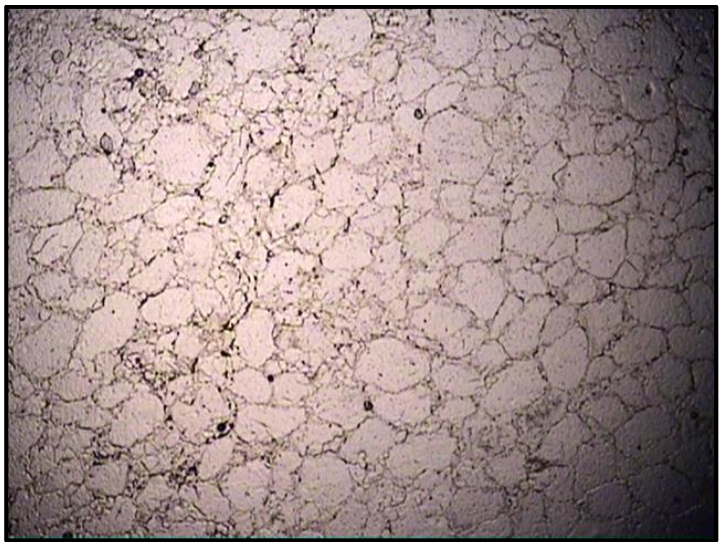
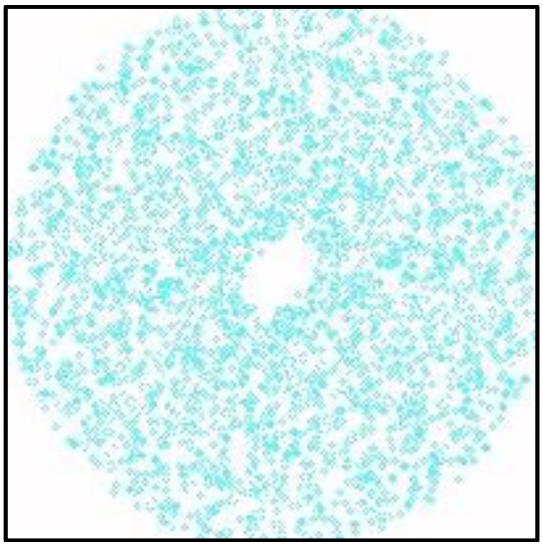
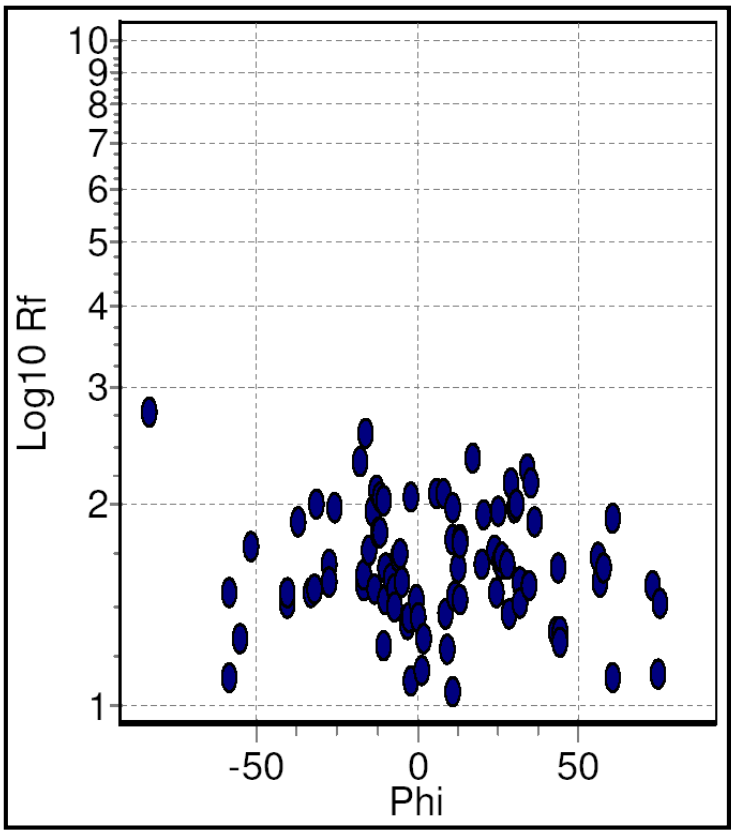
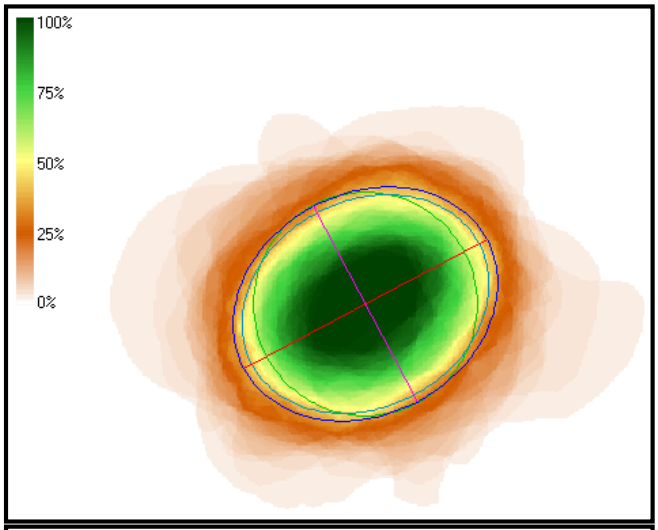


Figura A3.31: Quartzito branco acinzentado, de granulometria média a grossa, pertencente ao "Nível C" da Formação São João da Chapada, da região a sul do Córrego Olaria (porção central da Quadrícula Guinda). A amostra analisada é paralela ao **plano YZ** da amostra JC-19. A fotomicrografia foi tirada com lente de aumento de 5x. Comparar com os resultados do corte no plano XZ (Figura A3.30).









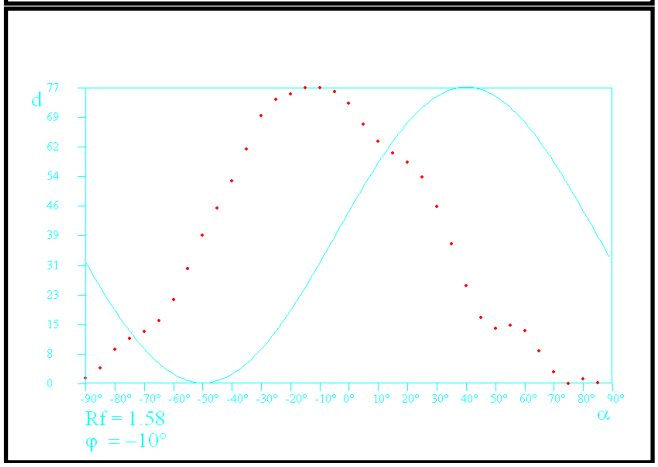
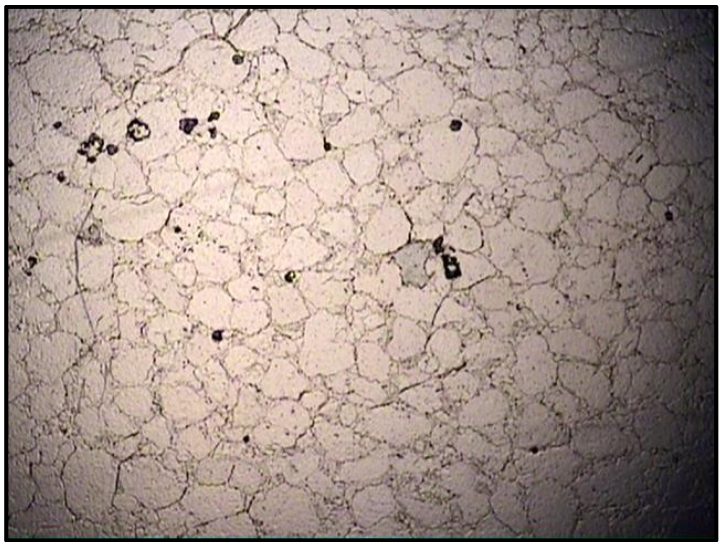
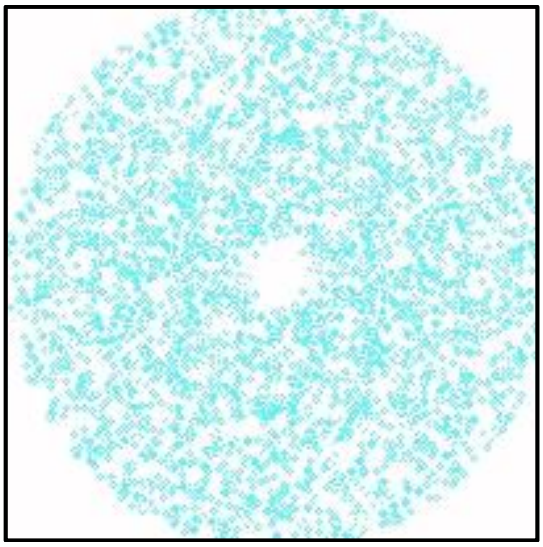
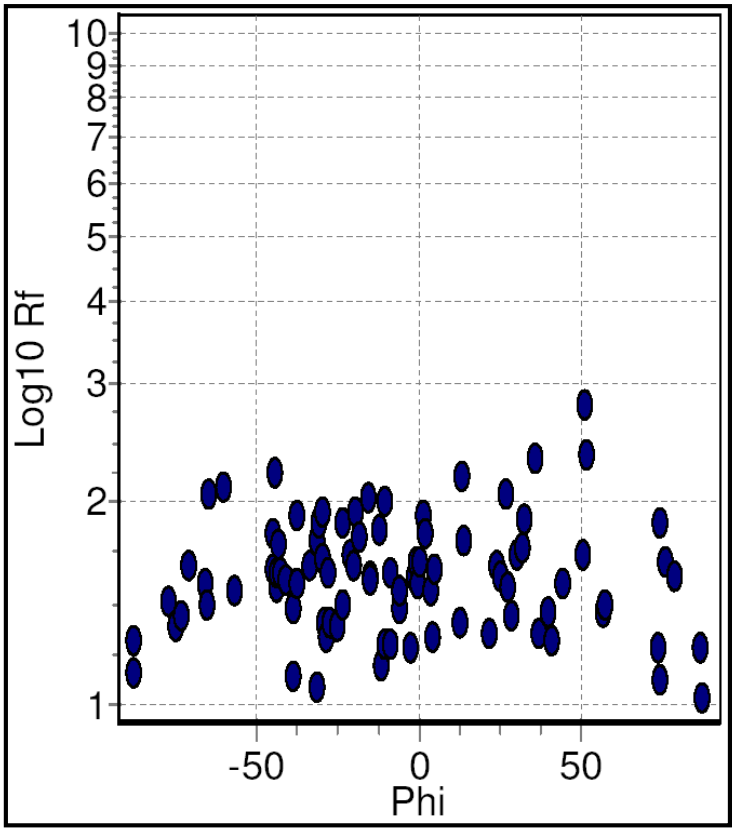
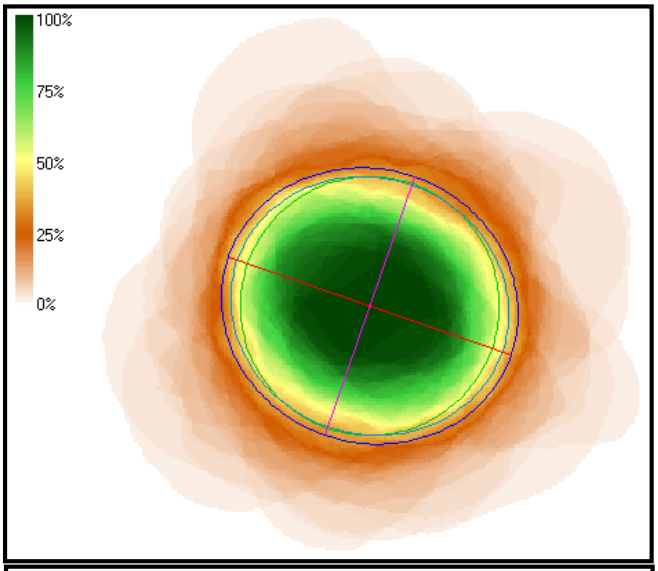


Figura A3.32: Corte paralelo ao **plano XZ** da amostra JC-21, correspondente a quartzito com granulometria fina, pouco micáceo, pertencente ao "Nível A" da Formação São João da Chapada, coletado na região a sul do Córrego Olaria (porção central da Quadrícula Guinda). A fotomicrografia foi tirada com lente de aumento de 5x. Comparar com os resultados do corte no plano YZ (Figura A3.33).









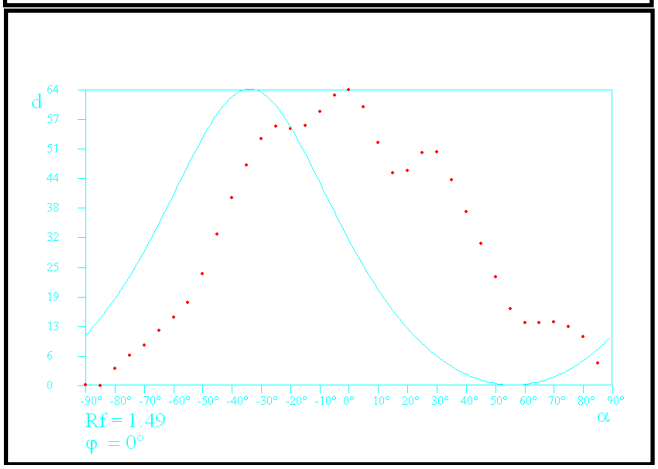
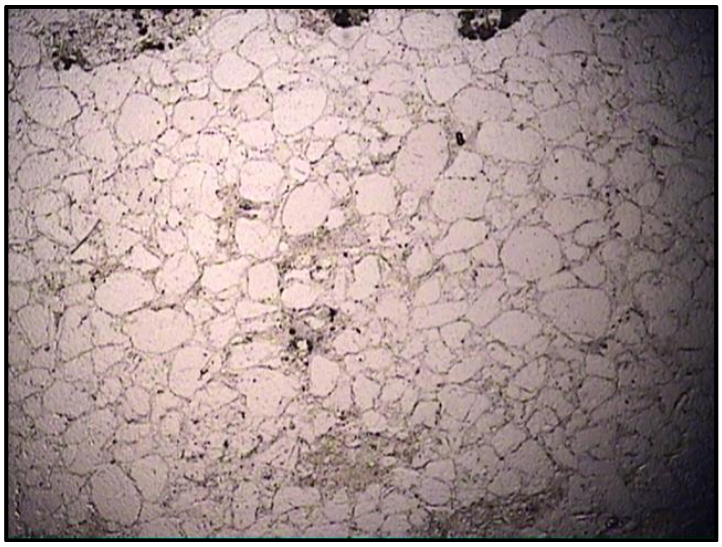
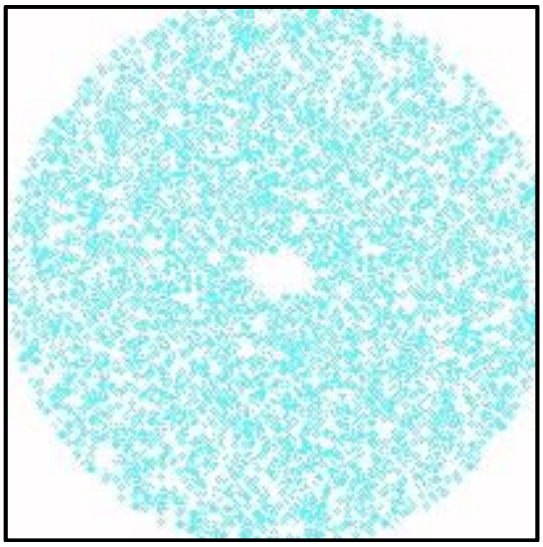
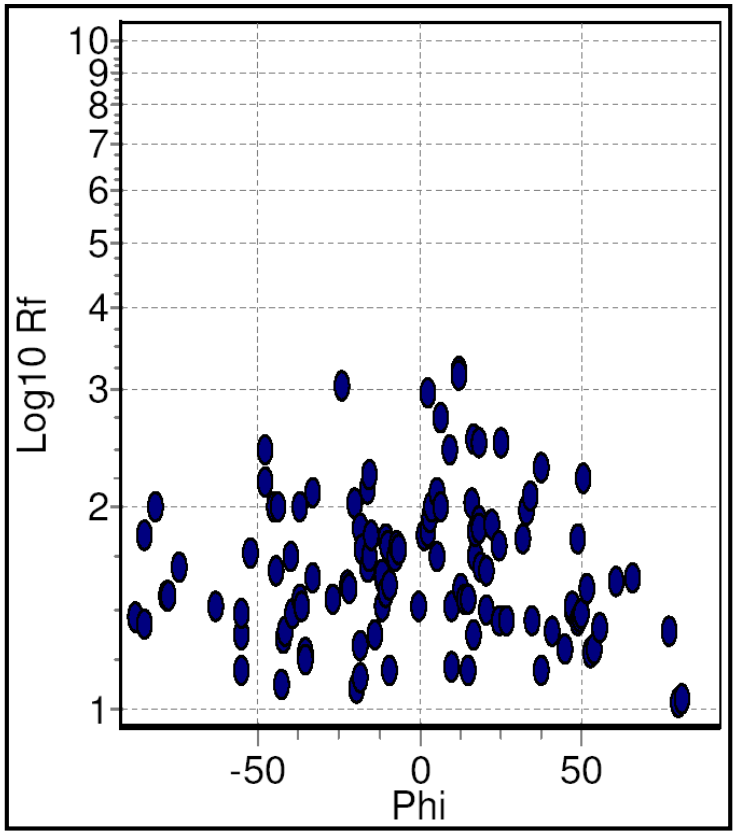
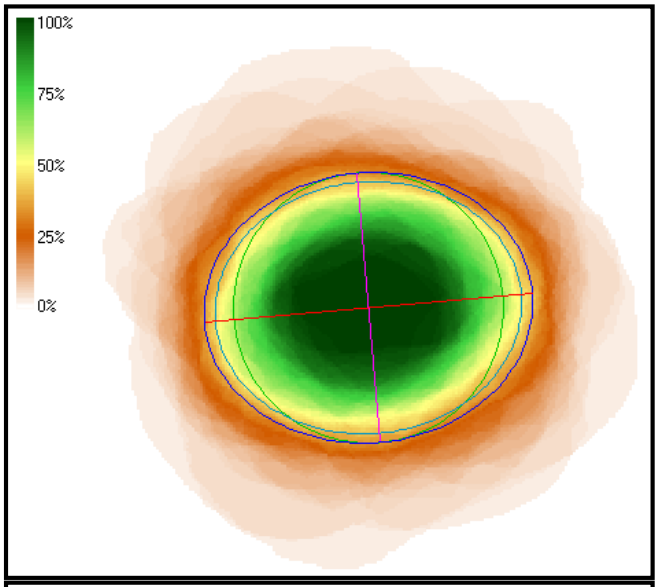


Figura A3.33: Amostra JC-21 em corte paralelo ao **plano YZ**, correspondente a quartzito branco acinzentado, granulometria fina, pertencente ao "Nível A" da Formação São João da Chapada, coletado na região a sul do Córrego Olaria (porção central da Quadrícula Guinda). A fotomicrografia foi tirada com lente de aumento de 5x. Comparar com os resultados do corte no plano XZ (Figura A3.32).









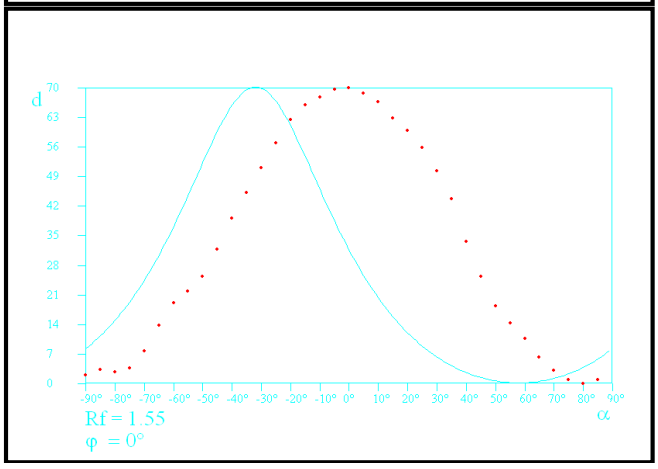
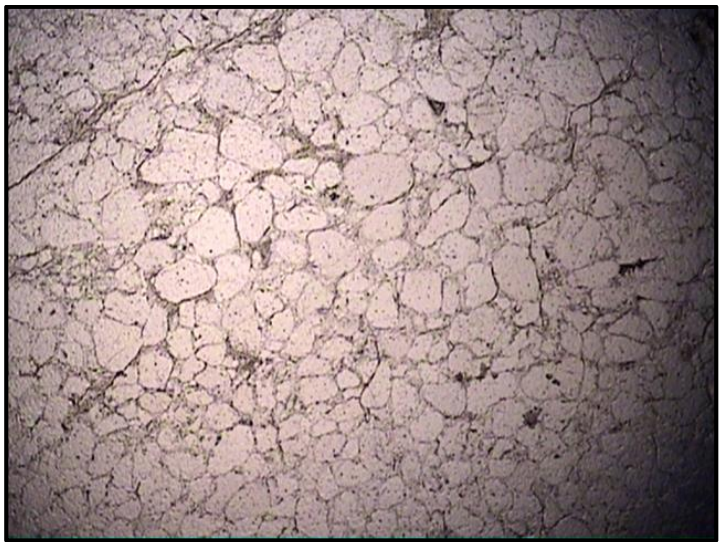
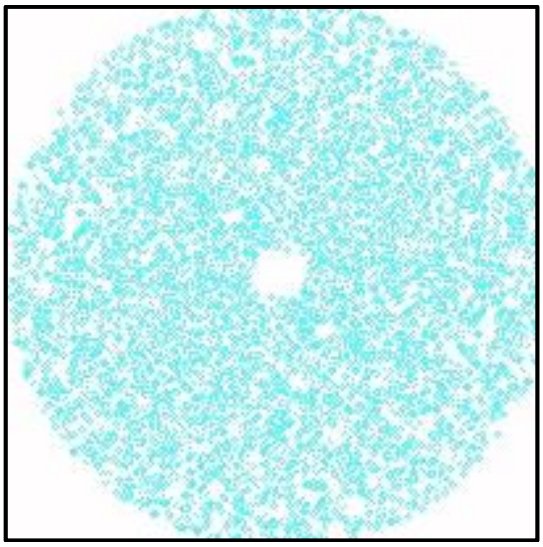
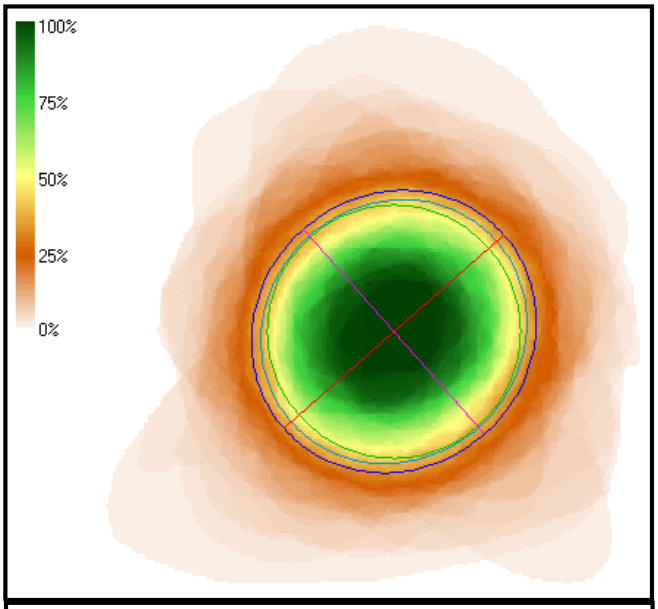
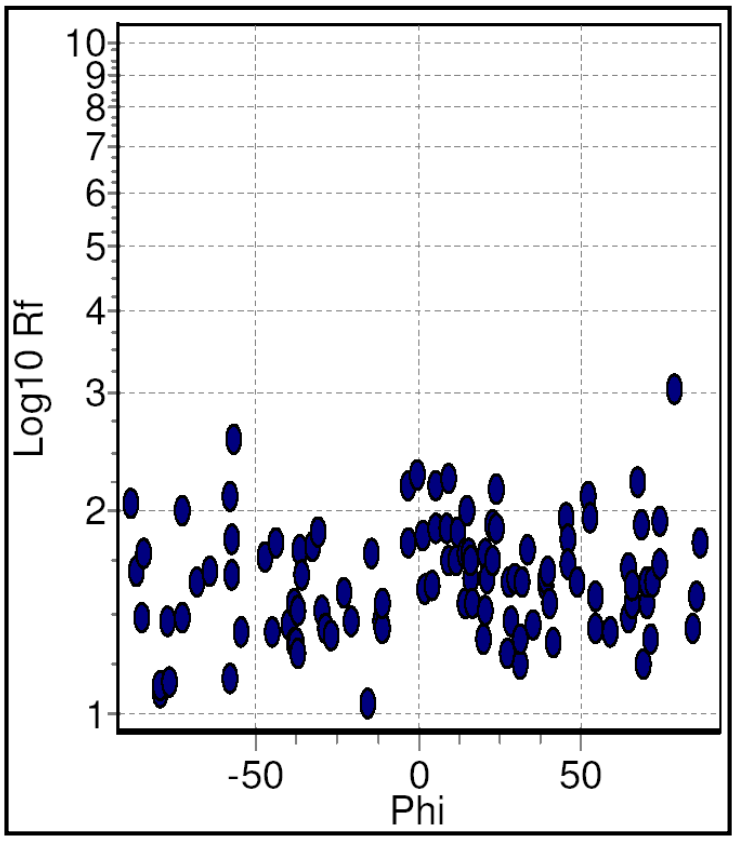


Figura A3.34: Quartzito rosa de granulometria fina, pertencente à Formação Bandeirinha, região a sul do Córrego Olaria (porção central da Quadrícula Guinda). A seção analisada corresponde a um corte paralelo ao **plano XZ** da amostra JC-22. A fotomicrografia foi tirada com lente de aumento de 5x. Comparar com os resultados do corte no plano YZ (Figura A3.35).









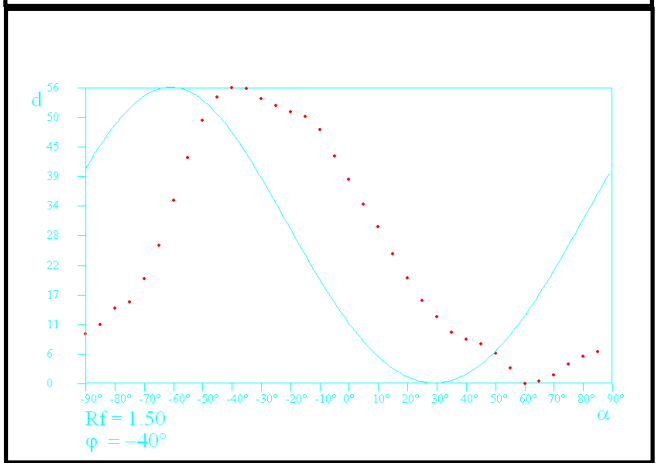
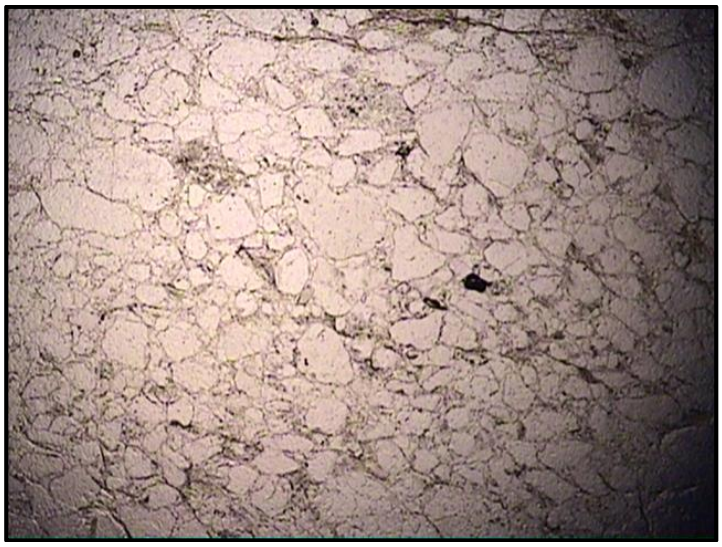
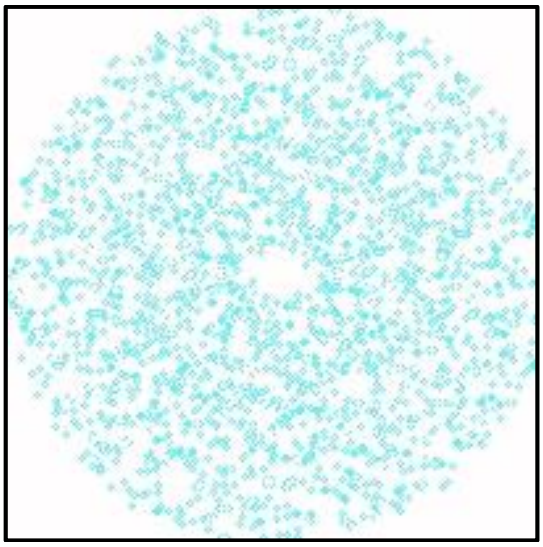
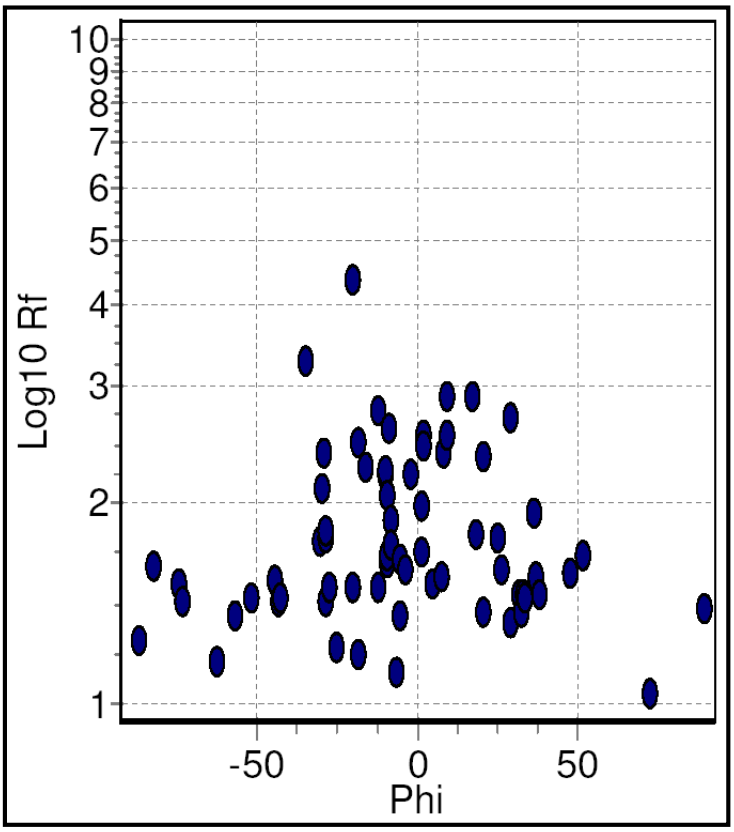
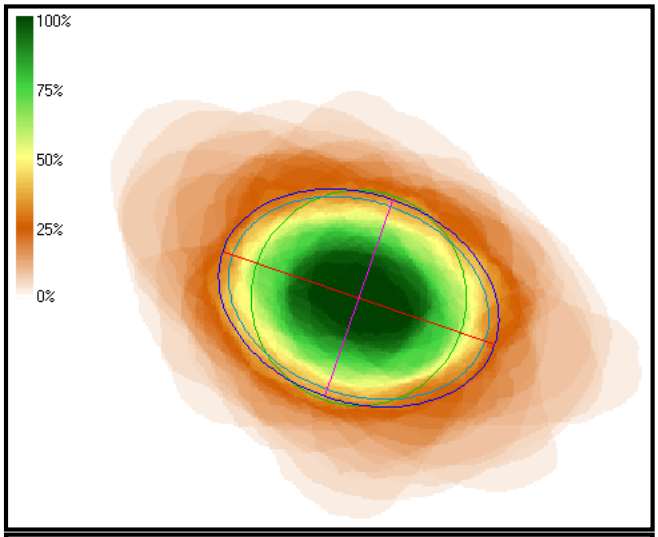


Figura A3.35: Amostra JC-22 em corte paralelo ao **plano YZ**, correspondente a quartzito rosa, com granulometria fina, pouco micáceo, representando a Formação Bandeirinha, região a sul do Córrego Olaria (porção central da Quadrícula Guinda). A fotomicrografia foi tirada com lente de aumento de 5x. Comparar com os resultados do corte no plano XZ (Figura A3.34).









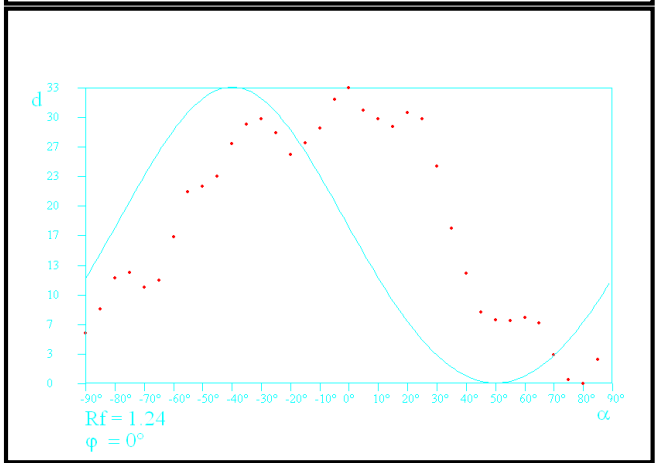
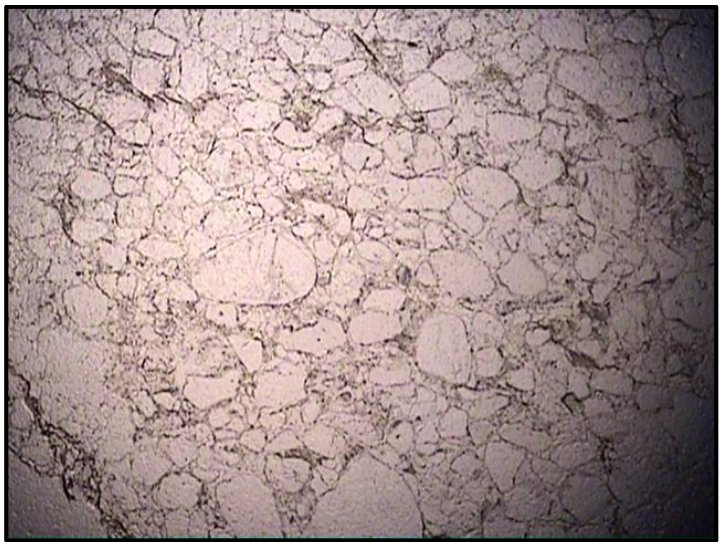
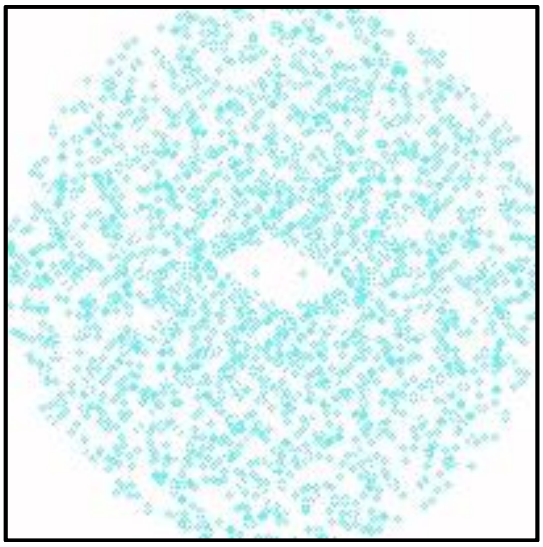
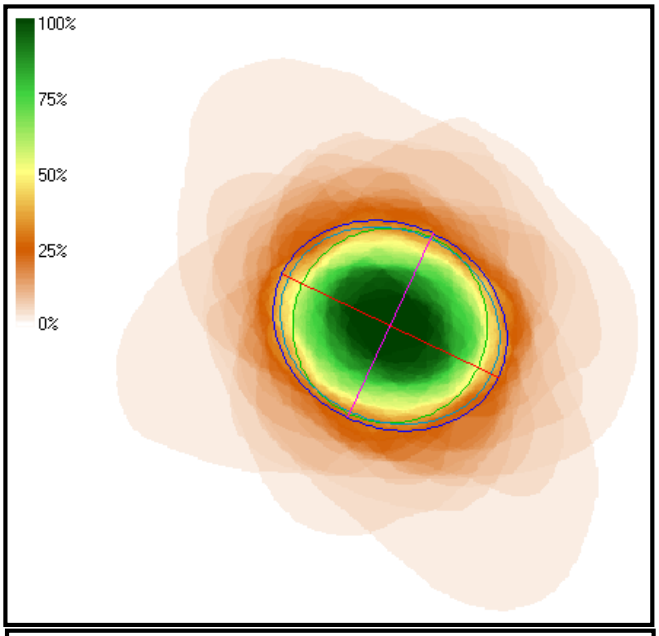
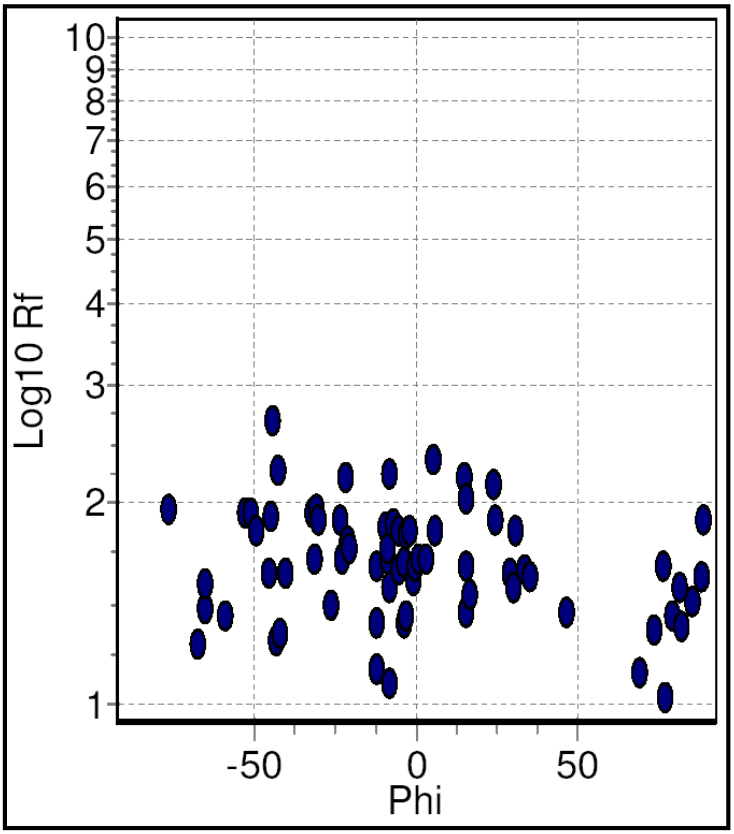


Figura A3.36: Corte paralelo ao **plano XZ** de quartzito rosa, de granulometria fina a média, micáceo (amostra JC-23), pertencente à Formação Bandeirinha, região a sul do Córrego Olaria (porção central da Quadrícula Guinda). A fotomicrografia foi tirada com lente de aumento de 5x. Comparar com os resultados do corte no plano YZ (Figura A3.37).









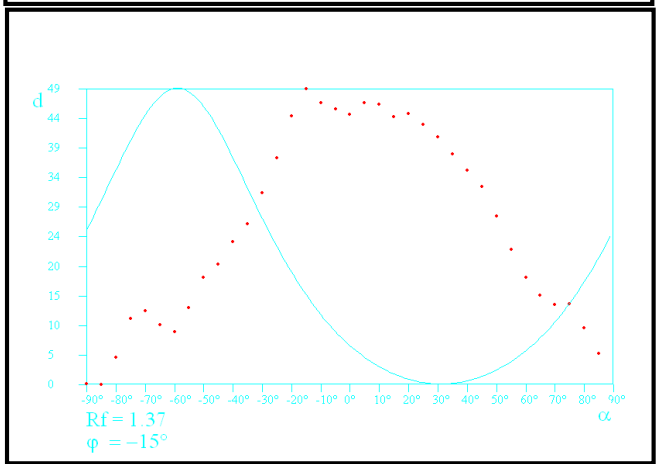
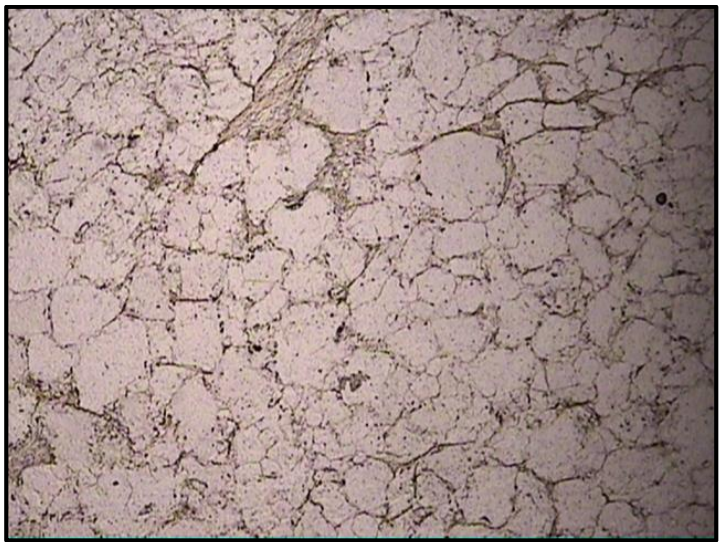
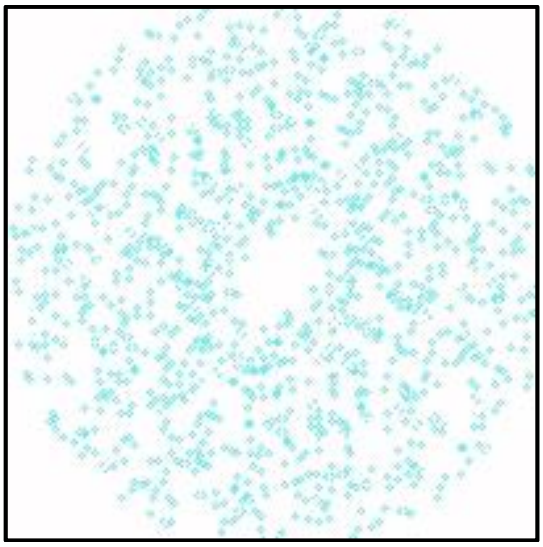
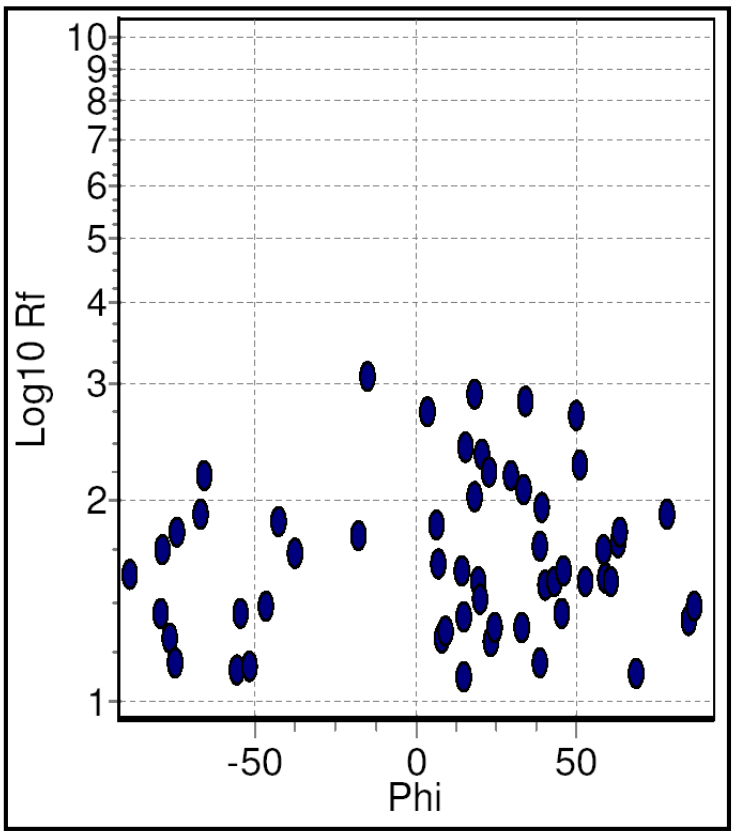
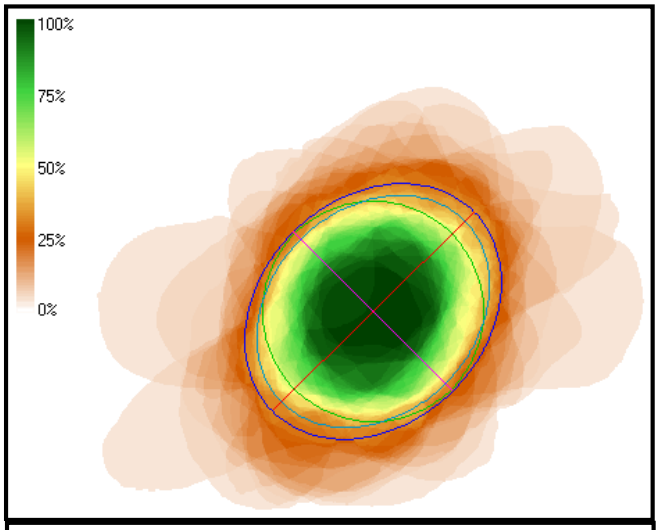


Figura A3.37: Amostra JC-23 em corte paralelo ao plano YZ, coletada na região a sul do Córrego Olaria (porção central da Quadrícula Guinda). Trata-se de quartzito rosa, sotoposto a um nível de metaconglomerado, ambos pertencentes à Formação Bandeirinha. A fotomicrografia foi tirada com lente de aumento de 5x. Comparar com os resultados do corte no plano XZ (Figura A3.36).









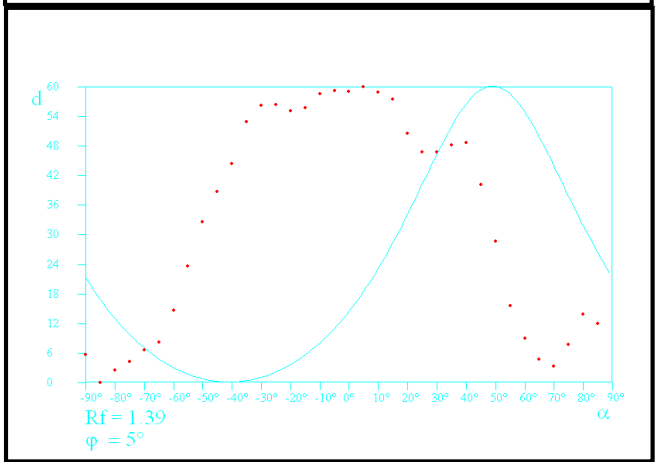
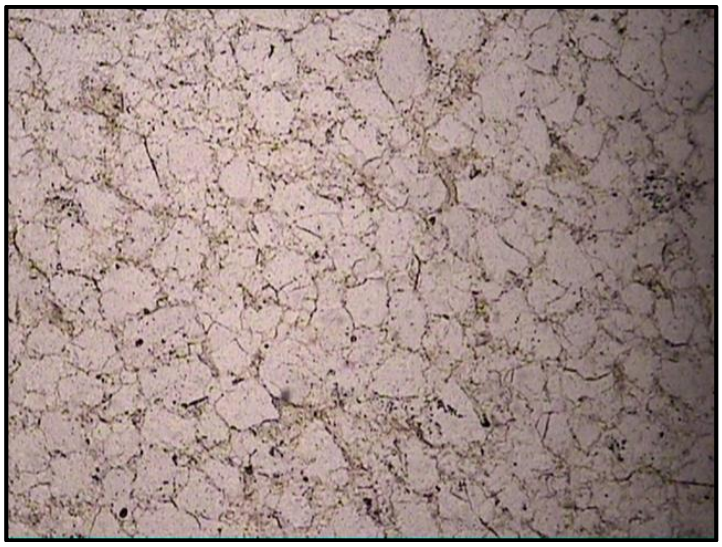
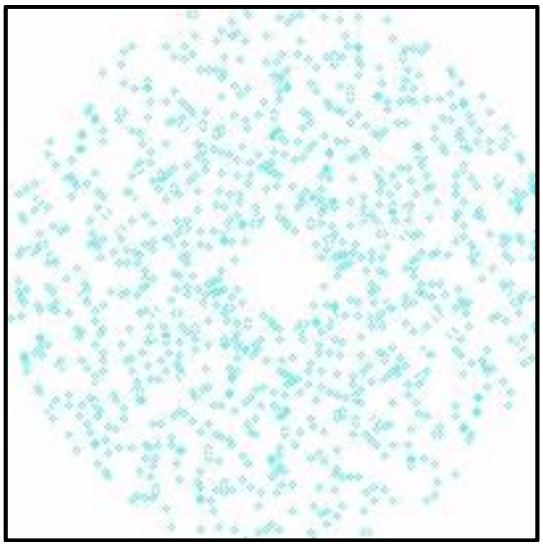
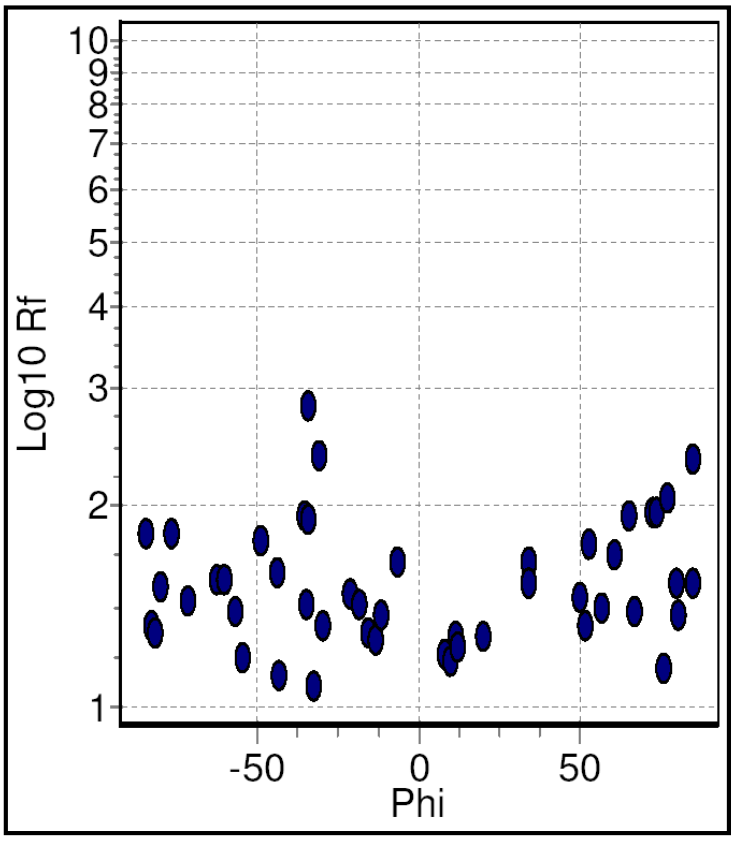
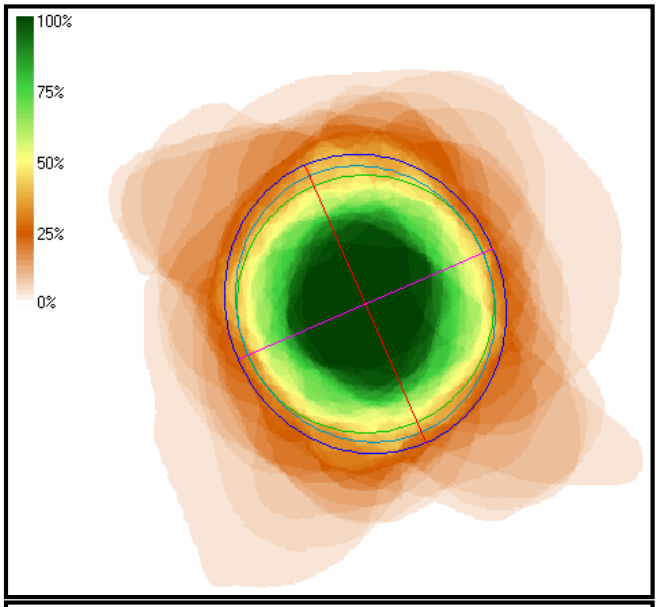


Figura A3.38: Corte paralelo ao **plano XZ** de quartzito branco, granulometria fina, pouco micáceo representando a Formação Bandeirinha, região a norte do Córrego Olaria (porção central da Quadrícula Guinda). A mesma amostra (JC-26) foi analisada no plano YZ, conforme mostrado na Figura A3.39. A fotomicrografia foi tirada com lente de aumento de 5x.









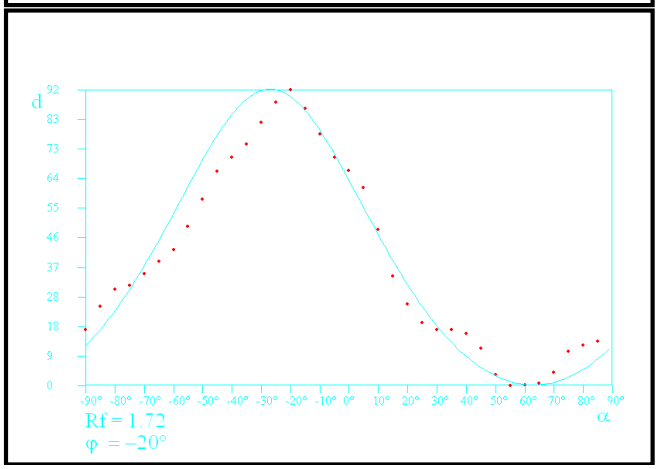
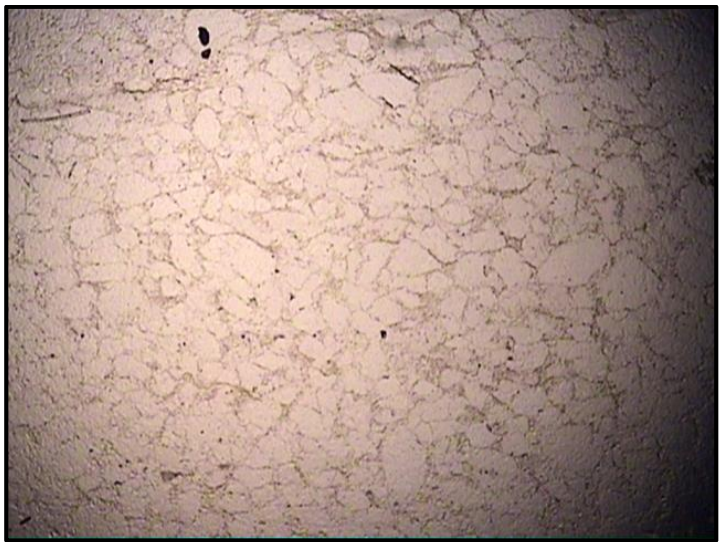
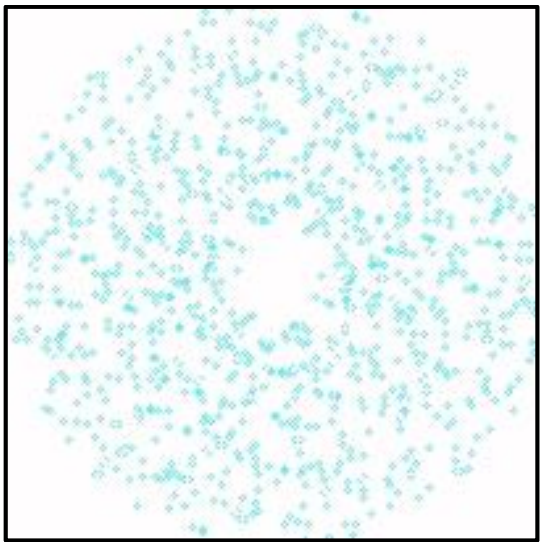
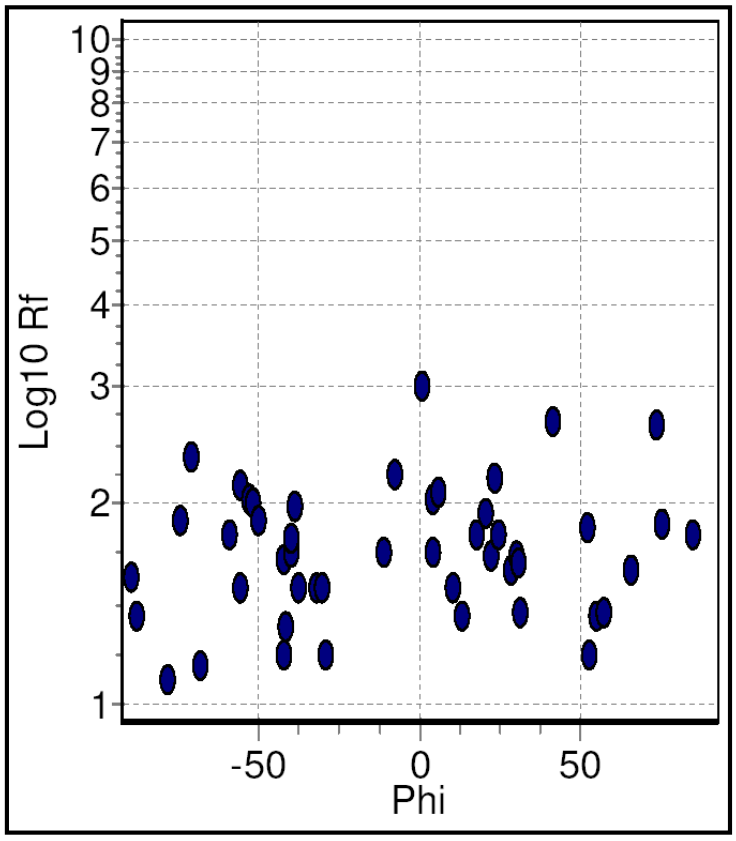
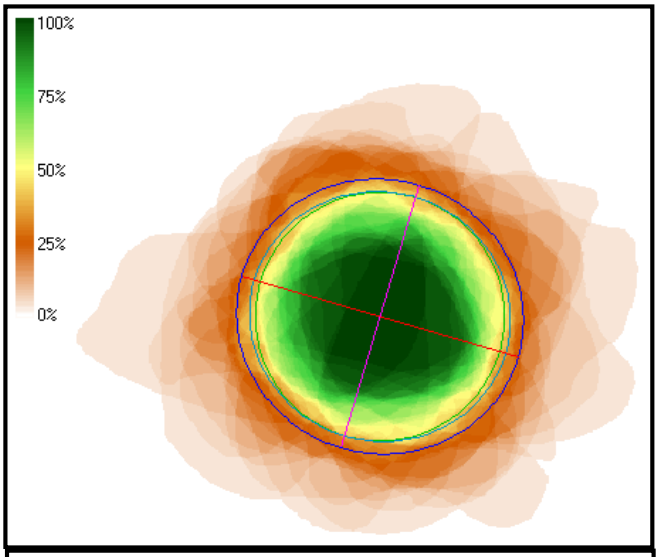


Figura A3.39: Amostra JC-26, representando quartzito pouco micáceo, granulometria fina, em corte paralelo ao **plano YZ** associado à Formação Bandeirinha e coletado na região a norte do Córrego Olaria (porção central da Quadrícula Guinda). A fotomicrografia foi tirada com lente de aumento de 5x. Comparar com os resultados do corte no plano XZ (Figura A3.38).









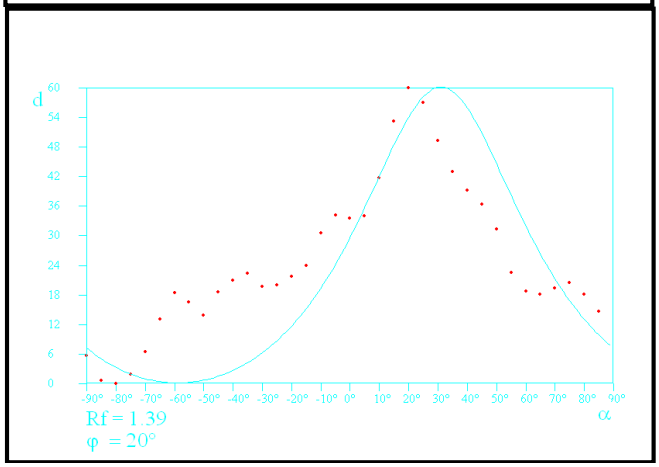
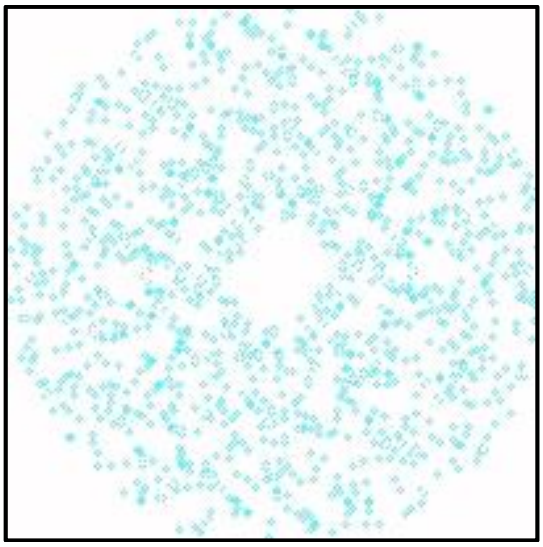
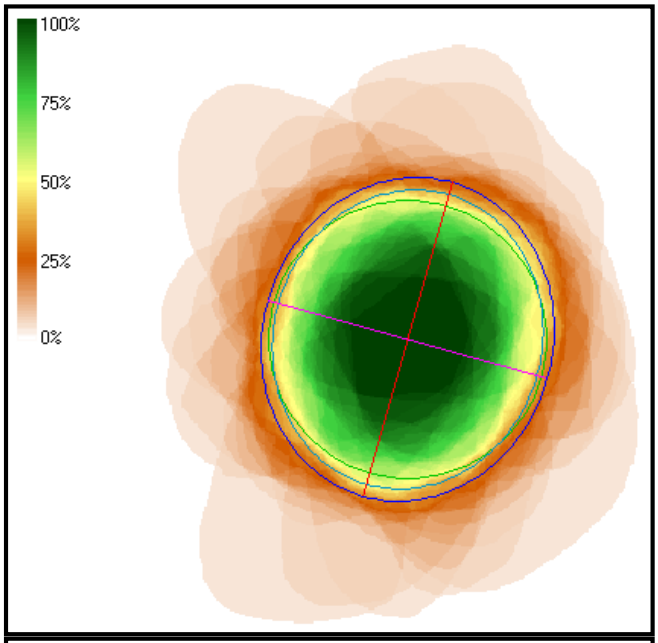
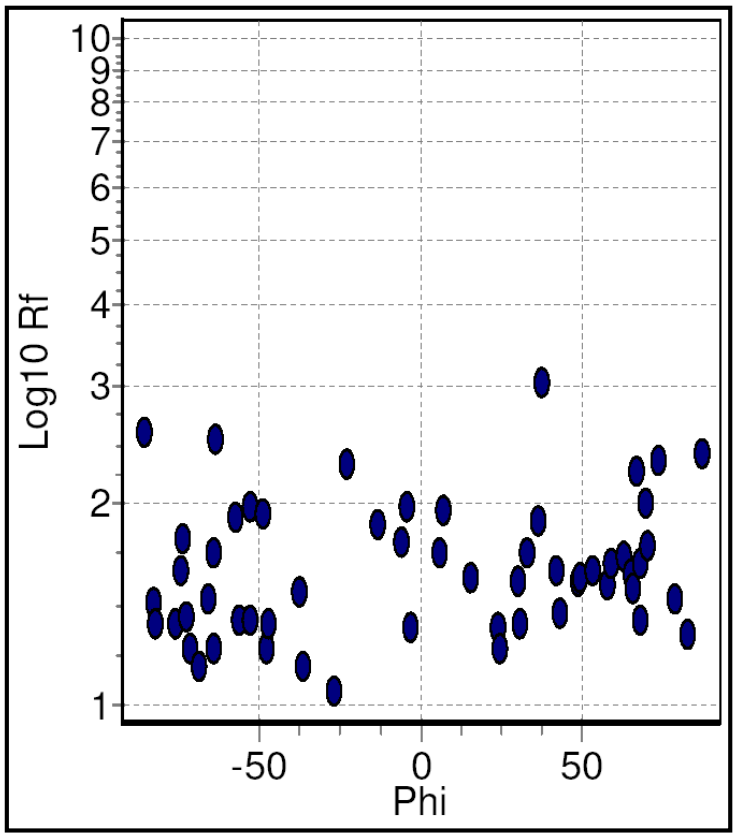


Figura A3.40: Resultados obtidos a partir da análise quantitativa da deformação em corte paralelo ao **plano XZ** da amostra JC-27, correspondente a quartzito levemente rosado de granulometria fina a média pertencente à Formação Bandeirinha. Comparar com os diagramas apresentados na Figura A3.41, correspondentes ao plano YZ.







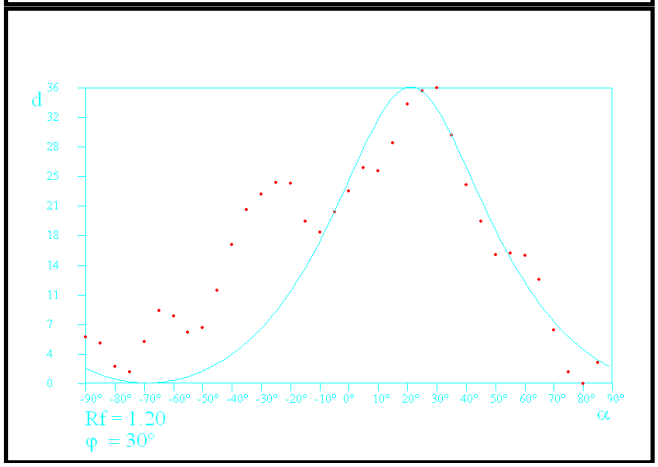
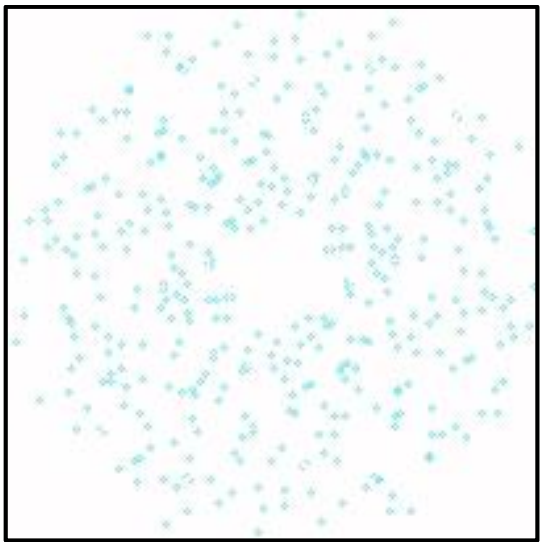
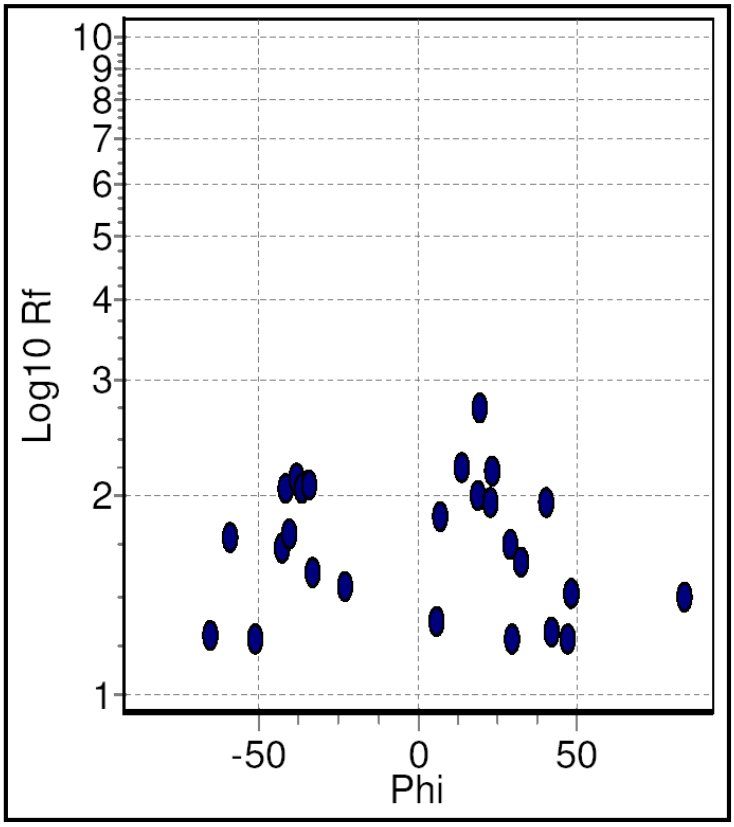
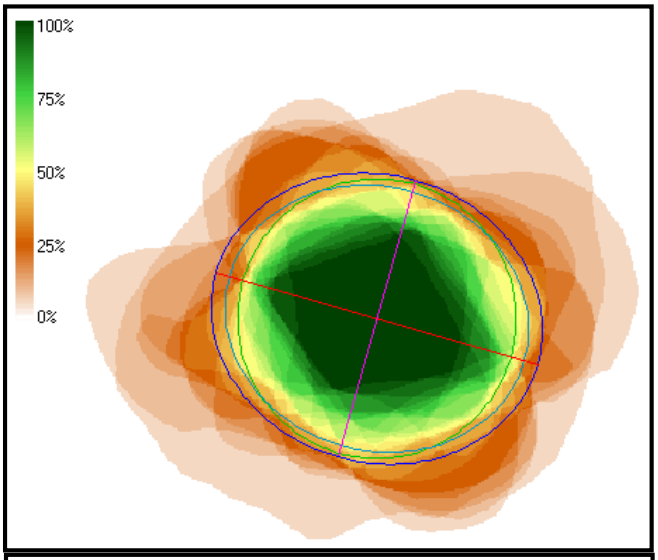


Figura A3.41: Resultados obtidos a partir da análise quantitativa da deformação em corte paralelo ao **plano YZ** da amostra JC-27, correspondente a quartzito levemente rosado de granulometria fina a média pertencente à Formação Bandeirinha. Comparar com os diagramas apresentados na Figura A3.40, correspondentes ao plano XZ.







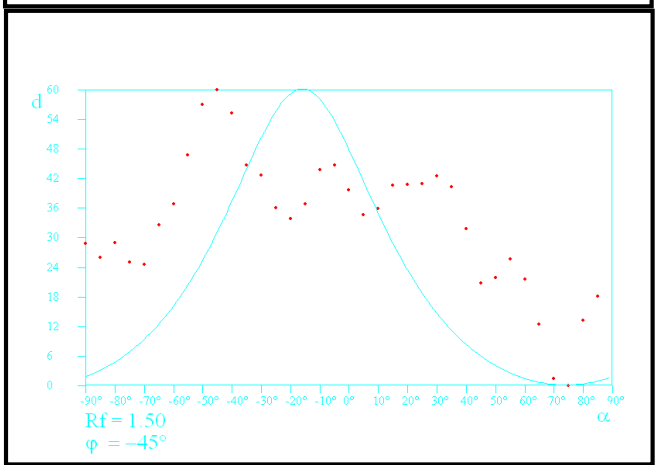
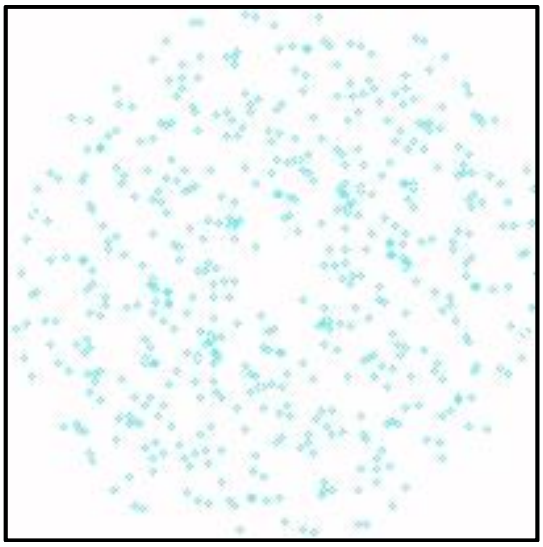
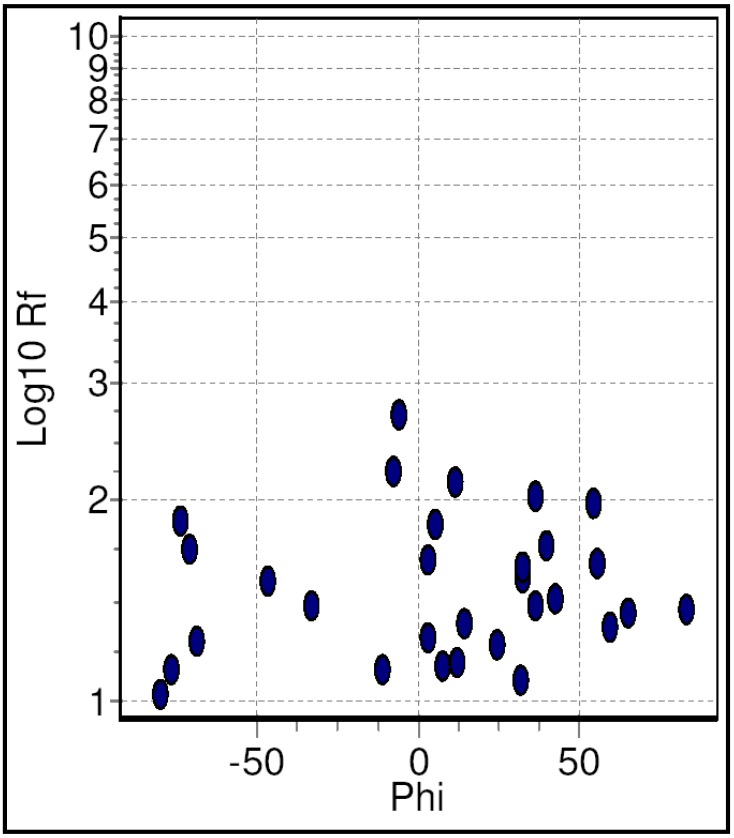
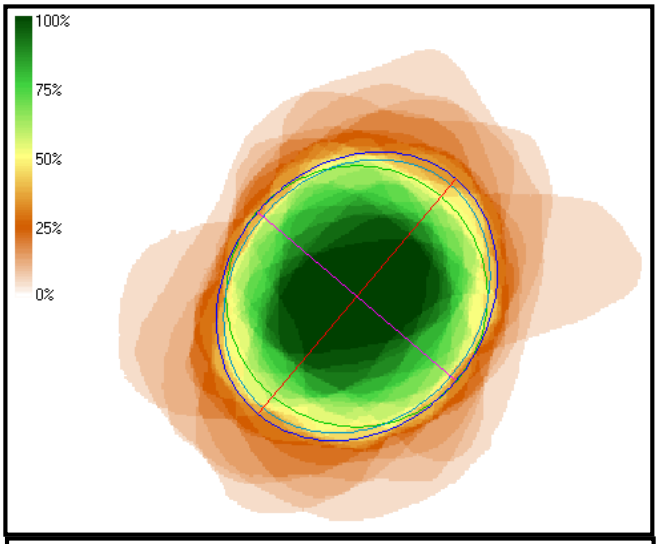


Figura A3.42: Quartzito branco, variando de fino a médio e micáceo, sobreposto a um nível de metabrecha, correspondente ao "Nível A" da Formação São João da Chapada, em corte paralelo ao **plano XZ** (amostra JC-29). Amostra coletada na região ao norte do Córrego Olaria. Comparar com os resultados obtidos no corte YZ, mostrado na Figura A3.43.







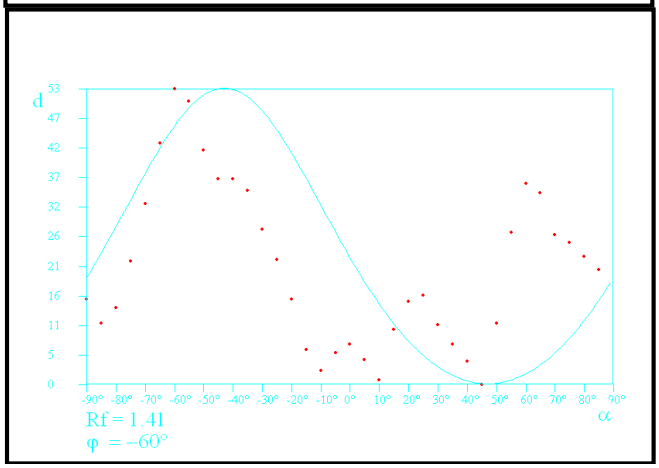
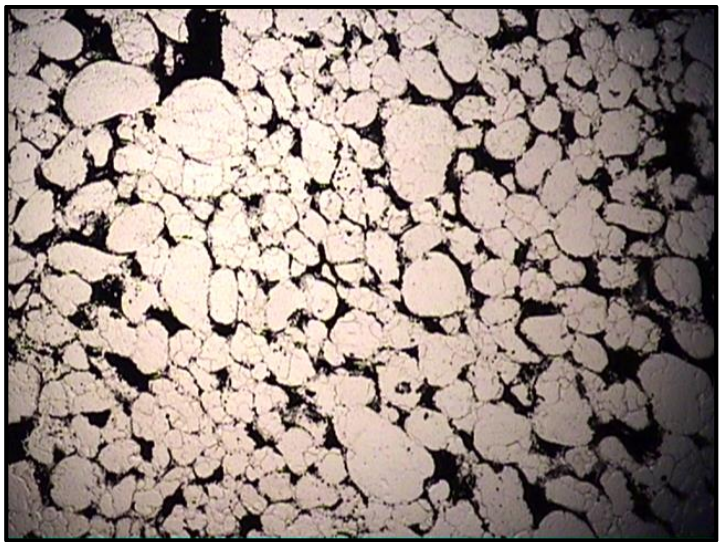
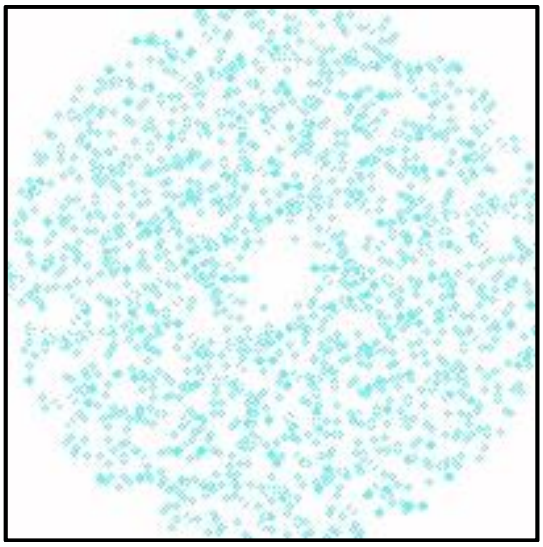
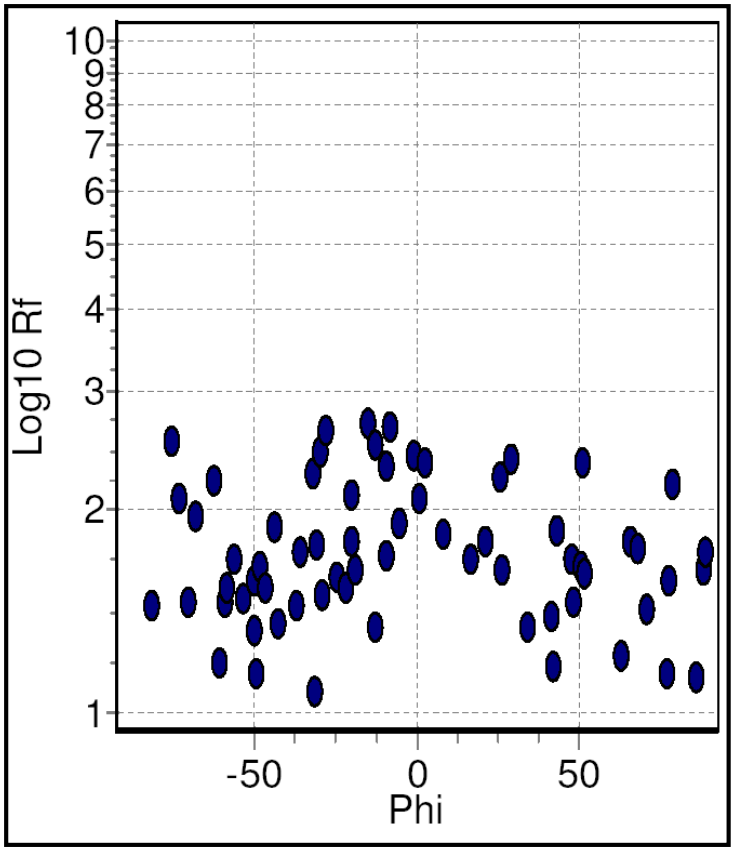


Figura A3.43: Corte paralelo ao **plano YZ** na amostra JC-29, correspondente a quartzito branco, variando de fino a médio e micáceo, sobreposto a um nível de metabrecha associado ao "Nível A" da Formação São João da Chapada, região ao norte do Córrego Olaria. Comparar com os resultados do corte no plano XZ (Figura A3.42).







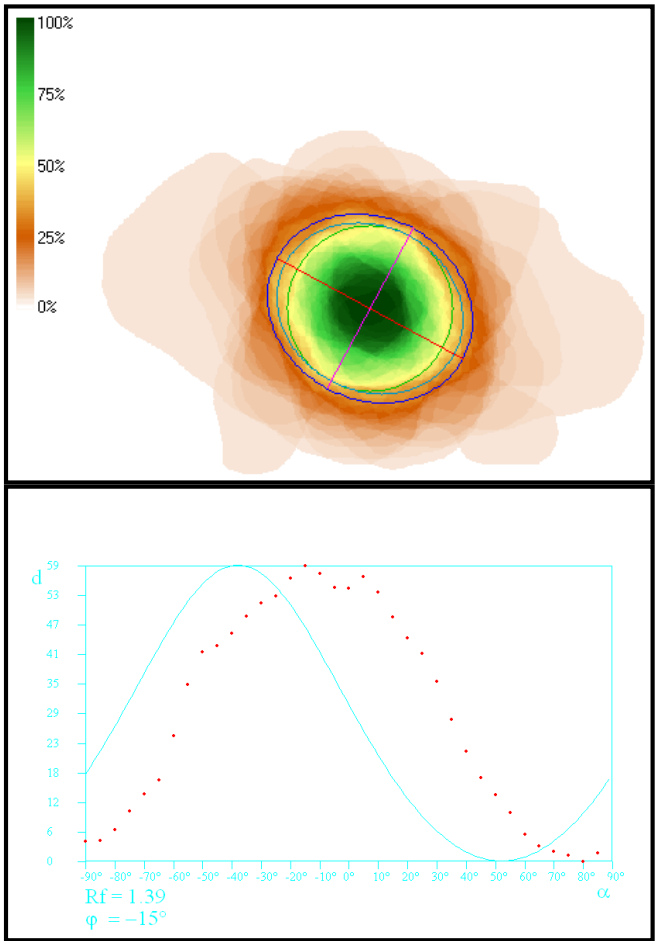
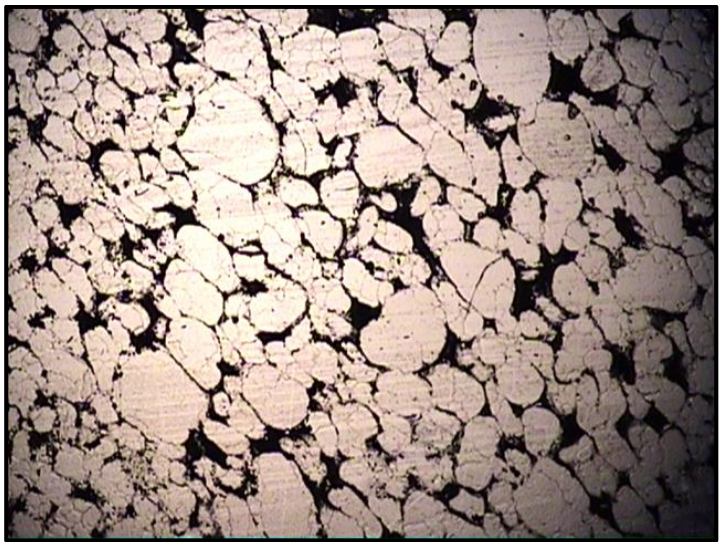
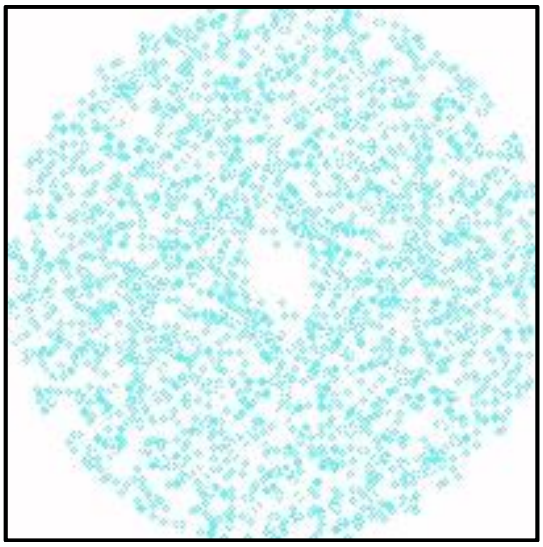
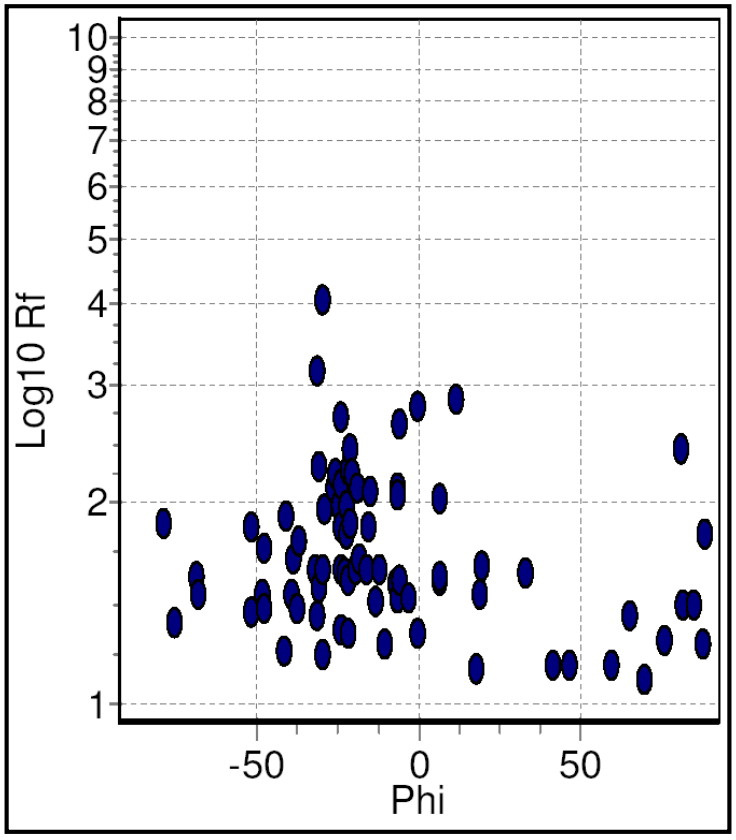


Figura A3.44: Amostra JC-44, representando quartzito ferruginoso contendo concreções ferruginosas e marcas onduladas associado ao Membro Caldeirões (Formação Sopa-Brumadinho) em corte paralelo ao **plano XZ**. O afloramento localiza-se no ponto de altitude máxima da BR-367, a leste do Córrego Olaria. Comparar com os resultados apresentados na Figura A3.45.







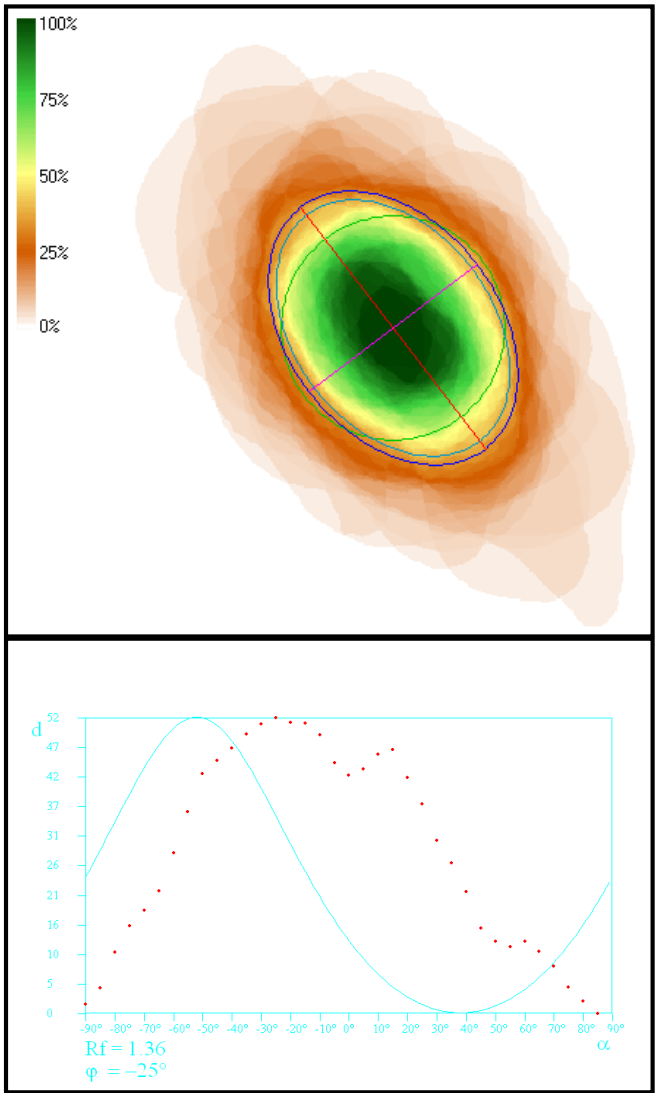
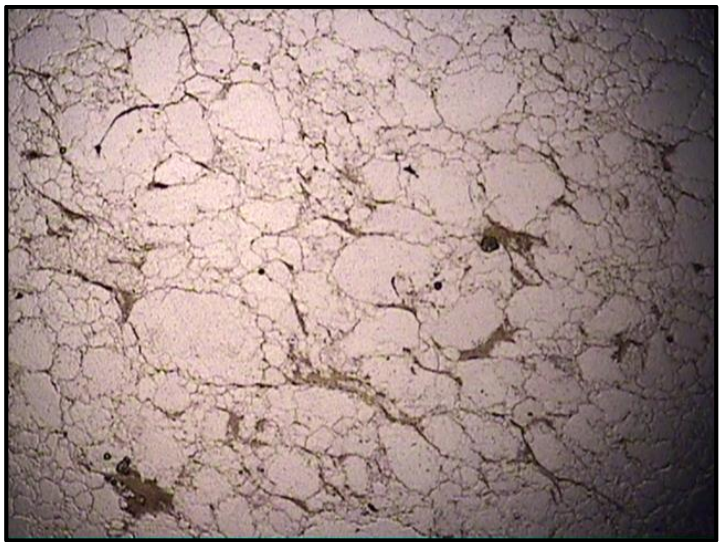
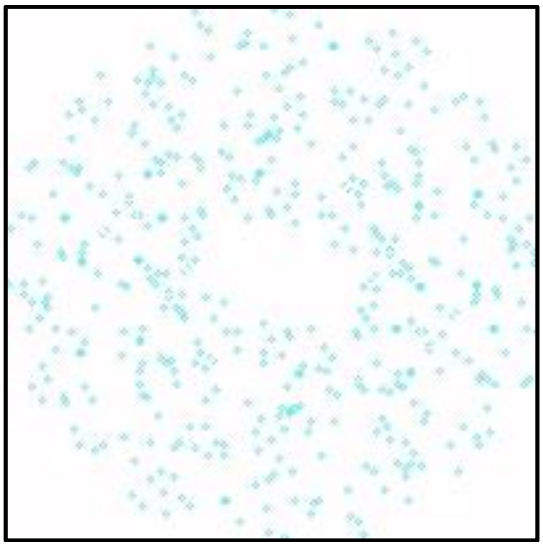
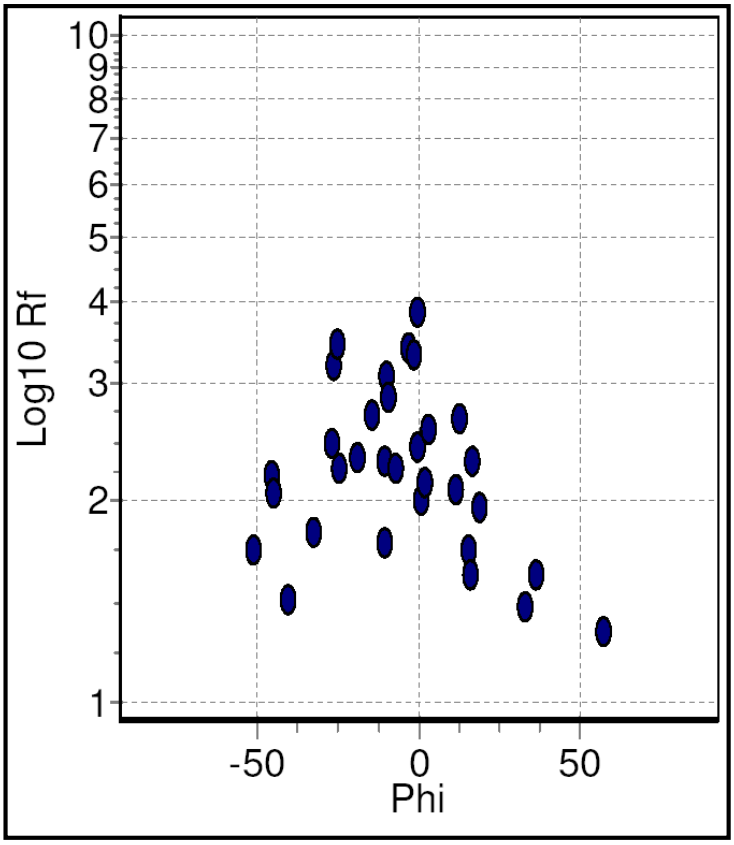


Figura A3.45: Amostra JC-44, representando quartzito ferruginoso contendo concreções ferruginosas e marcas onduladas associado ao Membro Caldeirões (Formação Sopa-Brumadinho) em corte paralelo ao **plano YZ**. O afloramento localiza-se no ponto de altitude máxima da BR-367, a leste do Córrego Olaria. Comparar com os resultados apresentados na Figura A3.44.







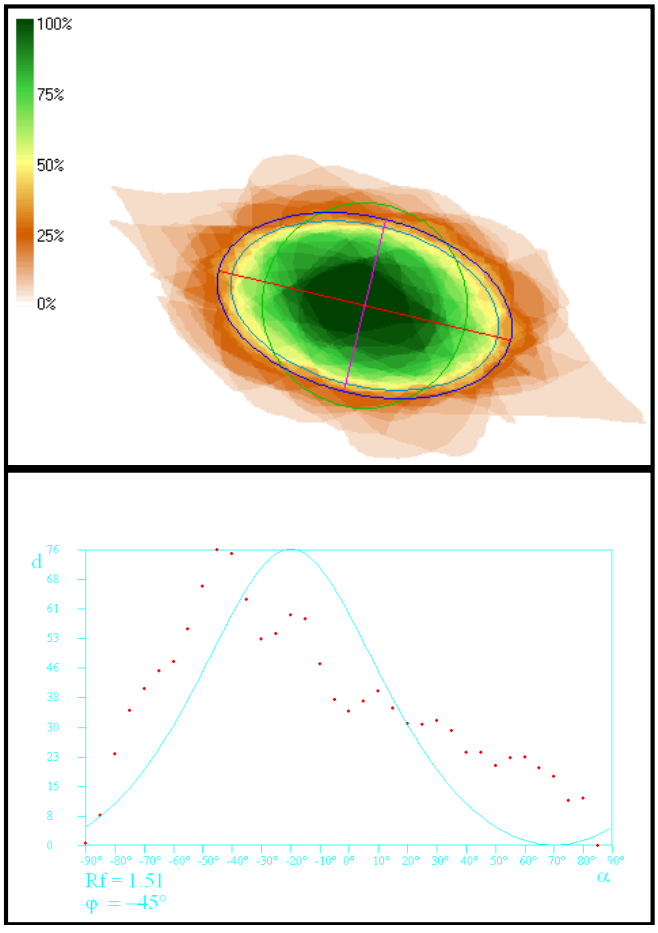
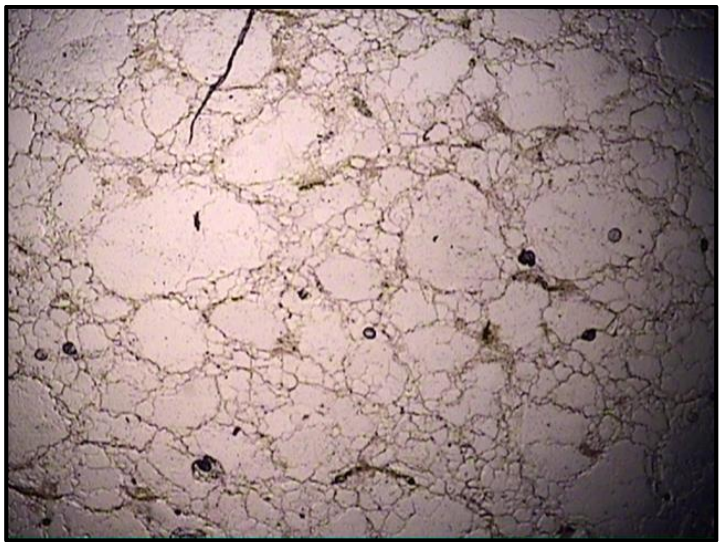
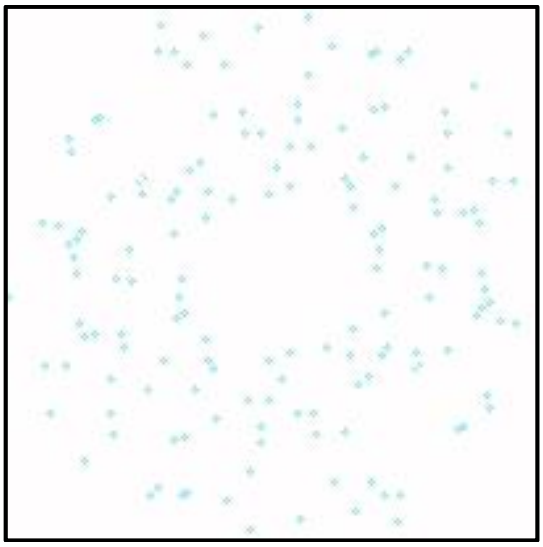
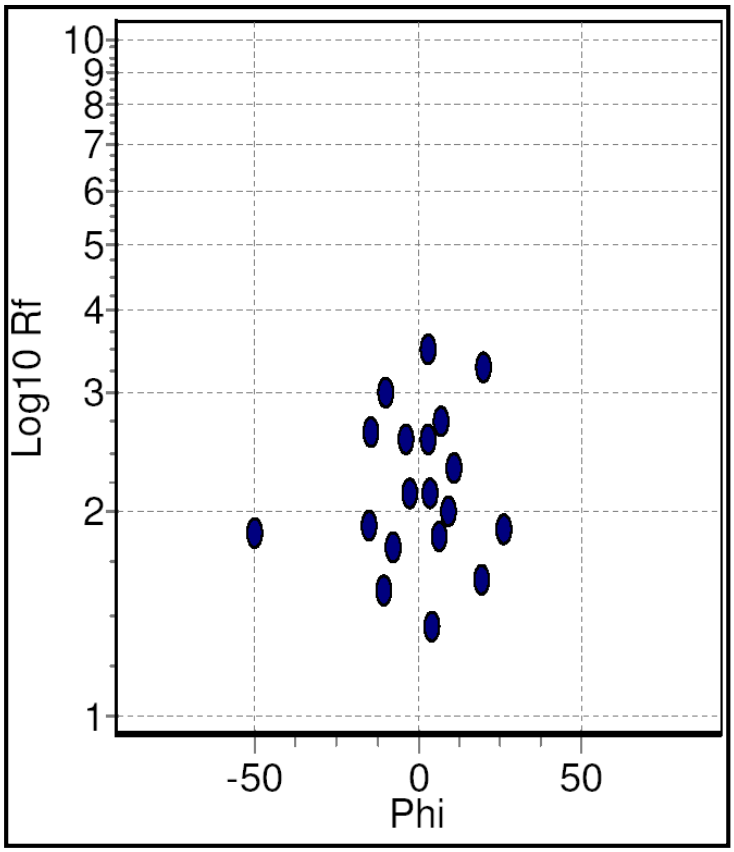
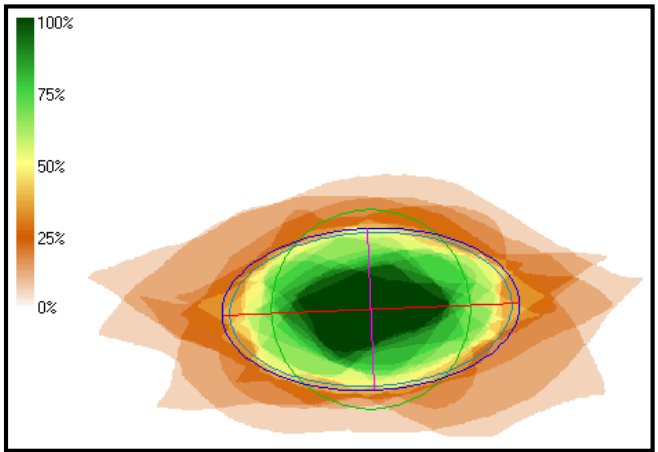


Figura A3.46: Quartzito amarelado, ferruginoso e micáceo pertencente ao Membro Caldeirões, Formação Sopa-Brumadinho, (amostra JC-46) em corte paralelo ao **plano XZ**, coletada a oeste do ponto de altitude máxima da BR-367. Comparar com os resultados obtidos no plano YZ (Figura A3.47).









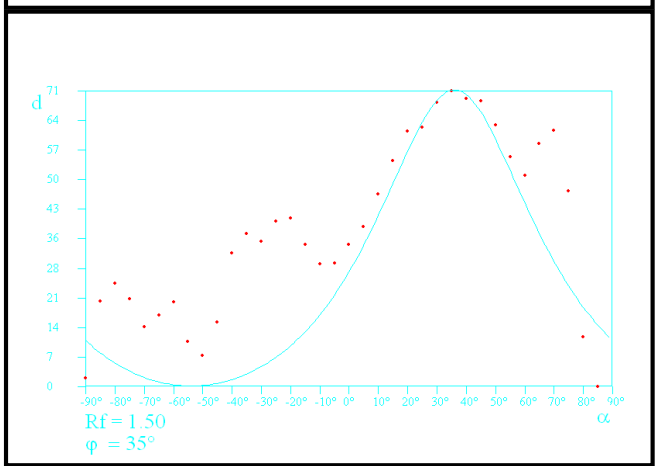
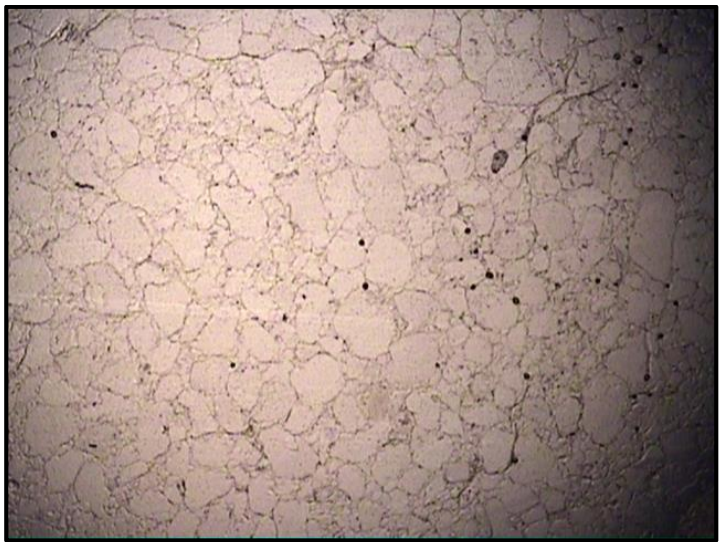
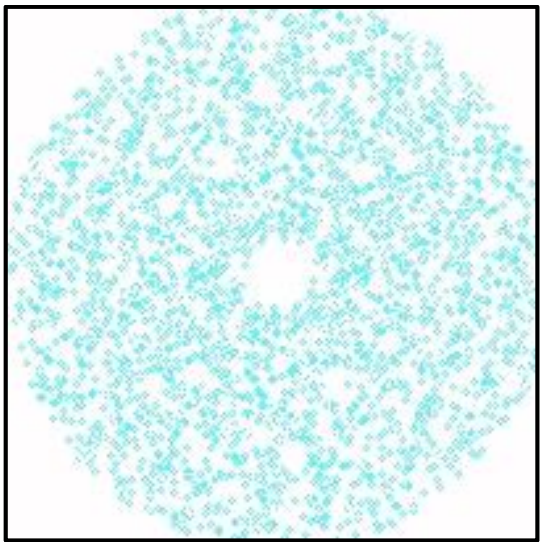
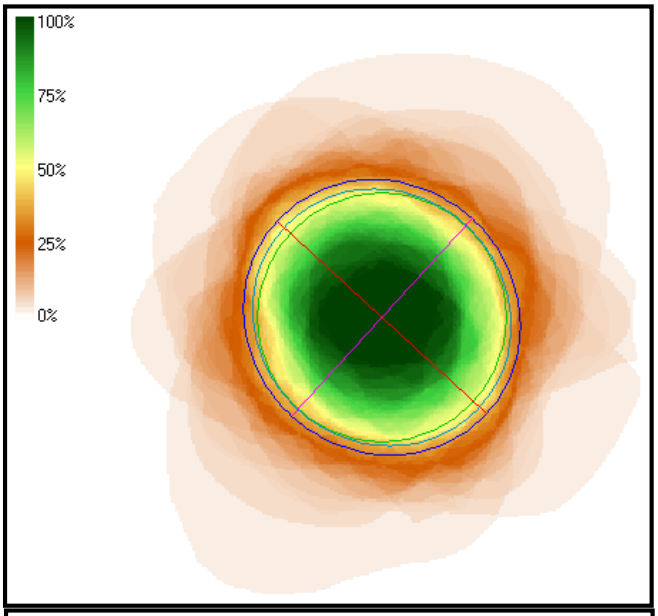
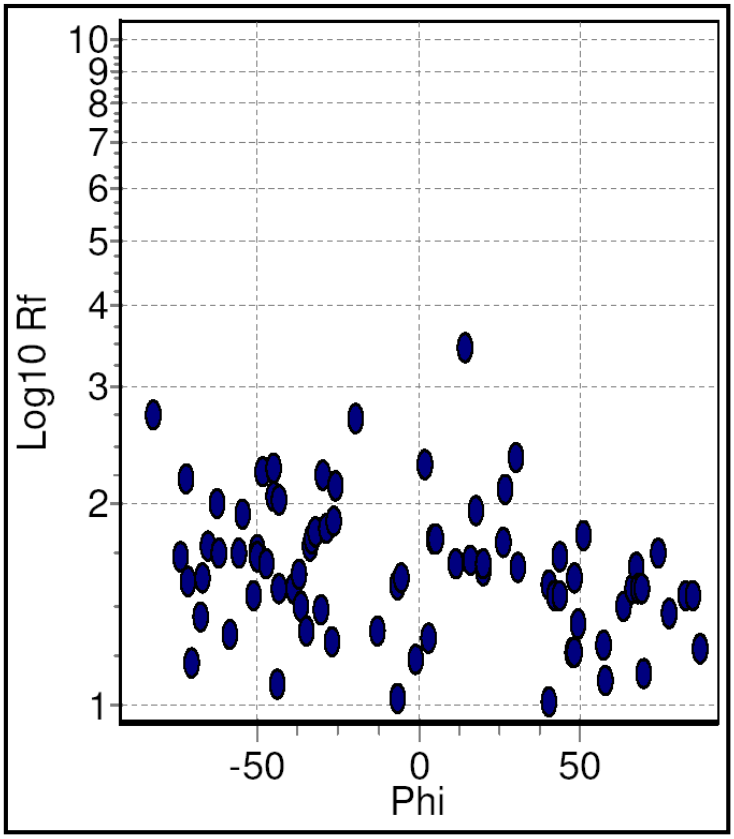


Figura A3.47: Quartzito amarelado, ferruginoso e micáceo associado ao Membro Caldeirões, Formação Sopa-Brumadinho, (amostra JC-46) em corte paralelo ao **plano YZ**, coletada a oeste do ponto de altitude máxima da BR-367. Comparar com os resultados obtidos no plano XZ (Figura A3.46).









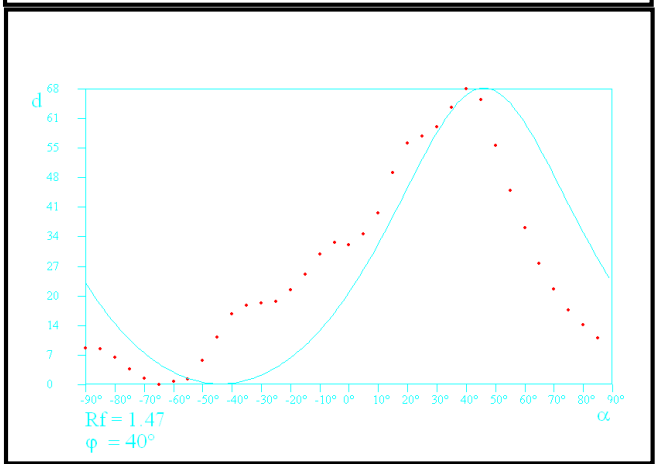
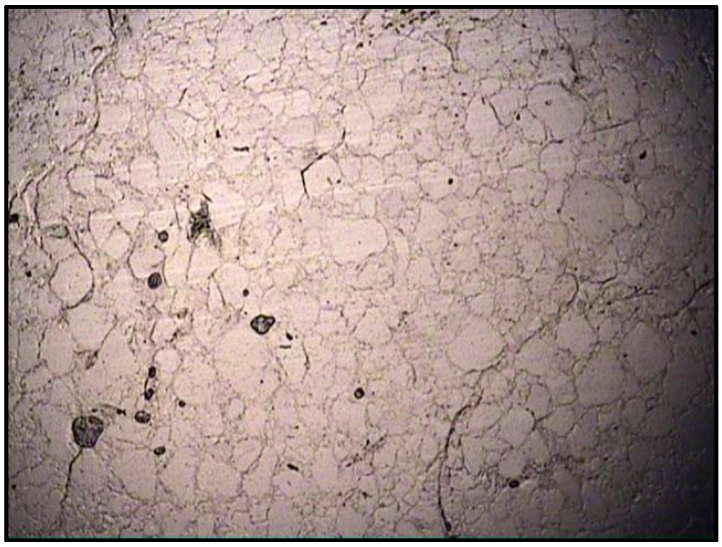
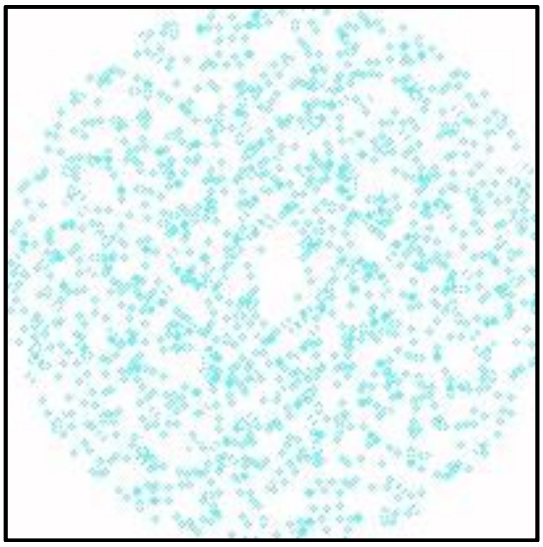
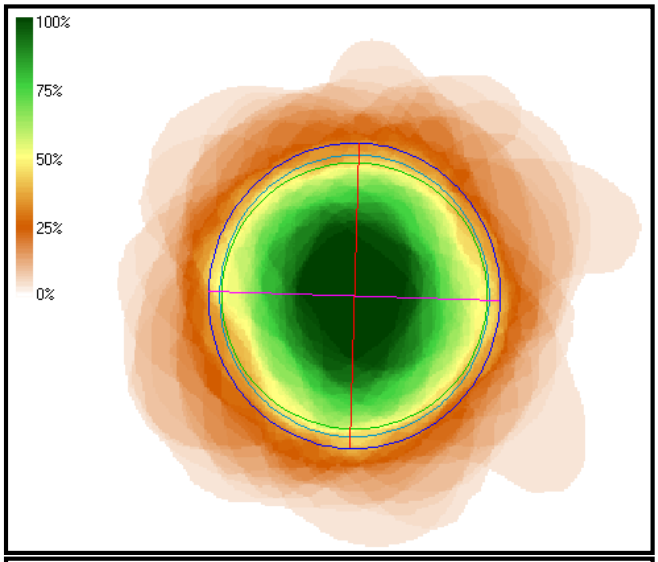
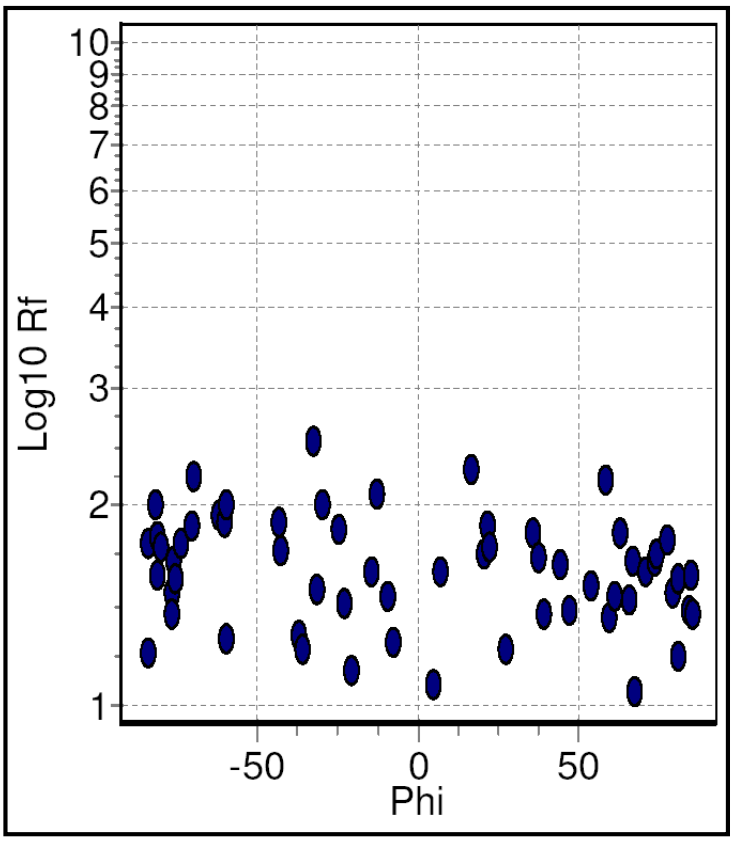


Figura A3.48: Amostra JC-45 em corte paralelo ao **plano XZ**, coletada a oeste do ponto de altitude máxima na BR-367, porção central da Quadrícula Guinda. Trata-se de quartzito variando de branco a rosado, com granulometria média a grossa, relacionado ao "Nível C" da Formação São João da Chapada. A fotomicrografia foi tirada com lente de aumento de 5x. Comparar com os diagramas apresentados na Figura A3.49, correspondentes ao plano YZ.









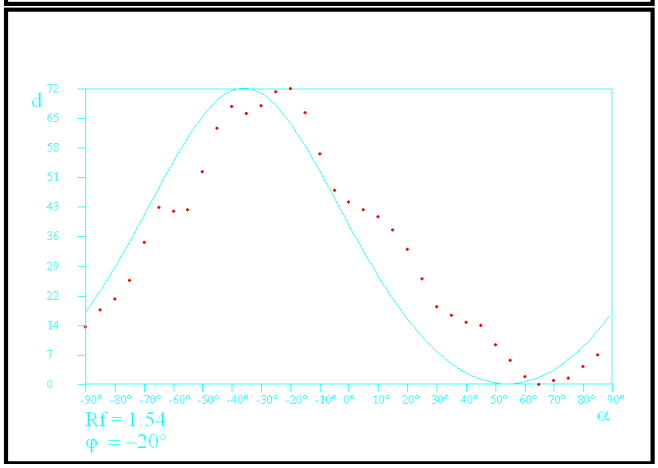
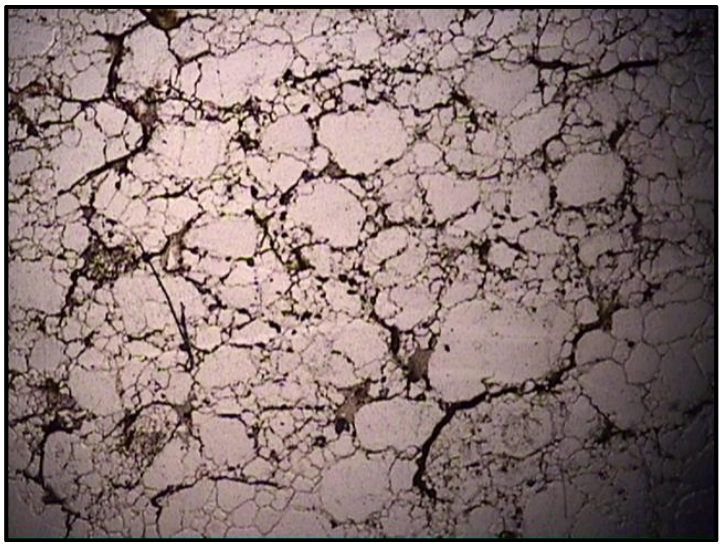
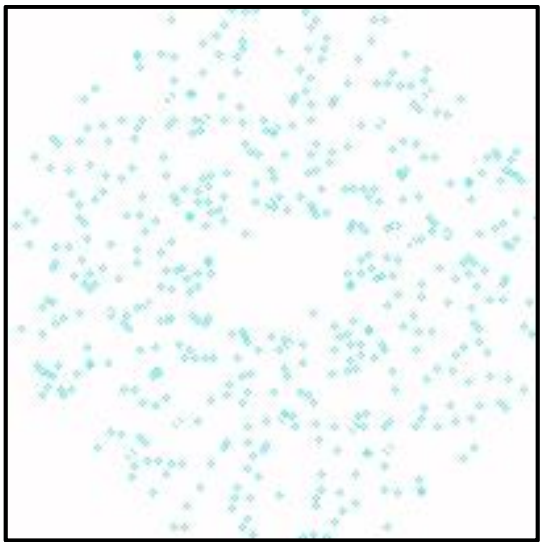
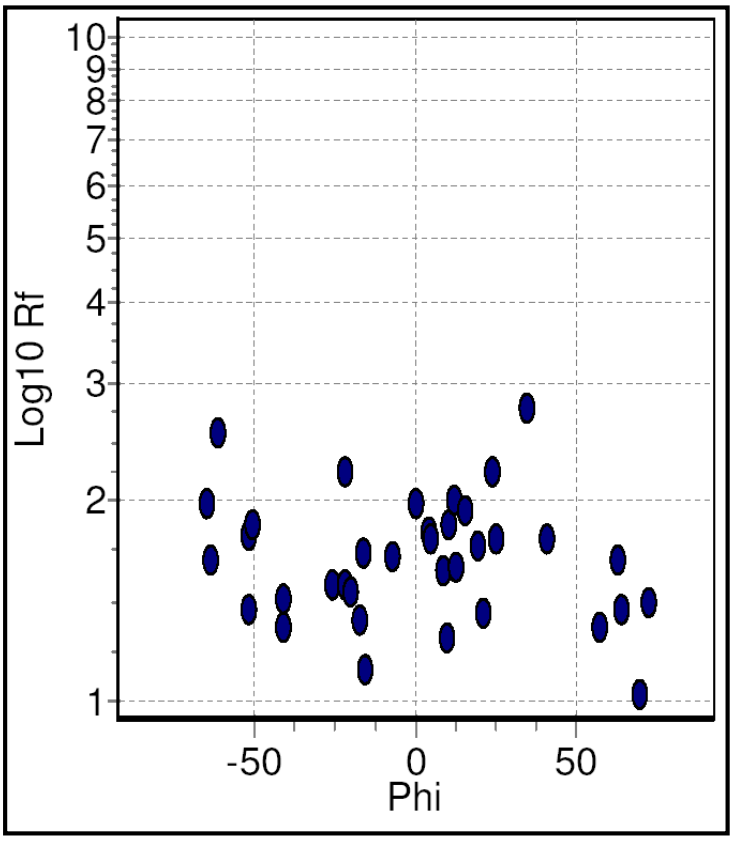


Figura A3.49: Amostra JC-45 em corte paralelo ao **plano YZ**, coletada a oeste do ponto de altitude máxima na BR-367, porção central da Quadrícula Guinda. Trata-se de quartzito variando de branco a rosado, com granulometria média a grossa, relacionado ao "Nível C" da Formação São João da Chapada. A fotomicrografia foi tirada com lente de aumento de 5x. Comparar com os diagramas apresentados na Figura A3.48, correspondentes ao plano XZ.







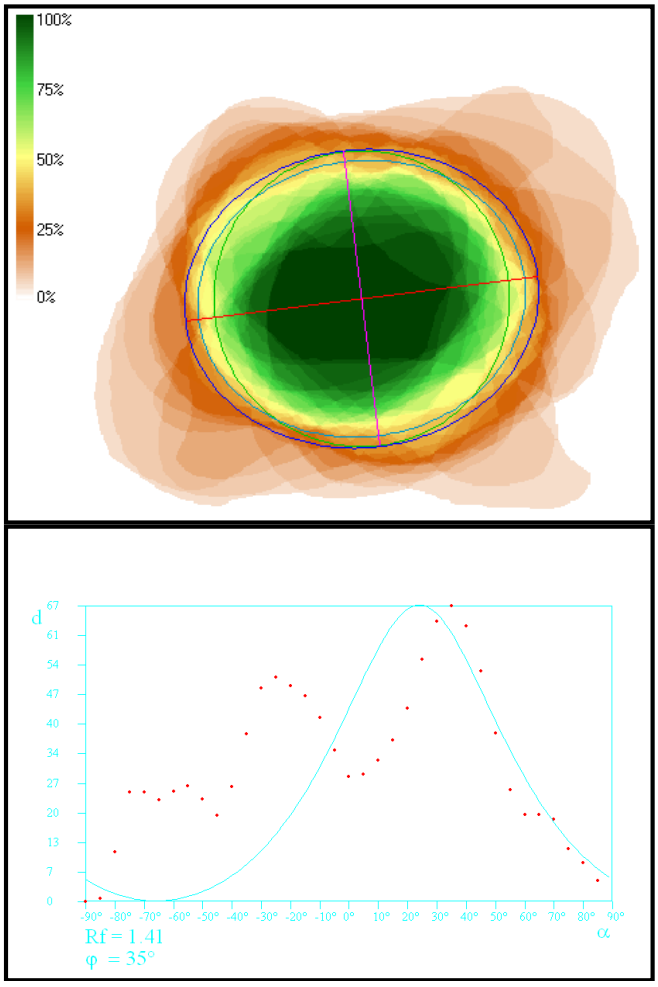
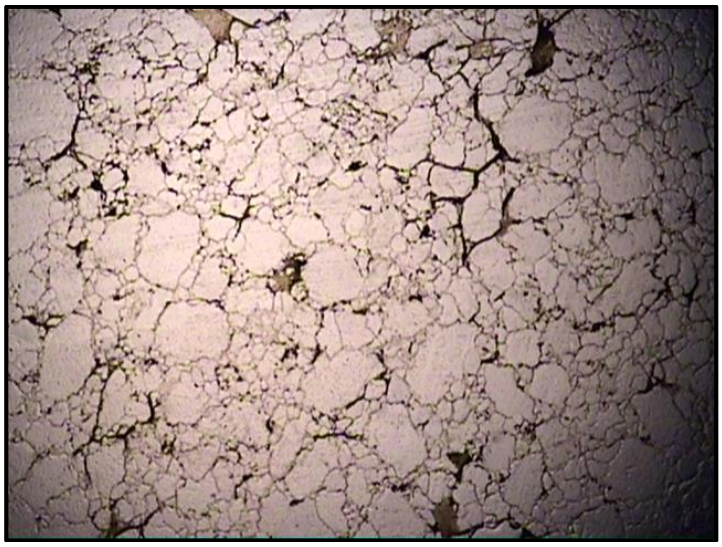
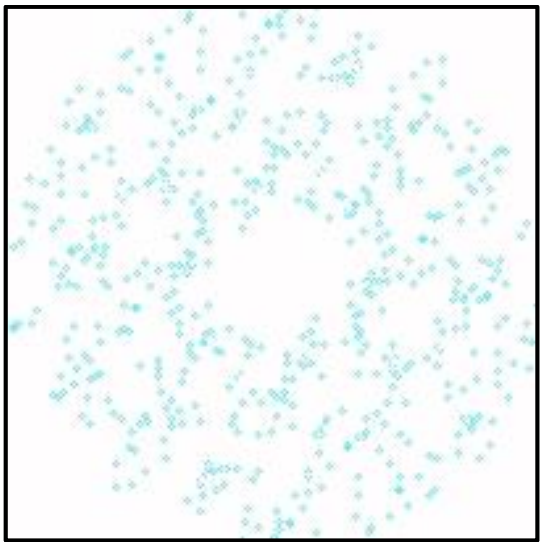
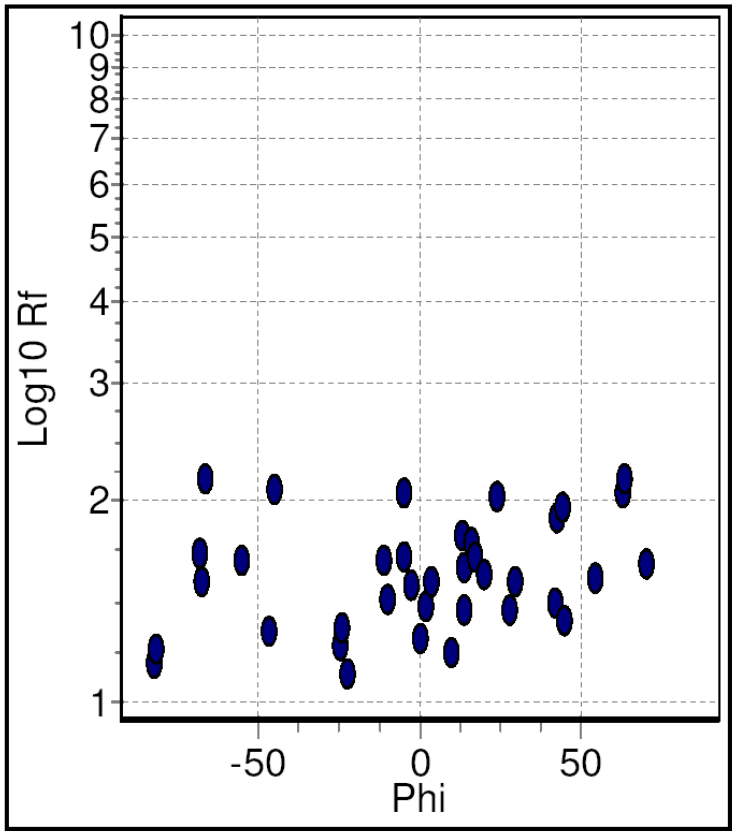
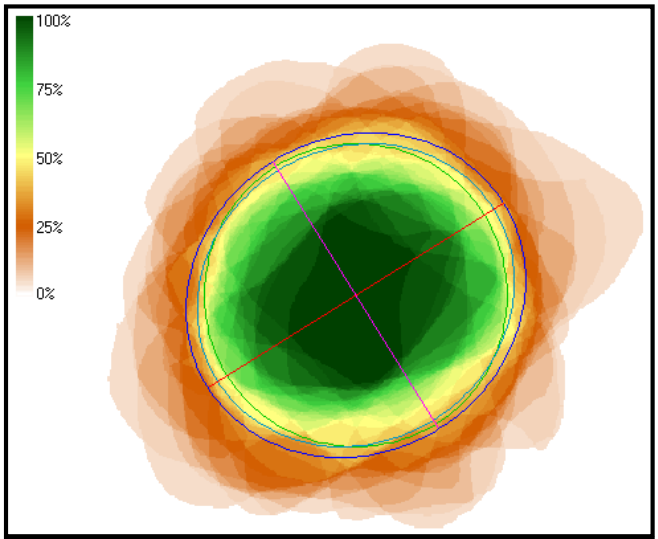


Figura A3.50: Corte paralelo ao **plano XZ** da amostra JC-47, um quartzito variando de branco a rosado, com granulometria média a grossa, amostrado em afloramento do "Nível C" da Formação São João da Chapada, na região do Córrego Olaria (porção central da Quadrícula Guinda). A fotomicrografia foi tirada com lente de aumento de 5x. Comparar com os resultados do corte no plano YZ (Figura A3.51).









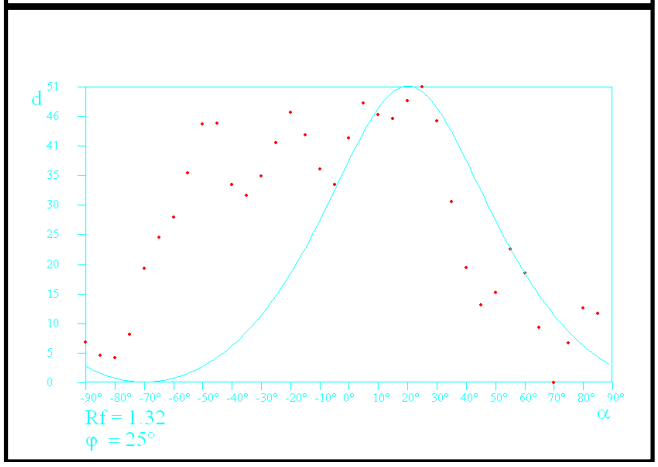
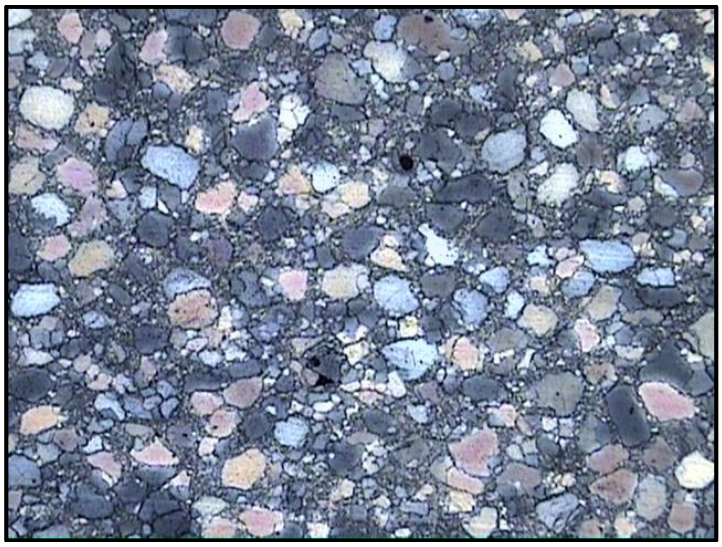
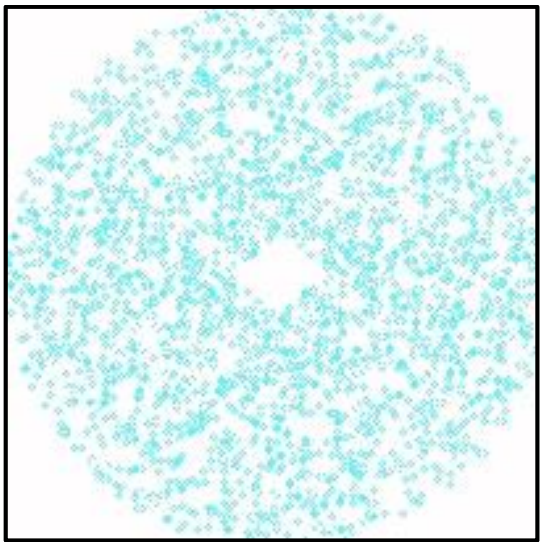
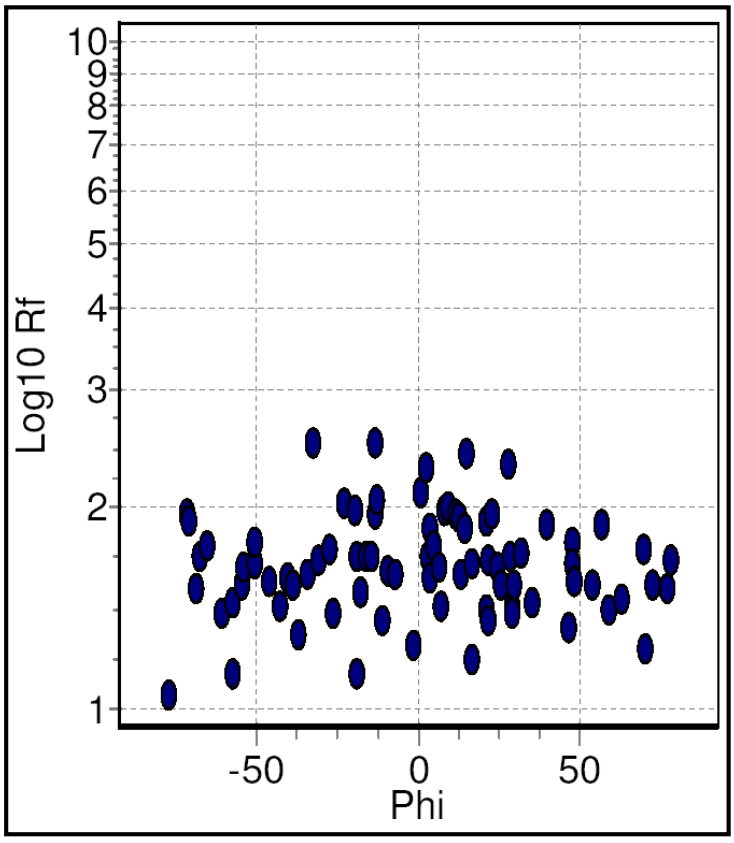
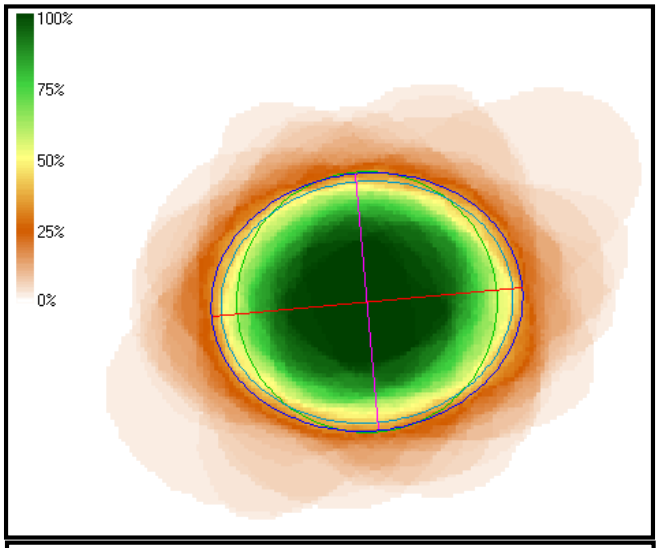


Figura A3.51: Amostra JC-47 em corte paralelo ao **plano YZ**, correspondendo a quartzito variando de branco a rosado, com granulometria média a grossa, amostrado em afloramento do "Nível C" da Formação São João da Chapada, na região do Córrego Olaria (porção central da Quadrícula Guinda). A fotomicrografia foi tirada com lente de aumento de 5x. Comparar com os resultados do corte no plano XZ (Figura A3.50).









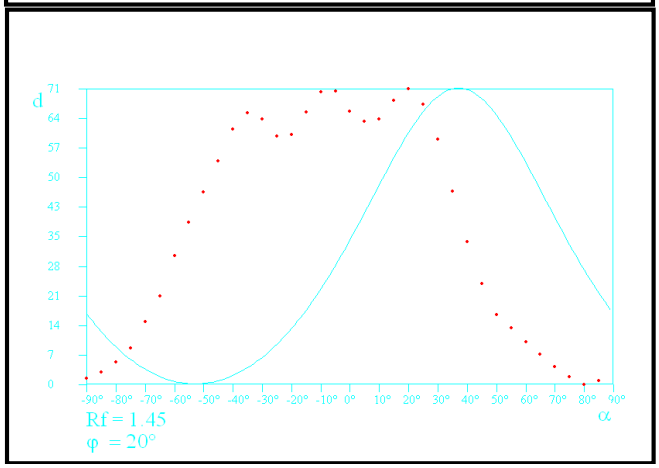
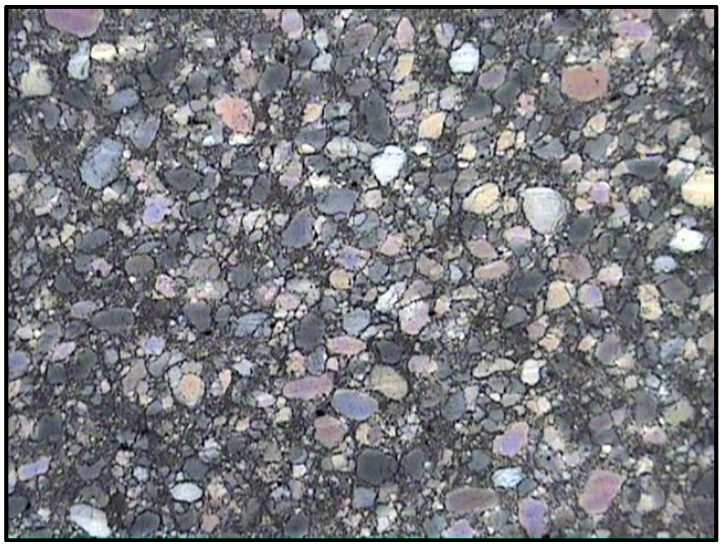
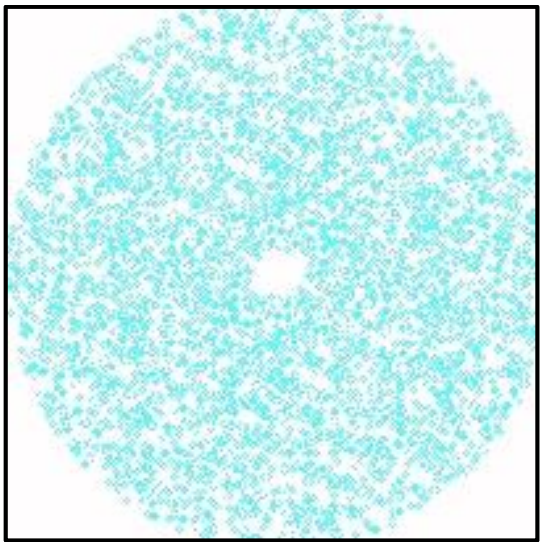
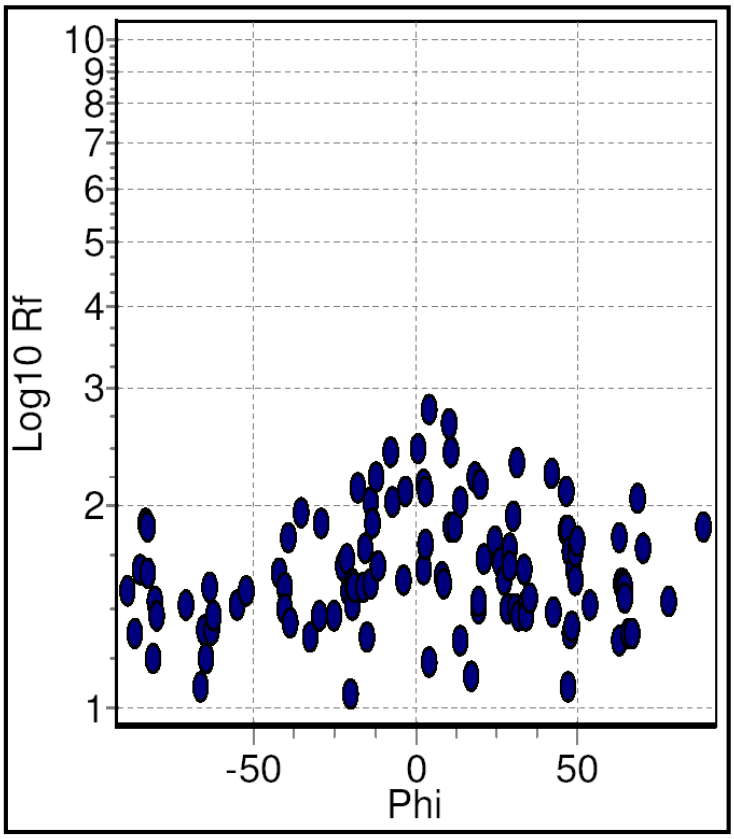
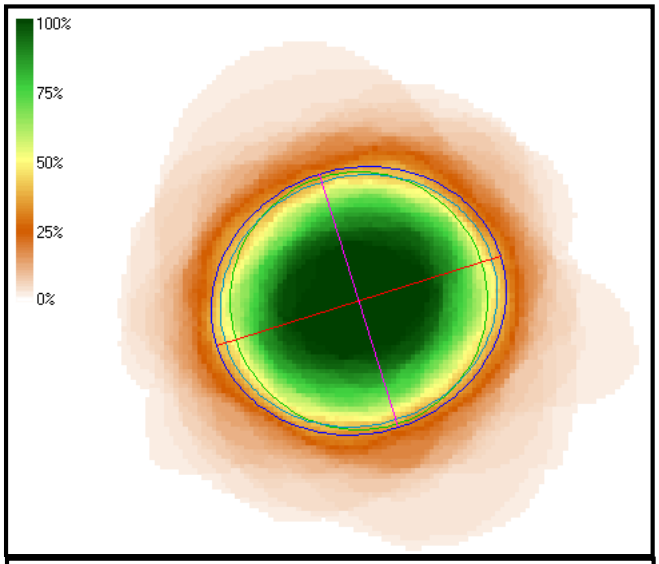


Figura A3.52: Quartzito branco, com granulometria fina e micáceo, correspondente ao "Nível A" da Formação São João da Chapada em corte paralelo ao **plano XZ** (amostra JC-49). Amostra coletada na região do Córrego Olaria. Comparar com os resultados obtidos no corte YZ, mostrados na Figura A3.53.









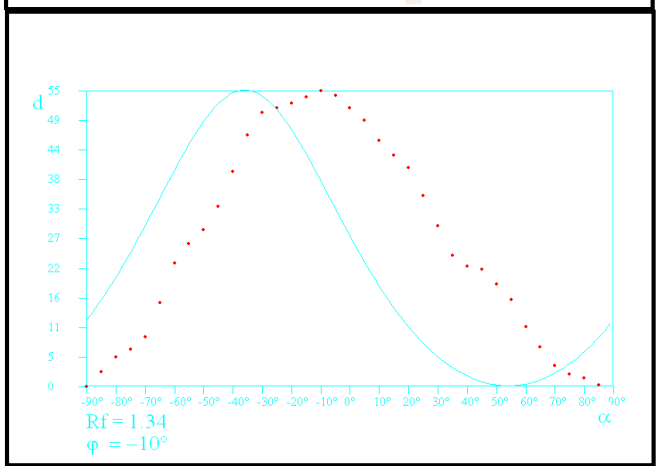
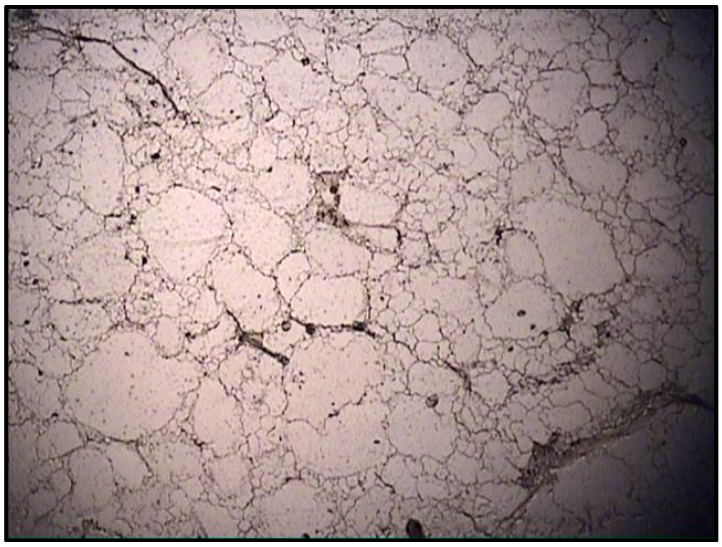
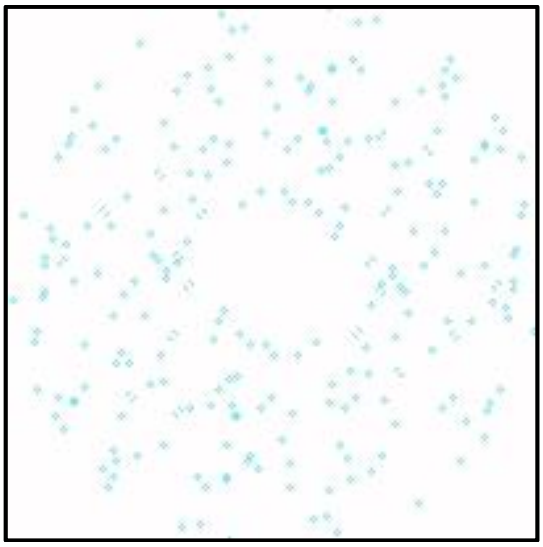
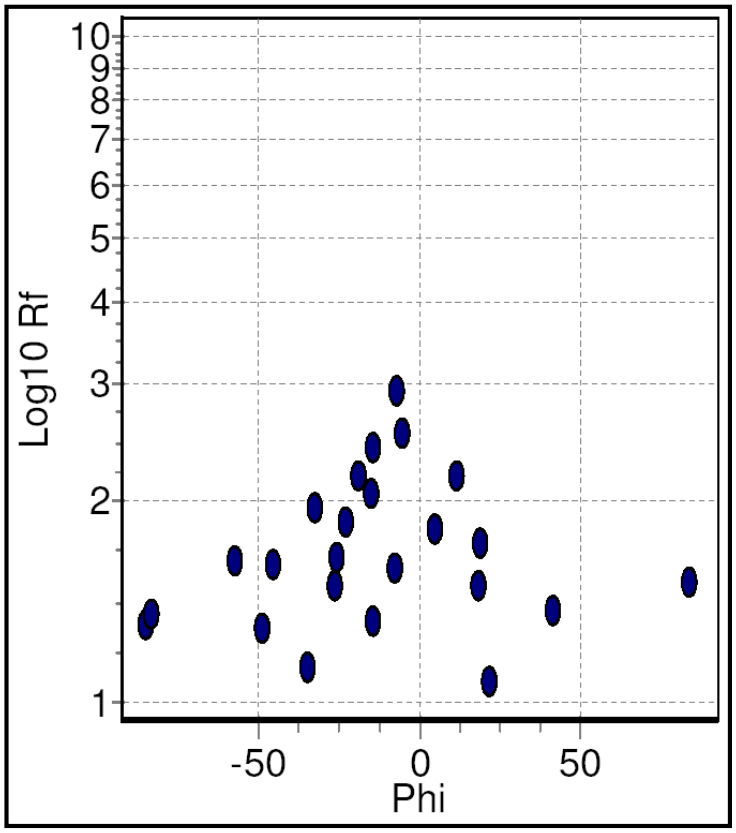
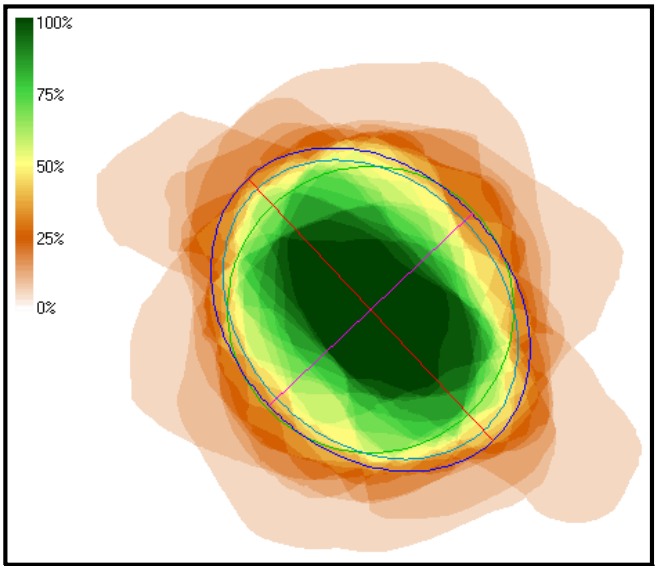


Figura A3.53: Quartzito branco, com granulometria fina e micáceo, correspondente ao "Nível A" da Formação São João da Chapada em corte paralelo ao **plano YZ** (amostra JC-49). Amostra coletada na região do Córrego Olaria. Comparar com os resultados obtidos no corte XZ, mostrado na Figura A3.52.









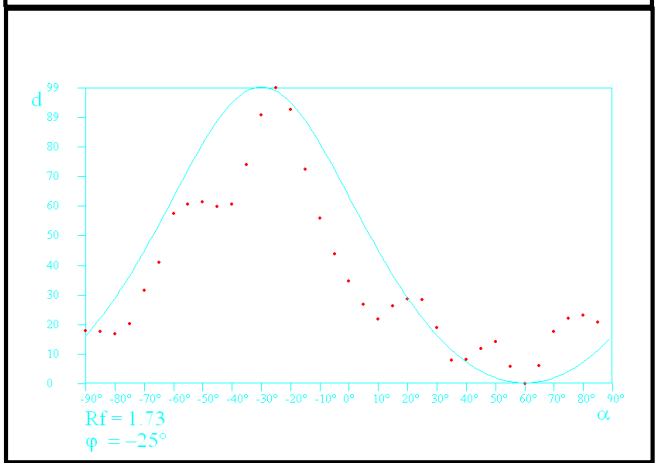
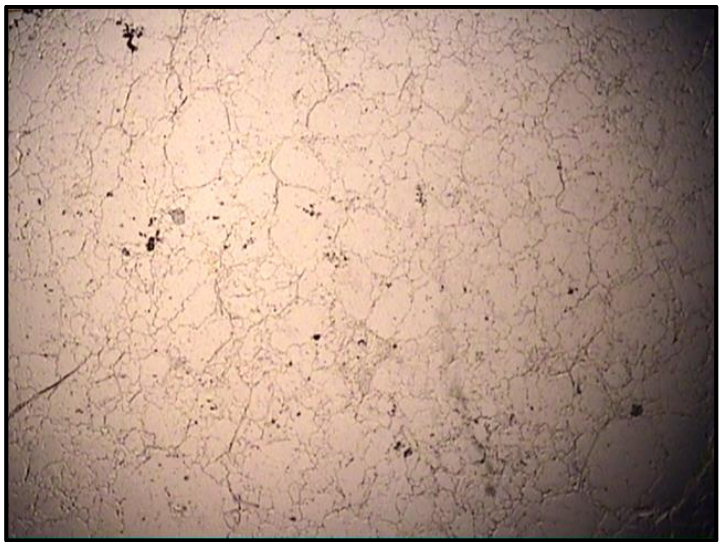
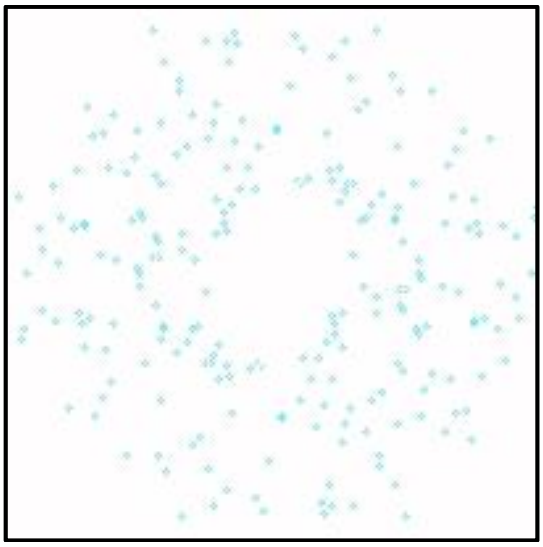
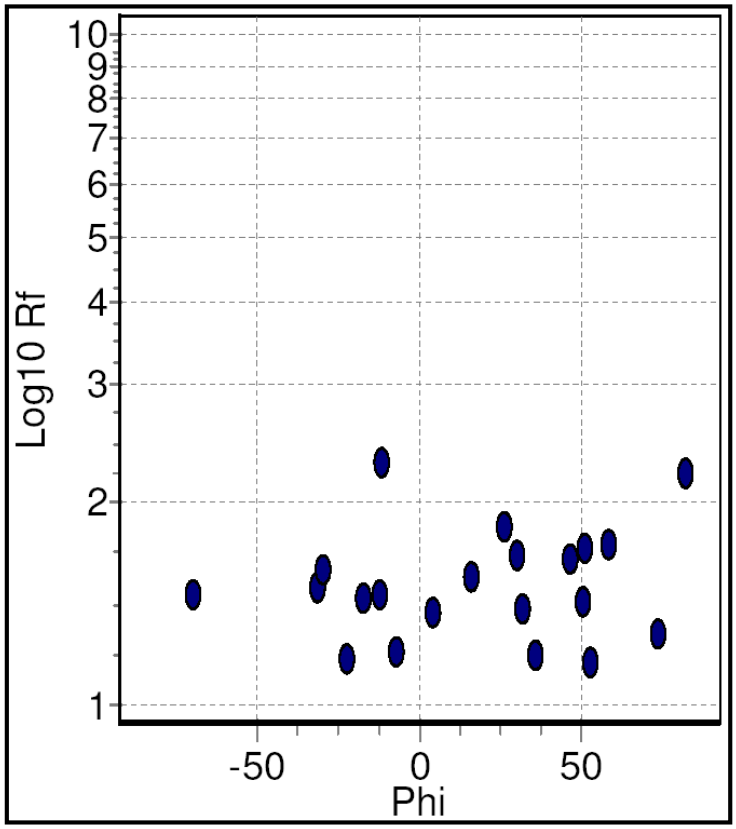
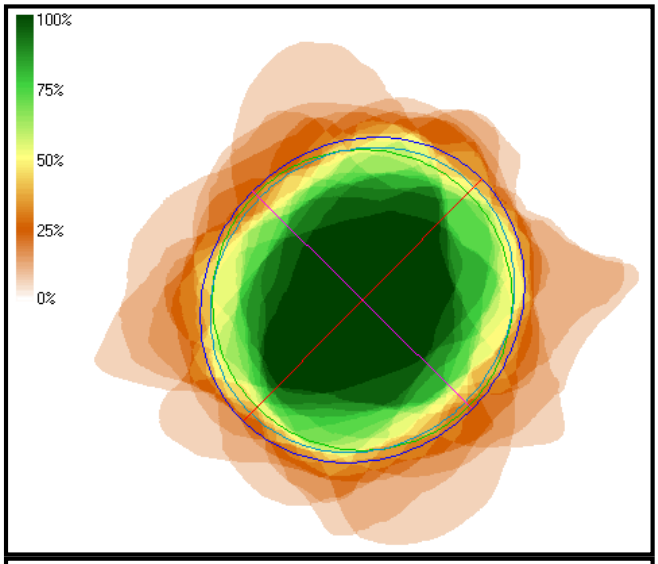


Figura A3.54: Amostra JC-16, em corte paralelo ao **plano XZ**, de quartzito médio a grosso ("Nível A" da Formação São João da Chapada), da região a norte do Córrego da Rapadura (porção nordeste da Quadrícula Guinda). A fotomicrografia foi tirada com lente de aumento de 5x. Comparar com os resultados do corte no plano YZ (Figura A3.55).









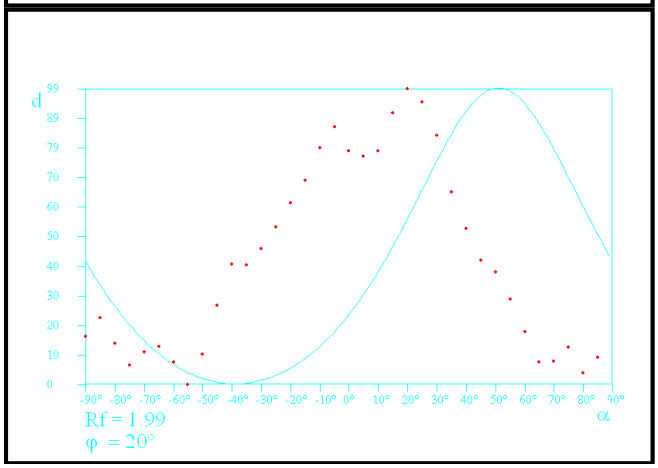
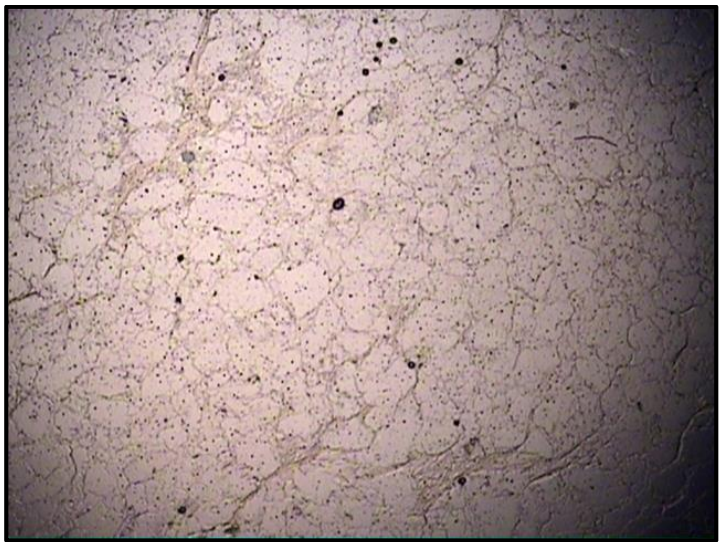
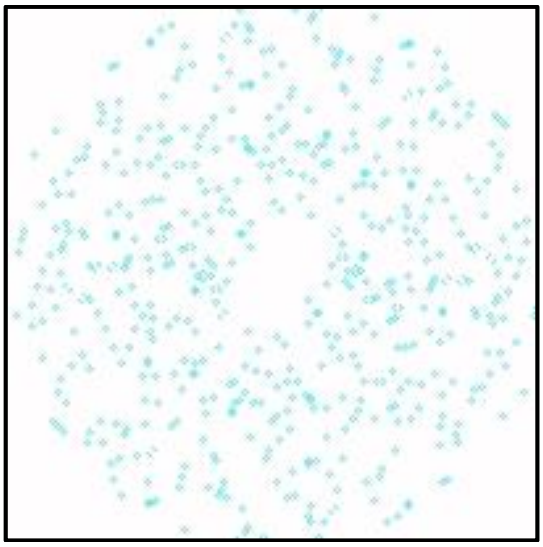
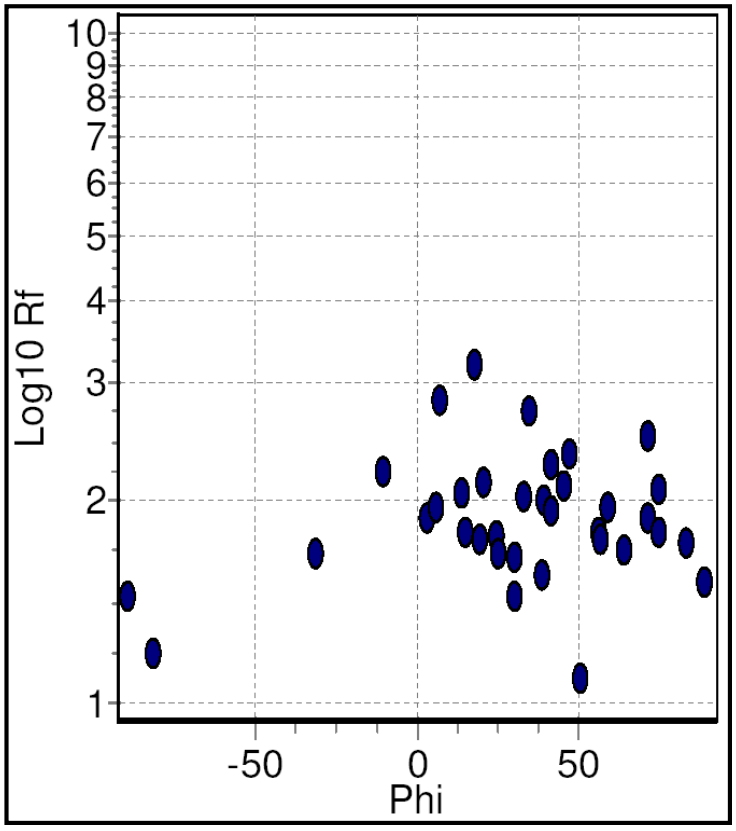
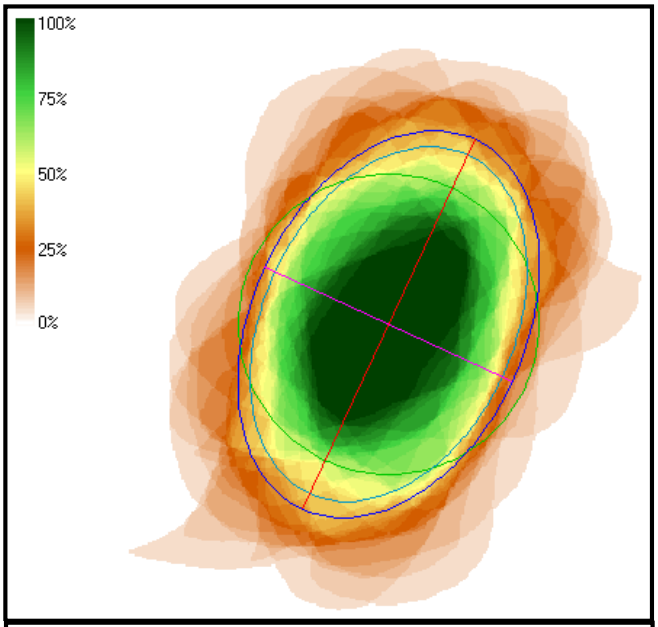


Figura A3.55: Corte paralelo ao **plano YZ** de quartzito médio a grosso, contendo grânulos de quartzo, pouco micáceo, pertencente ao "Nível A" da Formação São João da Chapada, correspondente à amostra JC-16, coletada na região a norte do Córrego Rapadura (porção nordeste da Quadrícula Guinda). A fotomicrografia foi tirada com lente de aumento de 5x. Comparar com os resultados do corte no plano XZ (Figura A3.54).









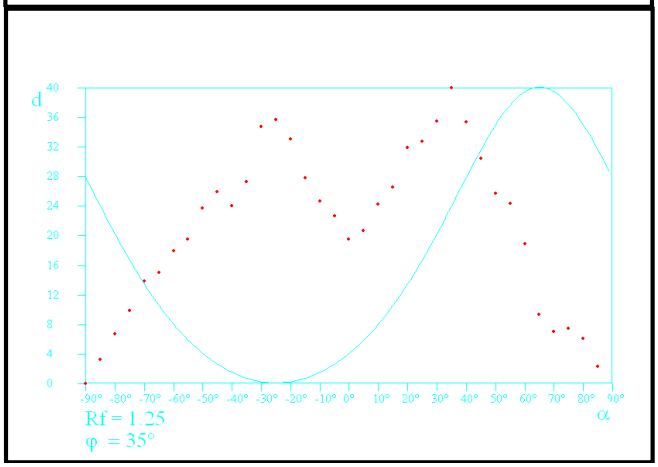
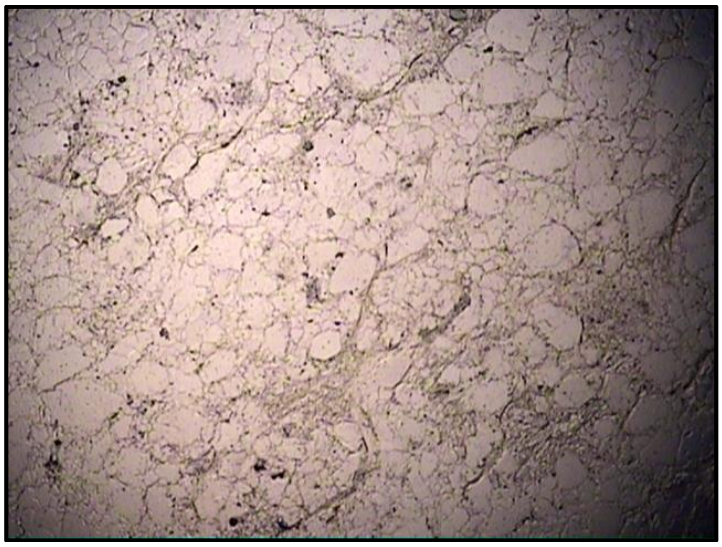
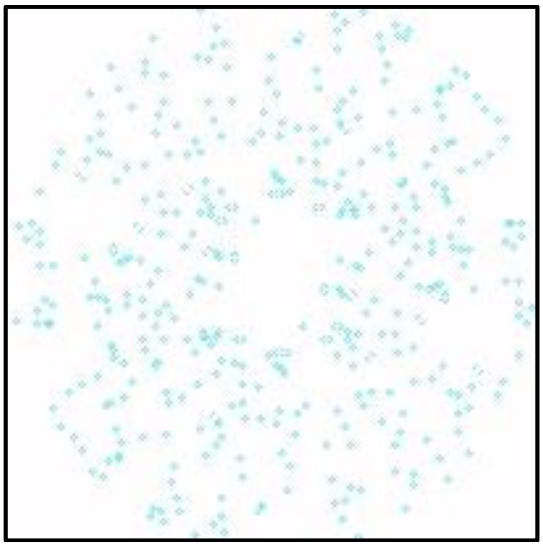
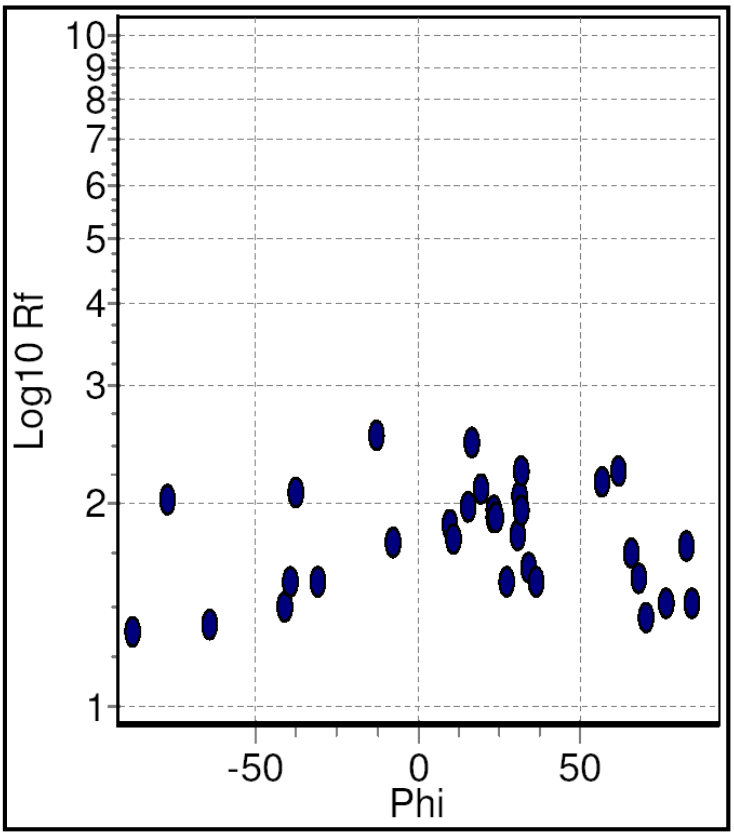


Figura A3.56: Corte paralelo ao **plano XZ** de quartzito médio a grosso, micáceo e eventualmente contendo grânulos (amostra JC-17) pertencente ao "Nível C" da Formação São João da Chapada, região a norte do Córrego Rapadura (porção nordeste da Quadrícula Guinda). A fotomicrografia foi tirada com lente de aumento de 5x. Comparar com os resultados do corte no plano YZ (Figura A3.57).







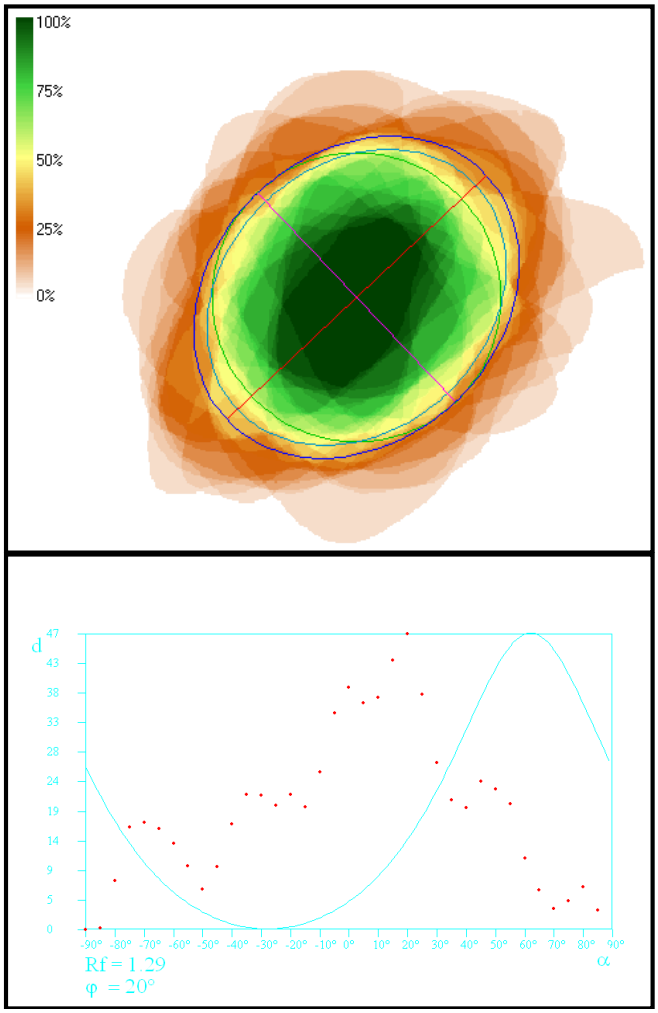
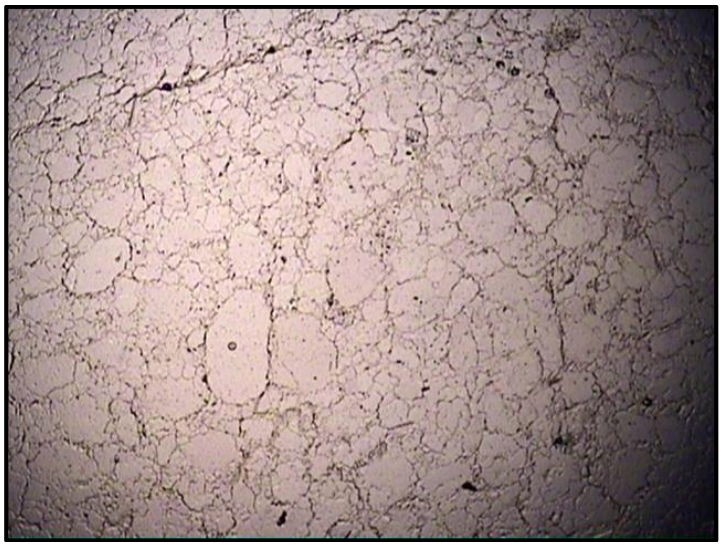
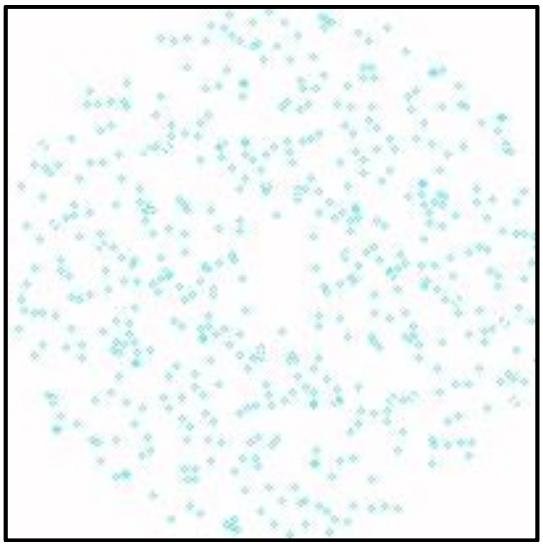
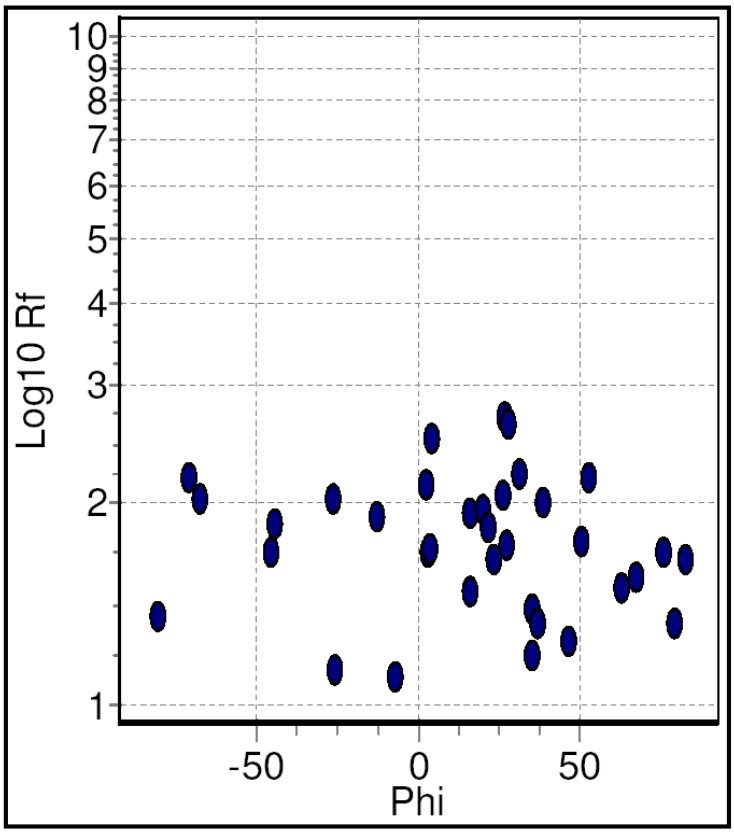
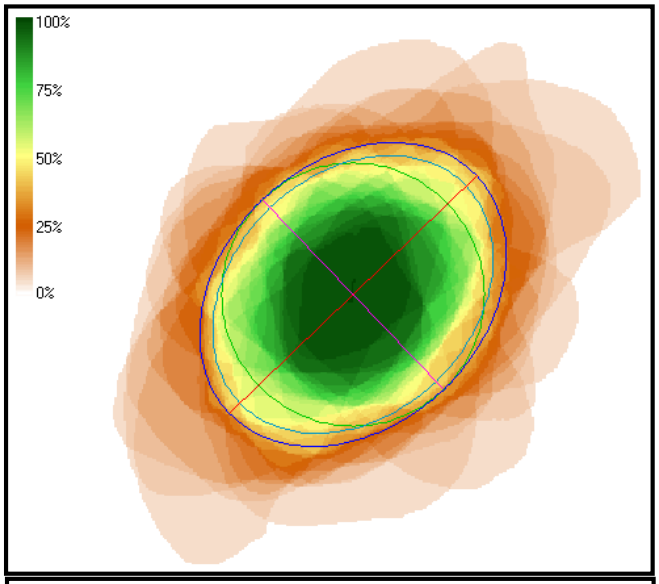


Figura A3.57: Corte paralelo ao **plano YZ** de quartzito médio a grosso, micáceo, eventualmente contendo grânulos (amostra JC-17) do "Nível C" da Formação São João da Chapada, região a norte do Córrego Rapadura (porção nordeste da Quadrícula Guinda). A fotomicrografia foi tirada com lente de aumento de 5x. Comparar com os resultados do corte no plano XZ (Figura A3.56).









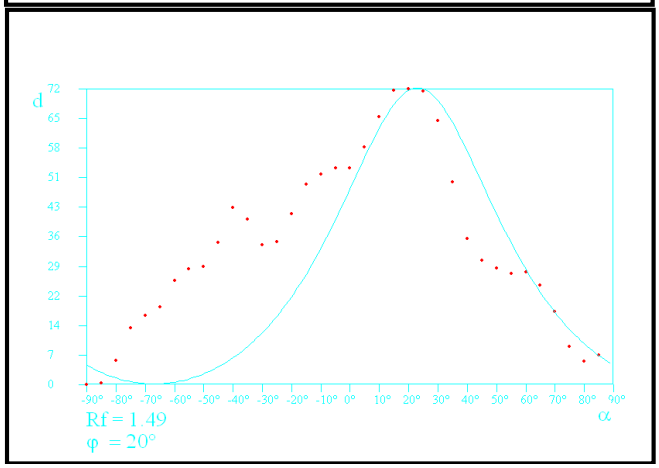
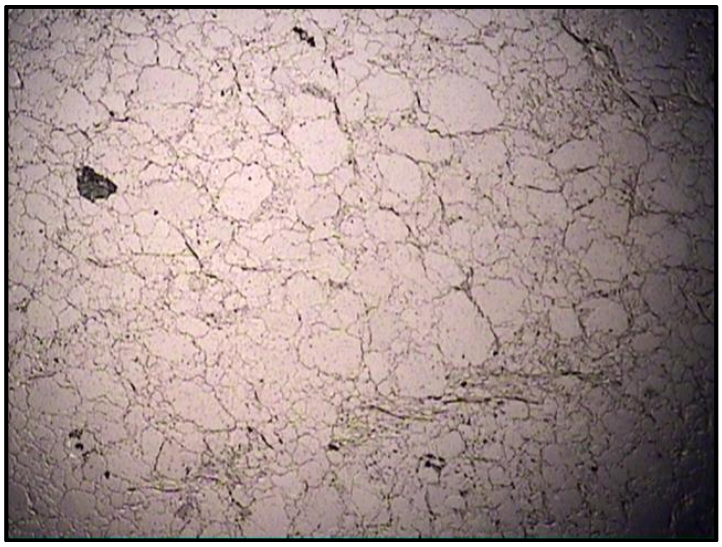
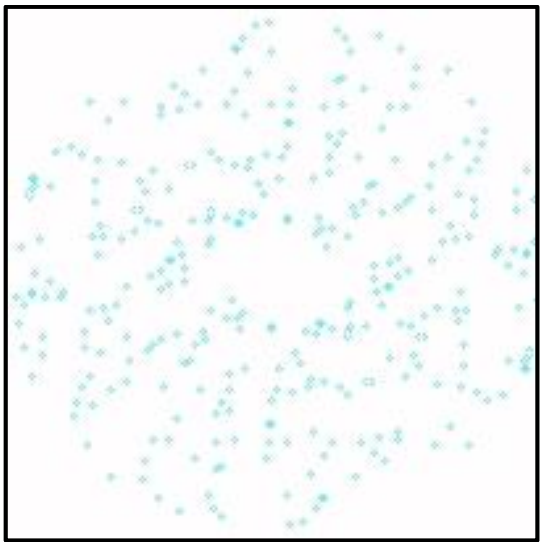
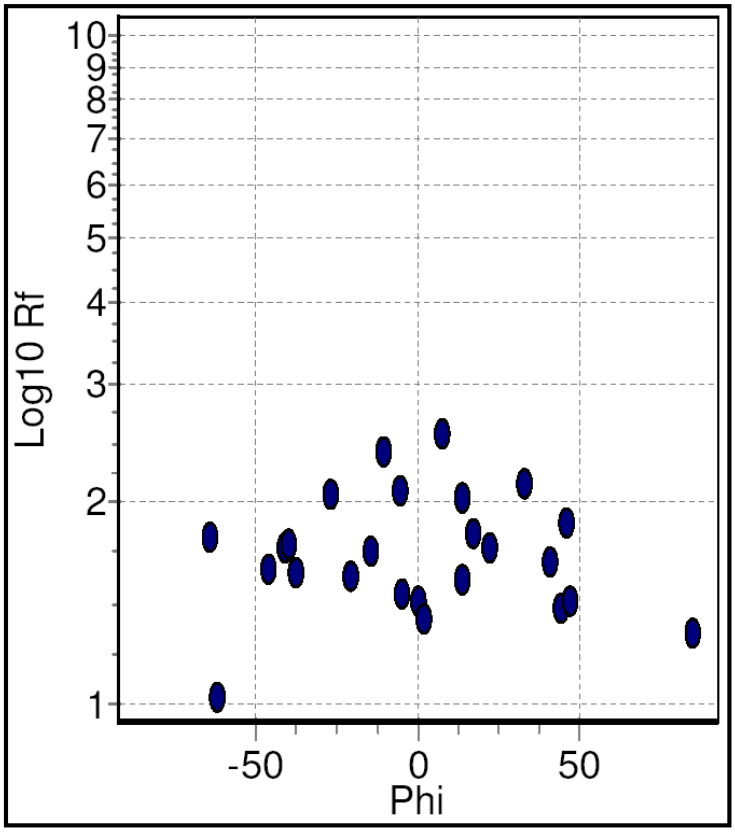
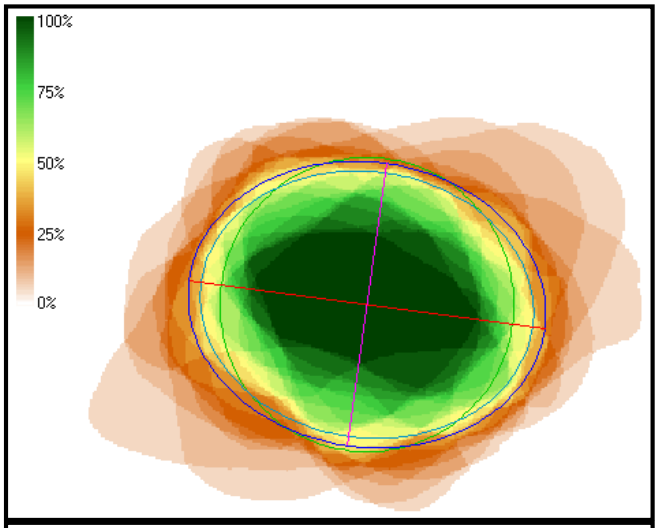


Figura A3.58: Corte paralelo ao **plano XZ** de quartzito branco acinzentado, granulometria fina, micáceo, correspondente a amostra JC-18 proveniente de afloramento do "Nível C" da Formação São João da Chapada, coletado na região a norte do Córrego Rapadura (porção nordeste da Quadrícula Guinda). A fotomicrografia foi tirada com lente de aumento de 5x. Comparar com os resultados do corte no plano YZ (Figura A3.59).









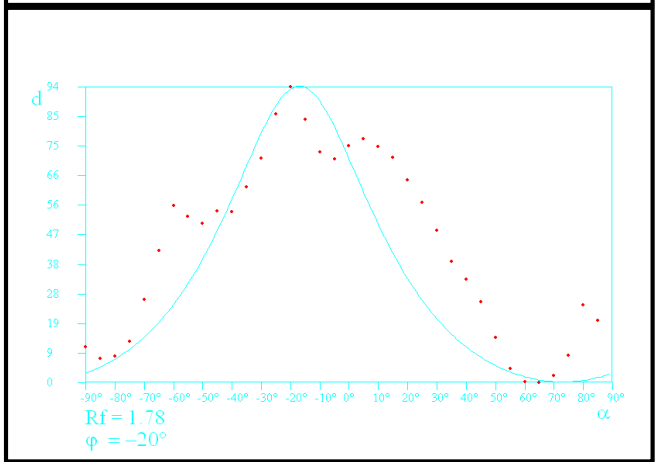
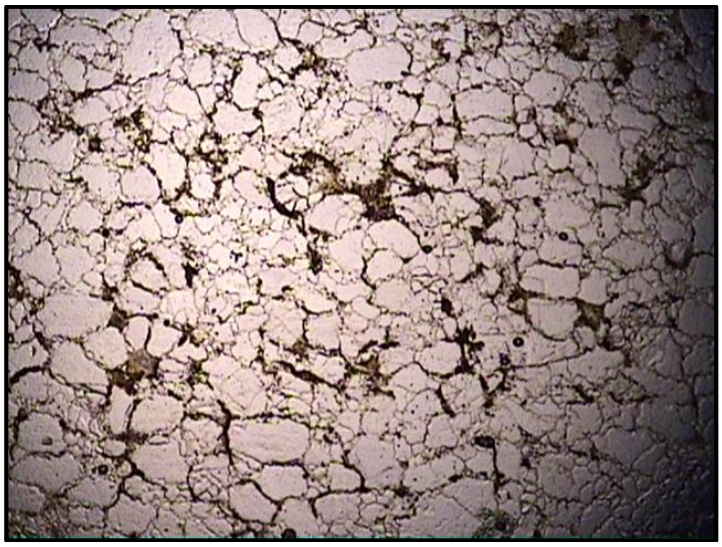
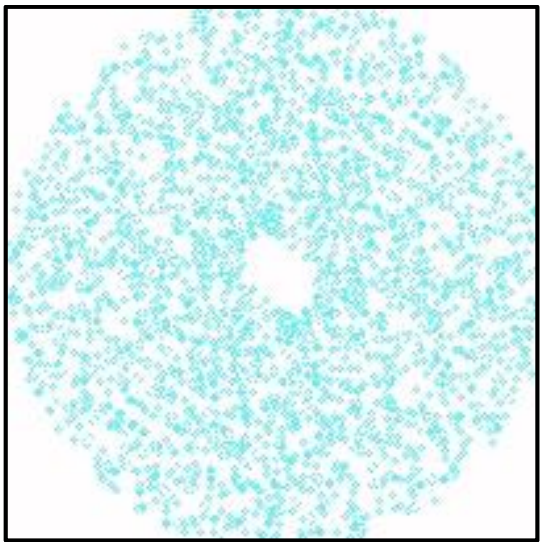
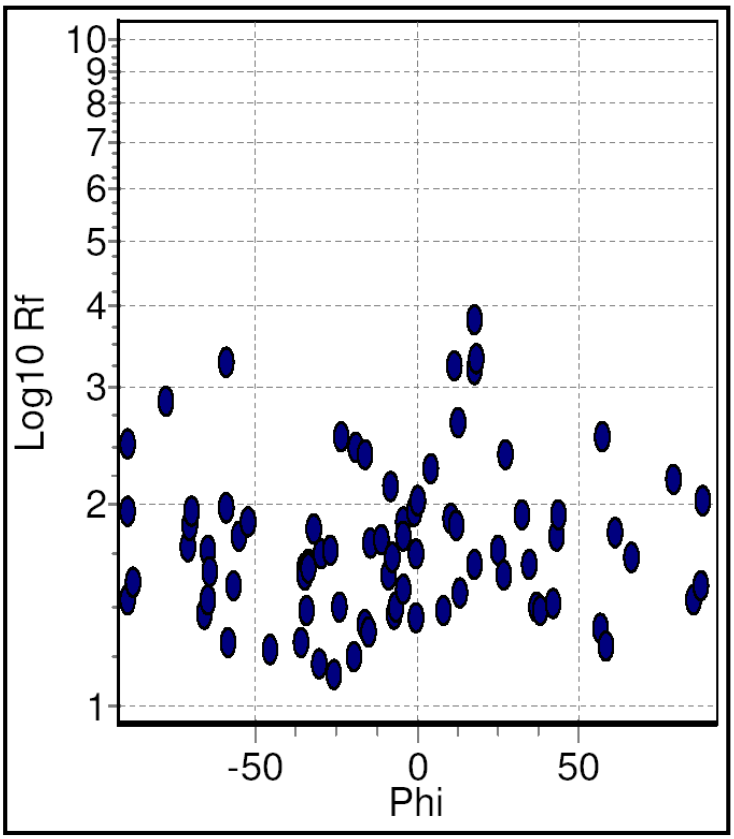
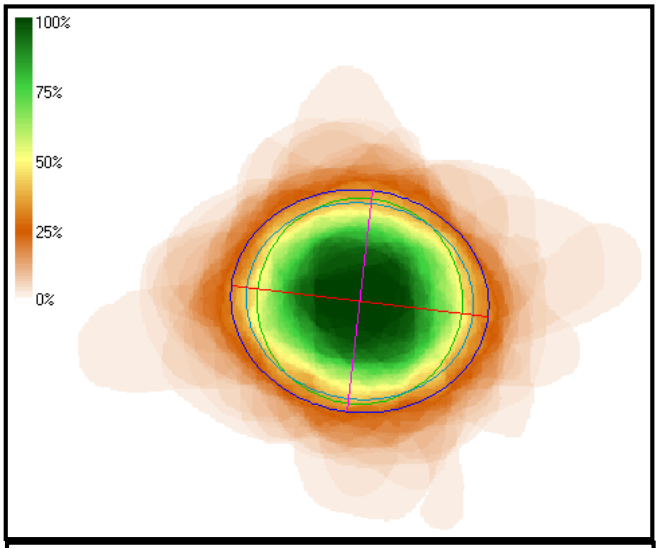


Figura A3.59: Quartzito com granulometria fina, branco acinzentado, micáceo, em corte paralelo ao **plano YZ**, correspondente a amostra JC-18, de afloramento do "Nível C" da Formação São João da Chapada, coletado na região a norte do Córrego Rapadura (porção nordeste da Quadrícula Guinda). A fotomicrografia foi tirada com lente de aumento de 5x. Comparar com os resultados do corte no plano XZ (Figura A3.58).









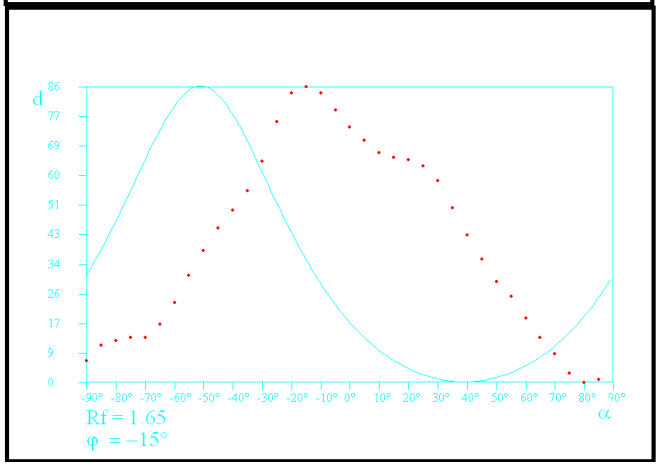
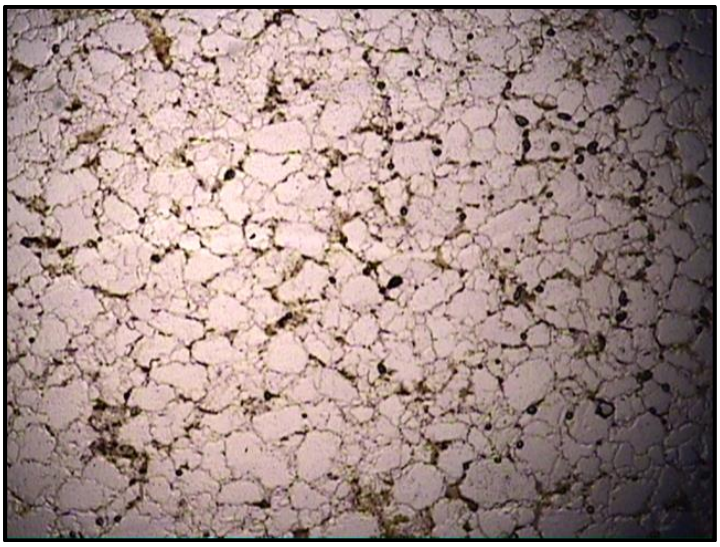
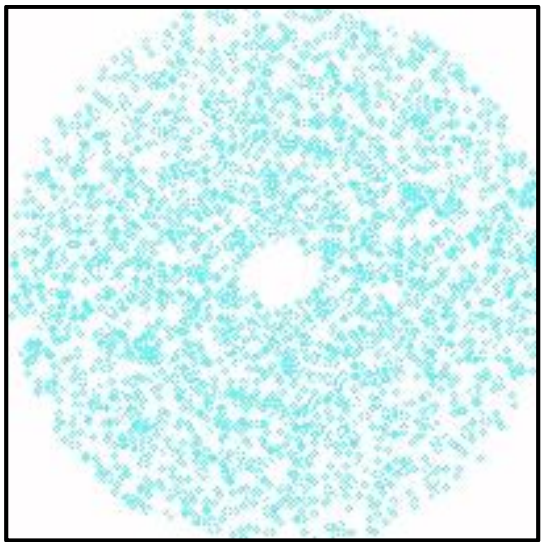
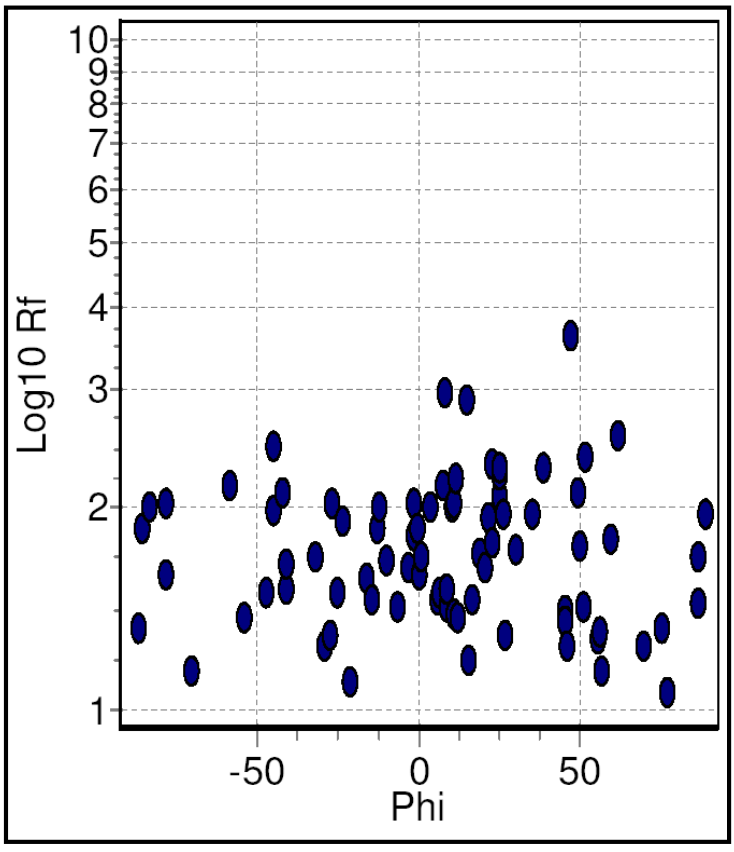
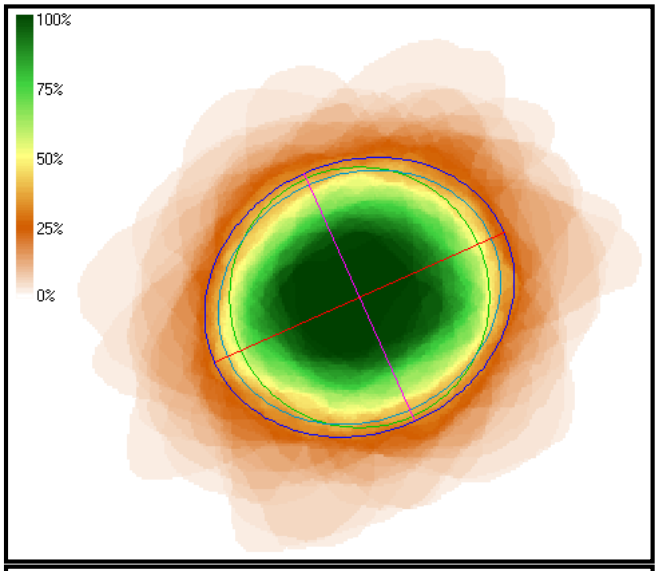


Figura A3.60: Quartzito branco acinzentado, granulometria média a grossa e pouco micáceo pertencente ao "Nível C" da Formação São João da Chapada da região do Córrego Canudinhos (porção nordeste da Quadrícula Guinda). A seção analisada trata-se de um corte paralelo ao **plano XZ** da amostra JC-42, sendo interessante a comparação de seus resultados com aqueles mostrados na Figura A3.61.









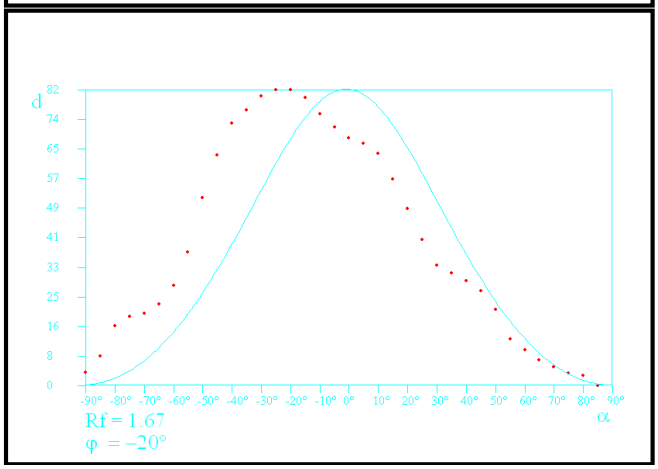
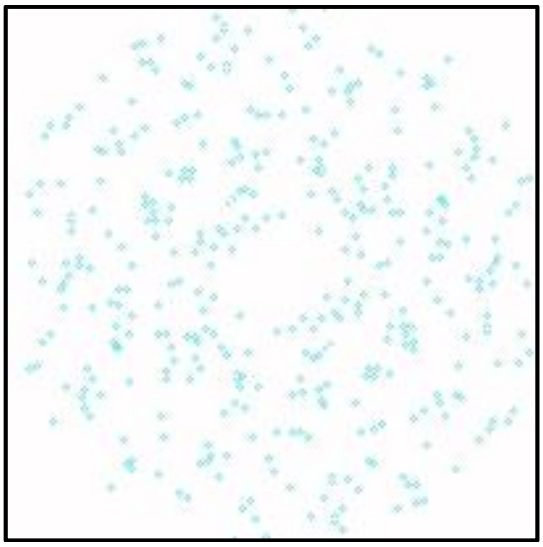
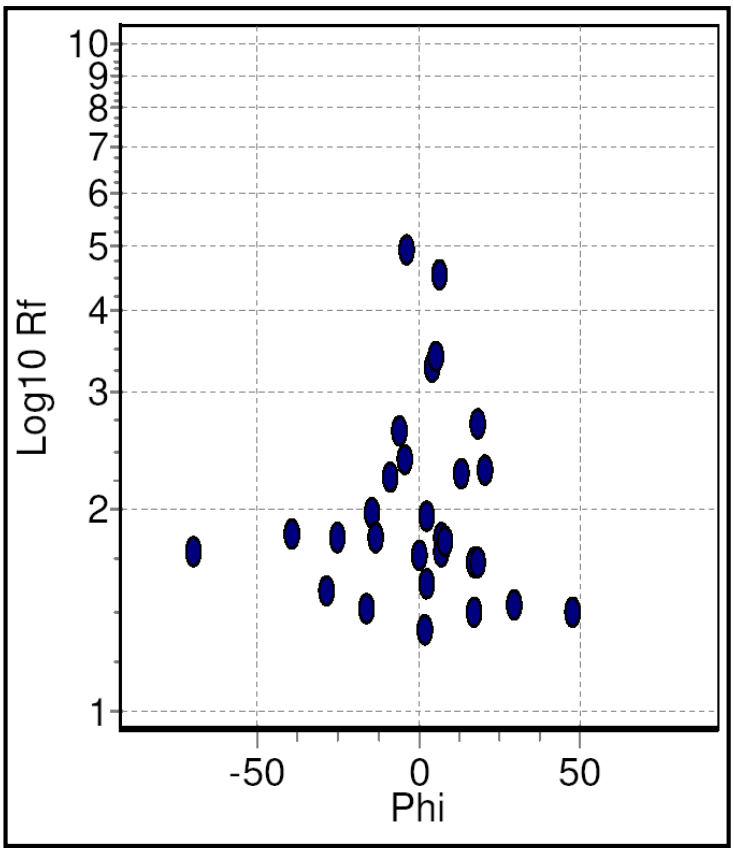
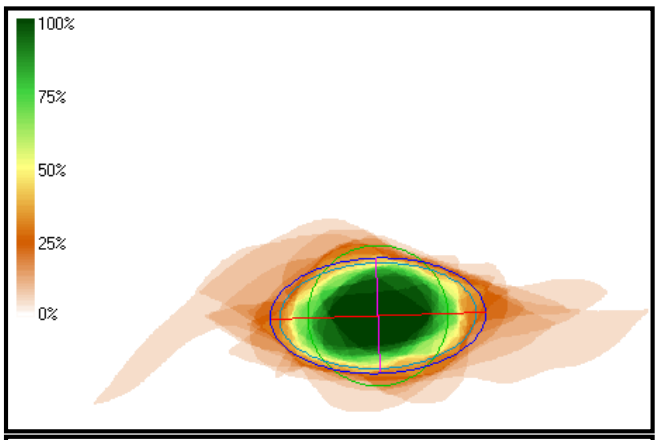


Figura A3.61: Quartzito branco acinzentado, granulometria média a grossa e pouco micáceo pertencente ao "Nível C" da Formação São João da Chapada, da região do Córrego Canudinhos (porção nordeste da Quadrícula Guinda). A seção analisada trata-se de um corte paralelo ao **plano YZ** da amostra JC-42, sendo interessante a comparação de seus resultados com aqueles mostrados na Figura A3.60.







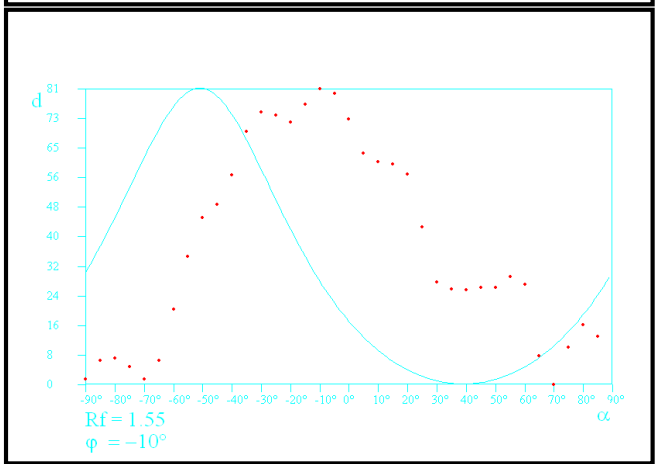
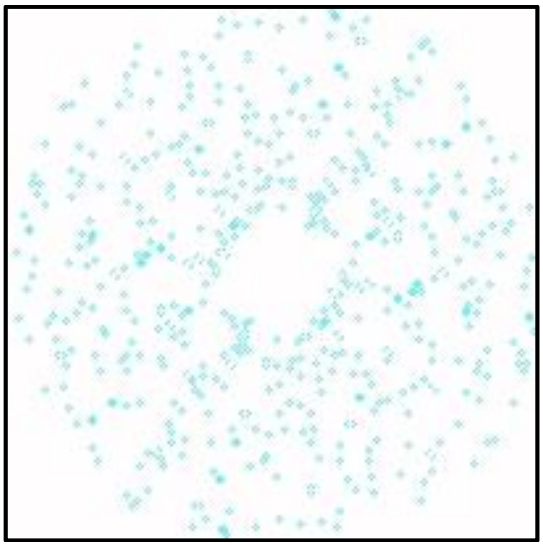
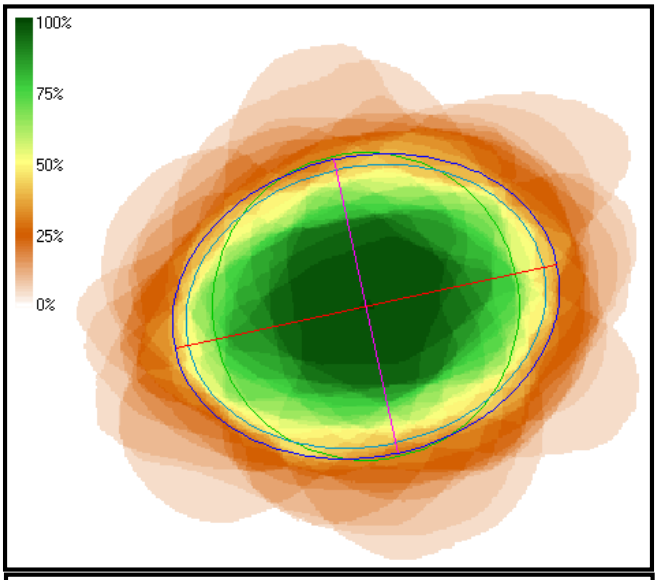
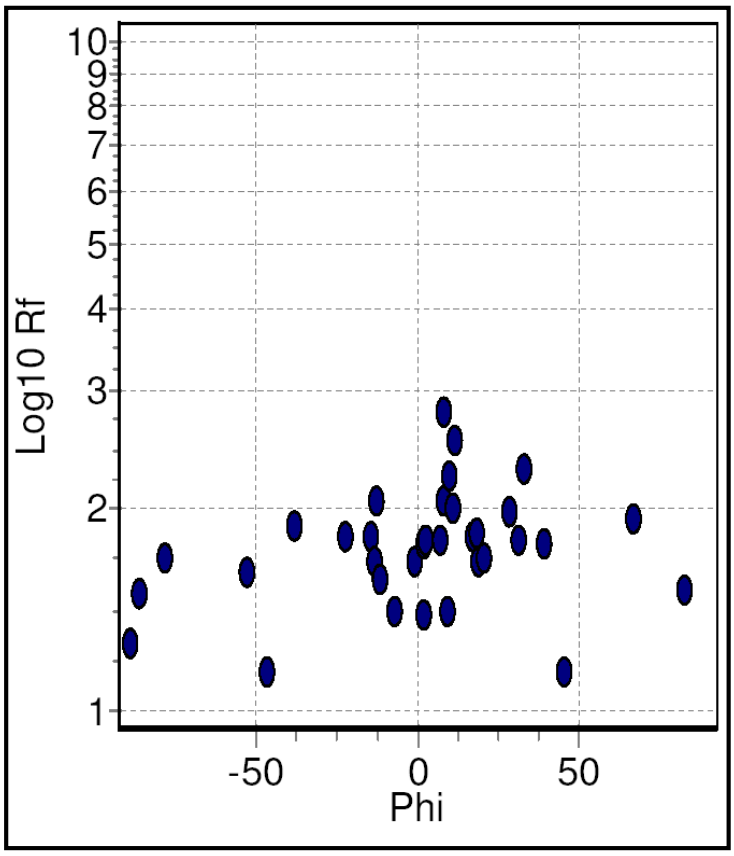


Figura A3.62: Corte paralelo ao **plano XZ** de quartzito branco acinzentado, médio a grosso e pouco micáceo (amostra JC-43), pertencente ao "Nível C" Formação São João da Chapada, da região do Córrego Canudinhos (porção nordeste da Quadricula Guinda).







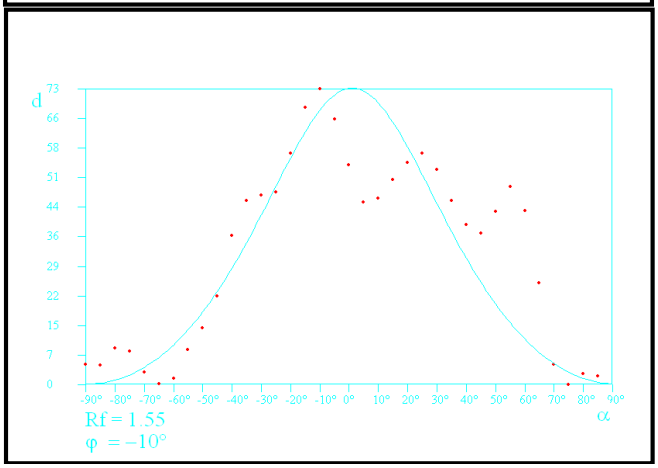
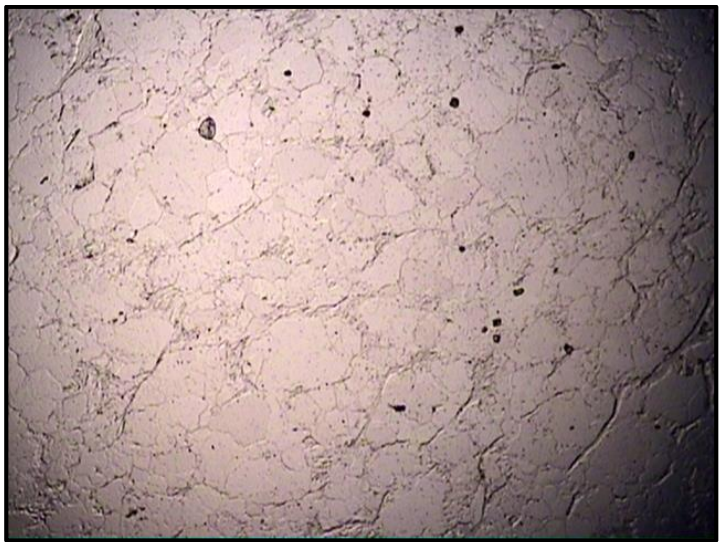
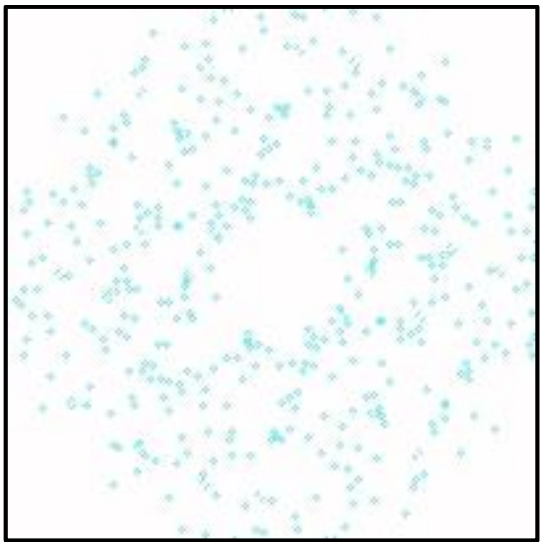
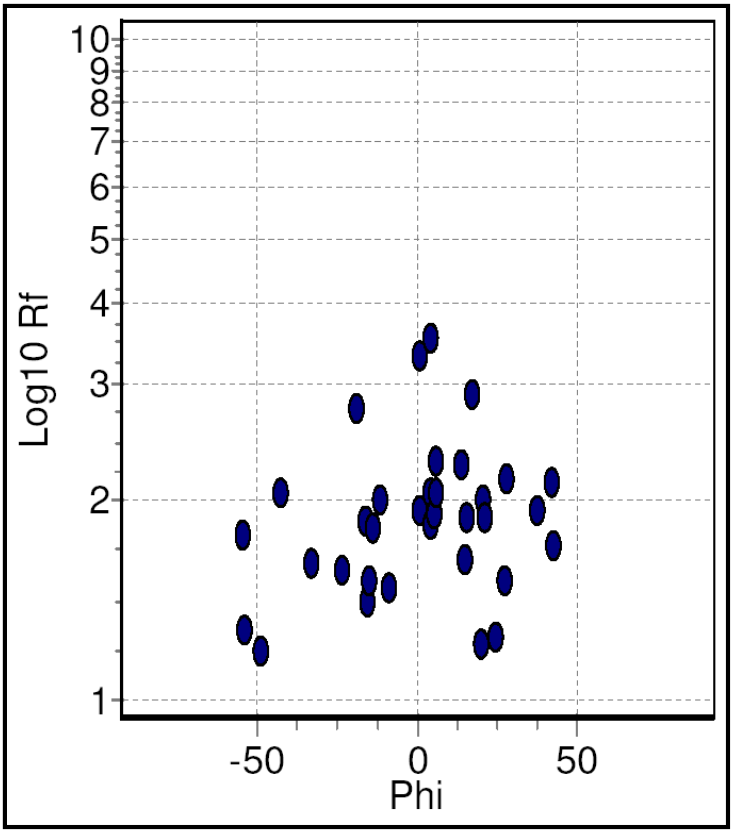
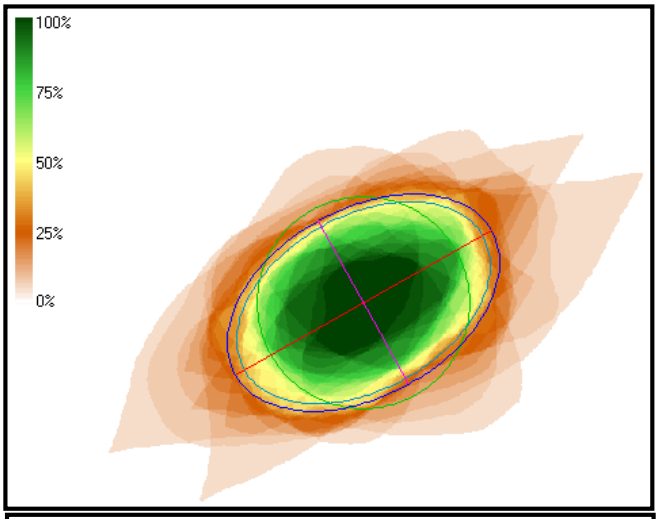


Figura A3.63: Amostra JC-43 em corte paralelo ao **plano YZ**, coleta na porção nordeste da Quadrícula Guinda, região do Córrego Canudinhos. Trata-se de quartzito branco acinzentado, médio a grosso e pouco micáceo, pertencente ao "Nível C" Formação São João da Chapada. Comparar com a Figura A3.62, que representa corte paralelo a XZ.









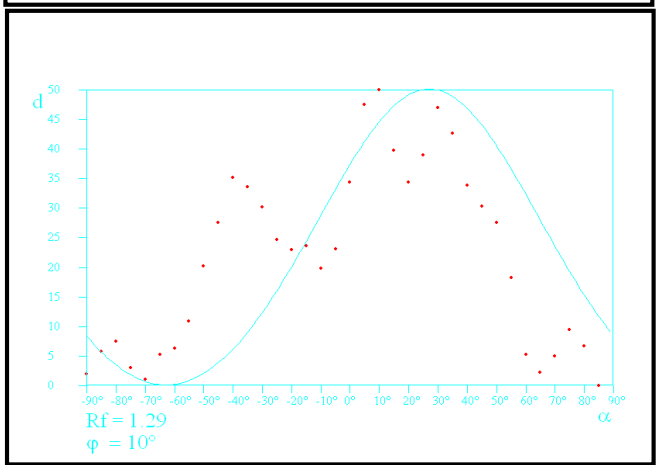
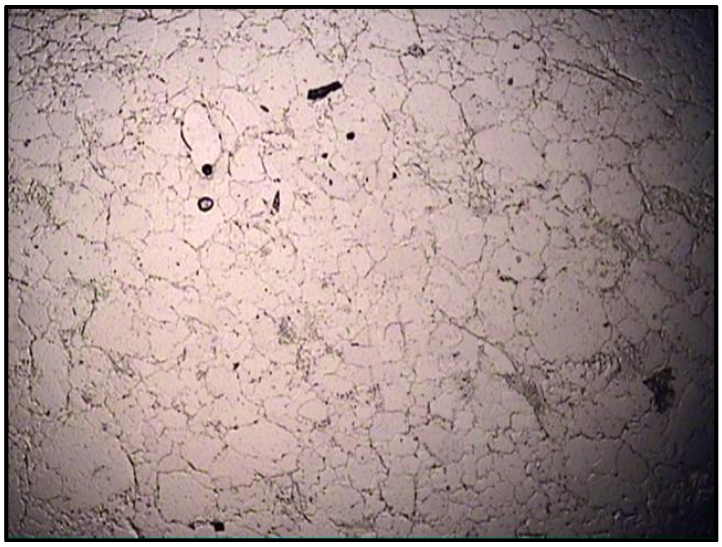
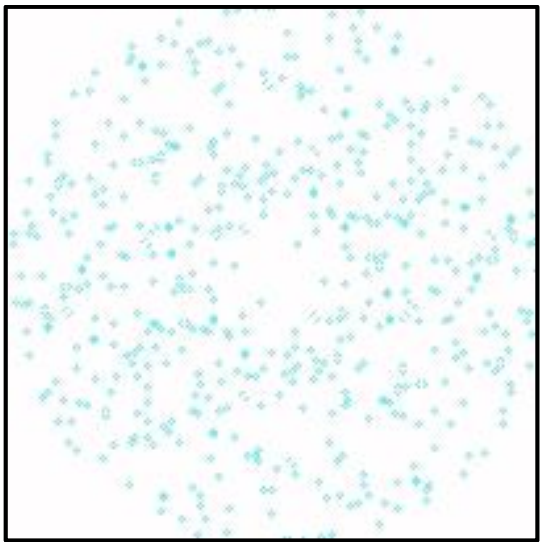
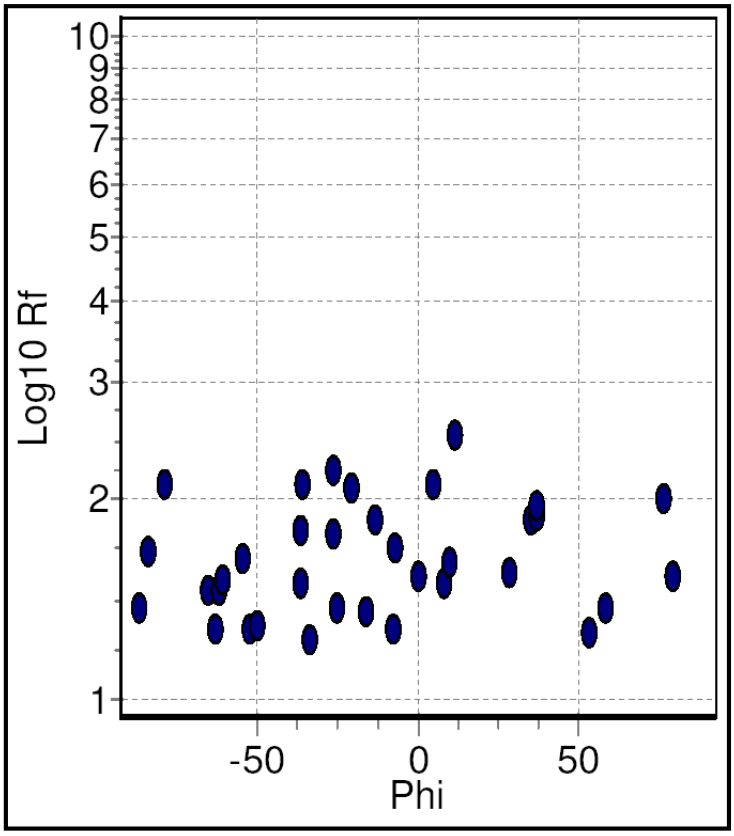
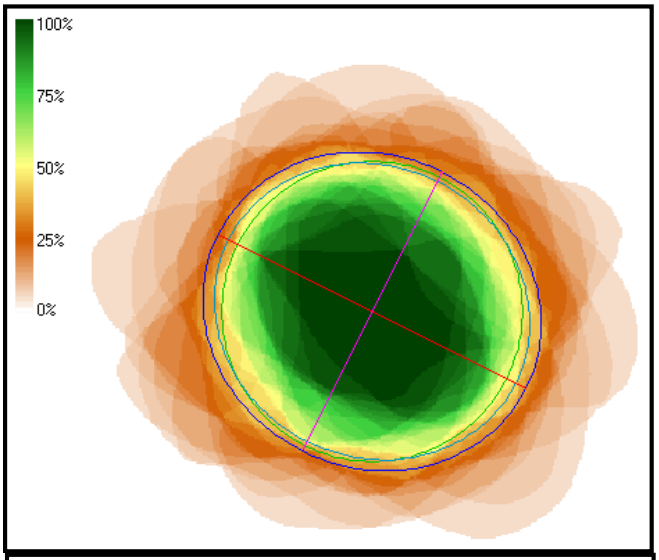


Figura A3.64: Corte paralelo ao **plano XZ** de quartzito amarelado, ferruginoso e micáceo pertencente à Formação Sopa-Brumadinho (amostra JC-35), coletada a norte de Diamantina na região do "Caminho dos Escravos". Comparar com os resultados obtidos no plano YZ (Figura A3.65).









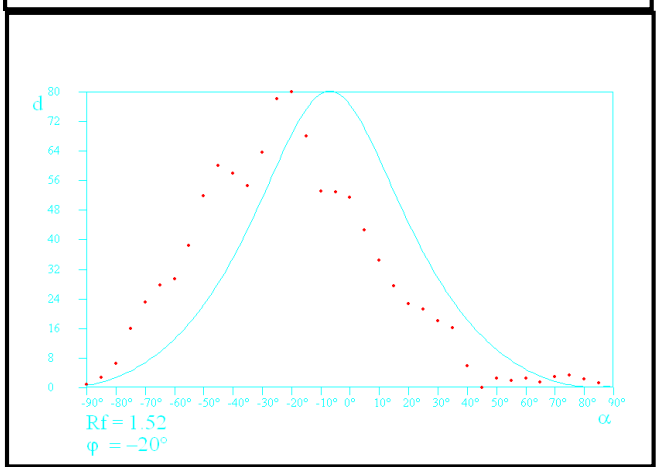
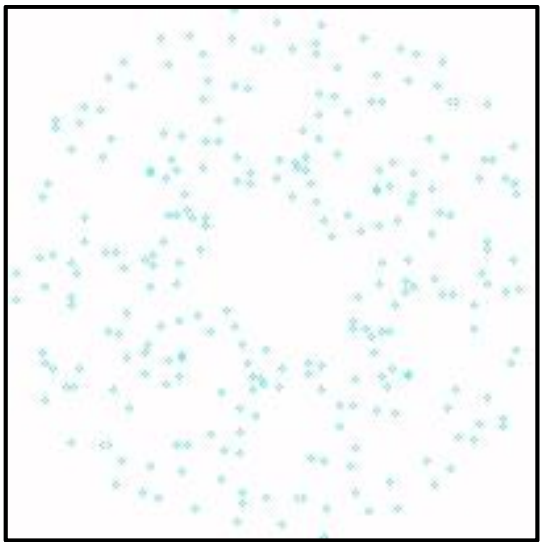
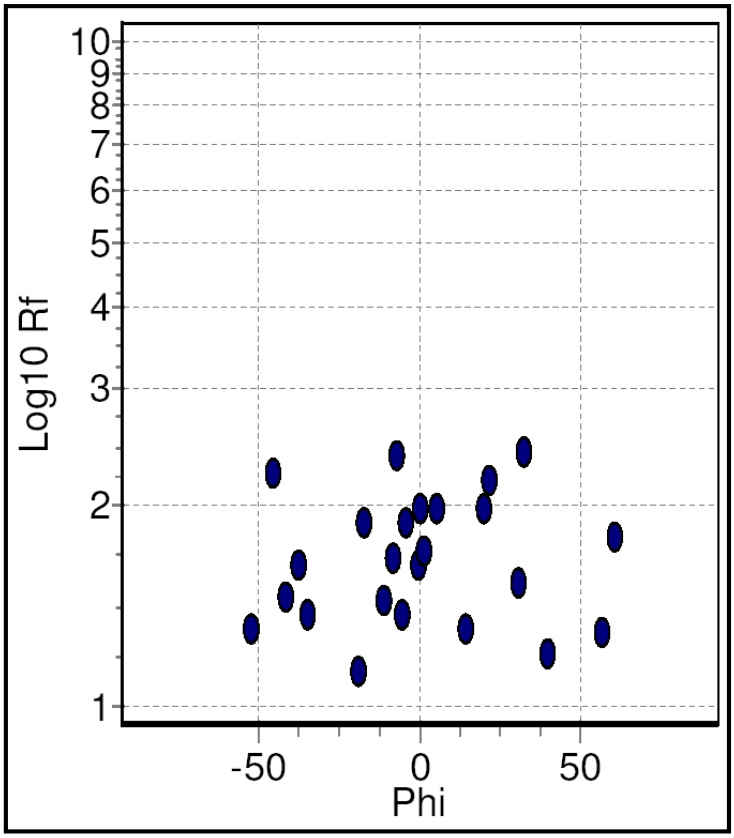
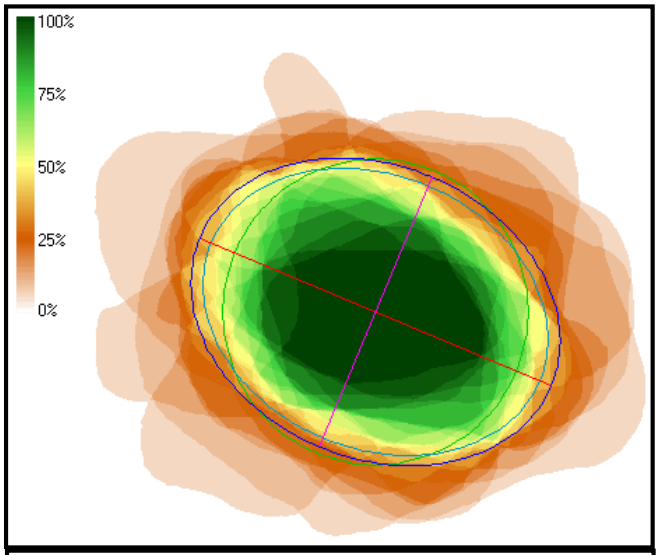


Figura A3.65: Quartzito amarelado, ferruginoso e micáceo associado ao Membro Caldeirões da Formação Sopa-Brumadinho (amostra JC-35) em corte paralelo ao **plano YZ**, coletada a norte de Diamantina na região do "Caminho dos Escravos". Comparar com os resultados obtidos no plano XZ (Figura A3.64).







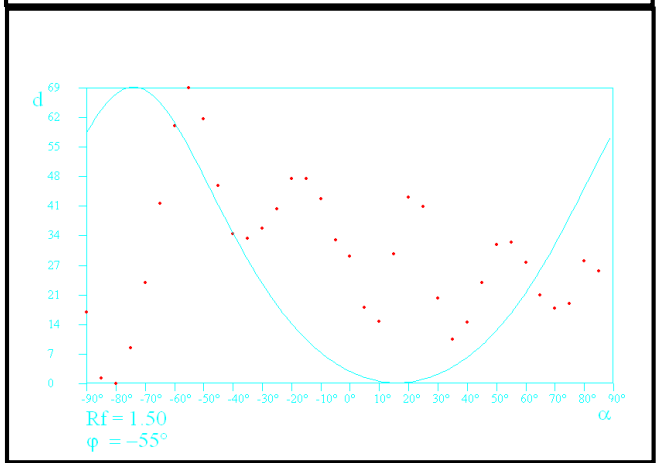
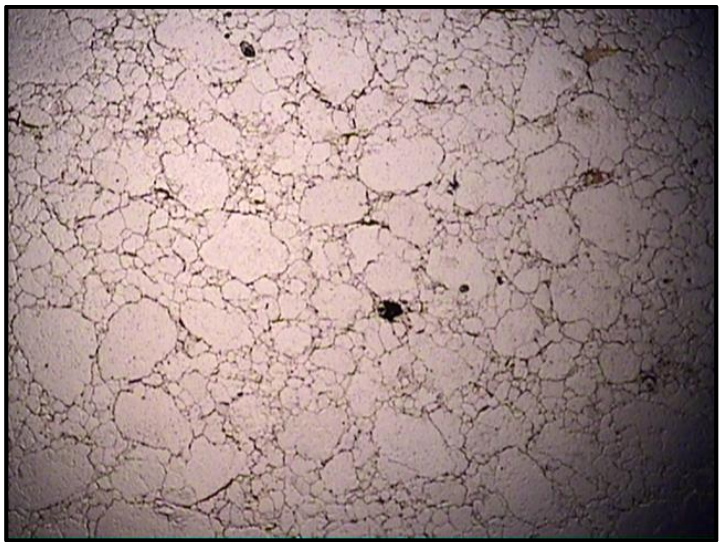
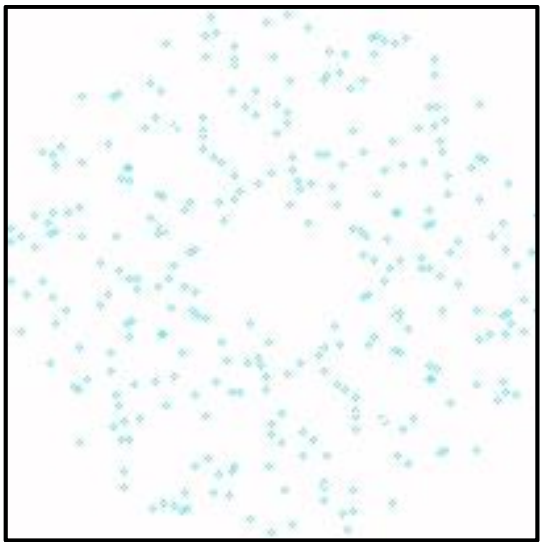
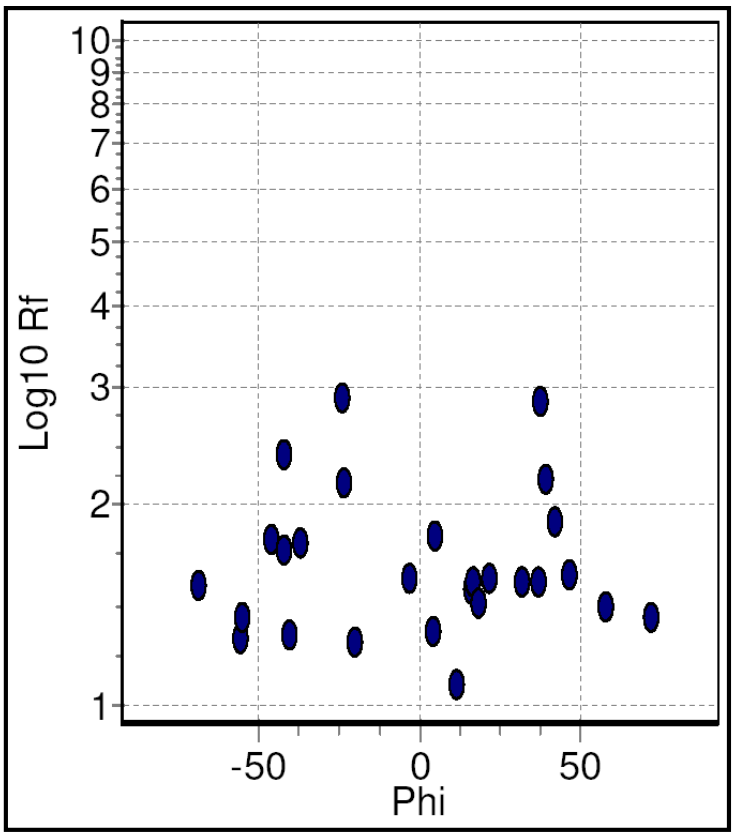
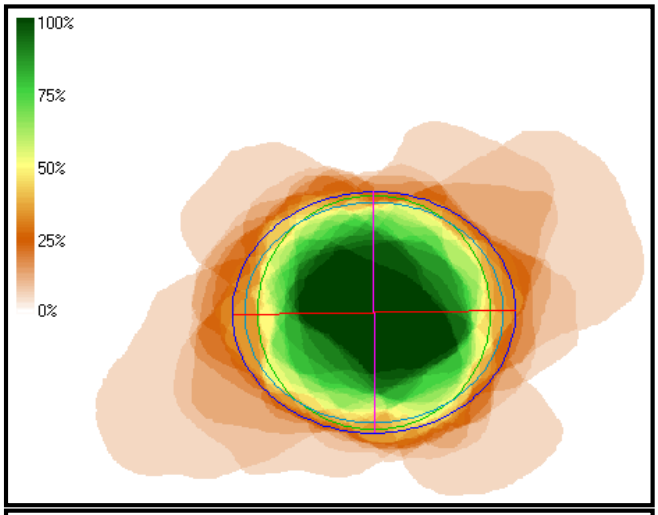


Figura A3.66: Quartzito ferruginoso de granulometria média da Formação Sopa-Brumadinho da região do "Caminho dos Escravos" (norte de Diamantina). A seção é paralela ao **plano XZ** na amostra JC-38, com valores similares da deformação entre matriz e grãos.









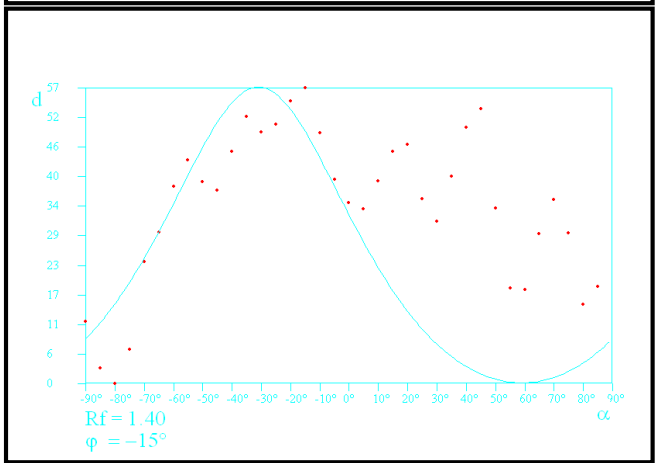
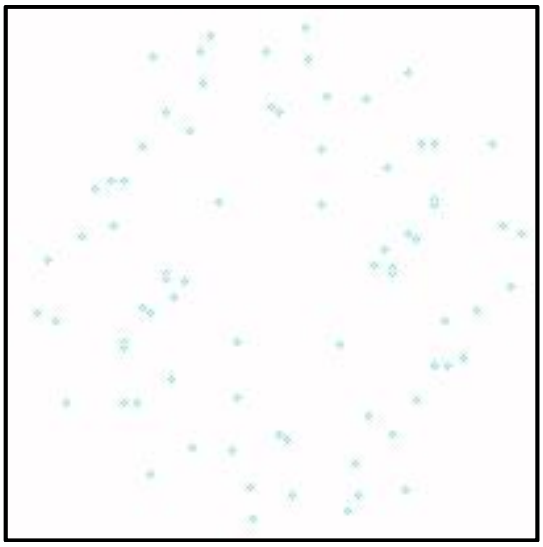
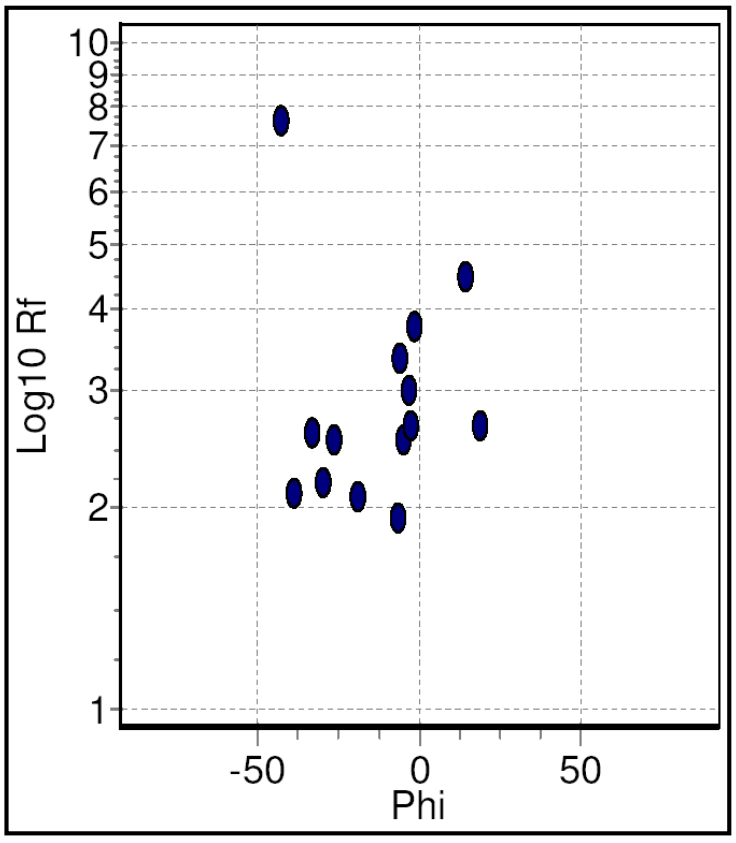
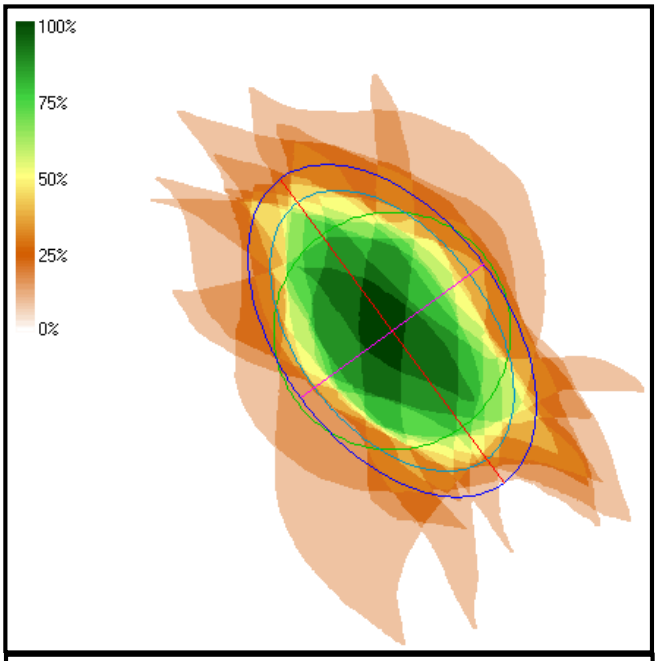


Figura A3.67: Corte paralelo ao **plano YZ** de amostra (JC-38) de quartzito ferruginoso, granulometria média, amostrado em afloramento do Membro Caldeirões da Formação Sopa-Brumadinho na região do "Caminho dos Escravos".







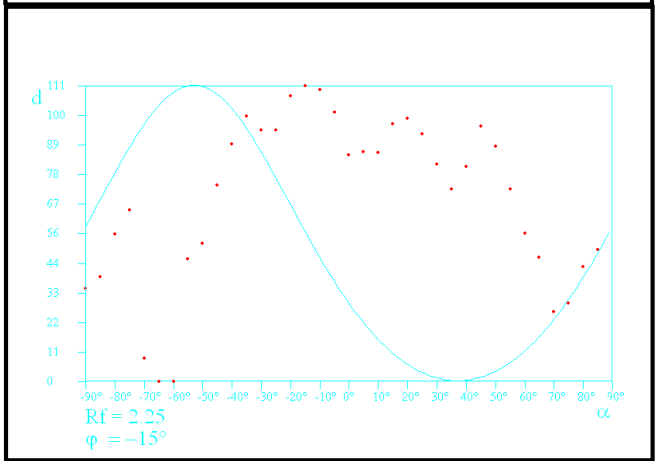
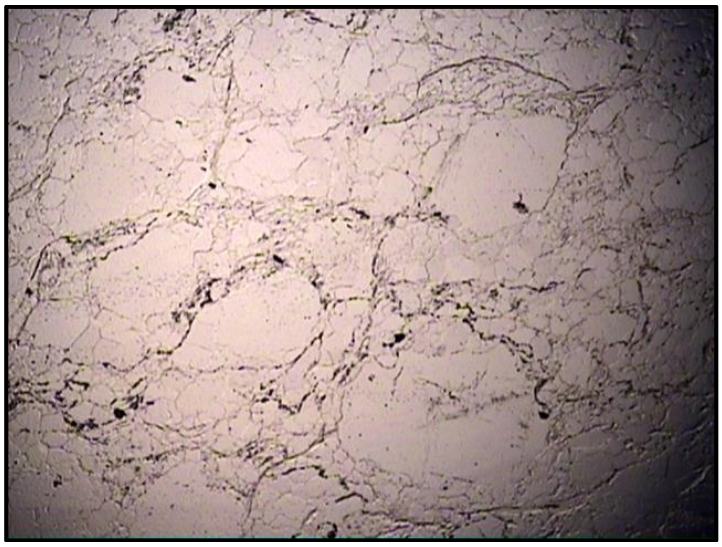
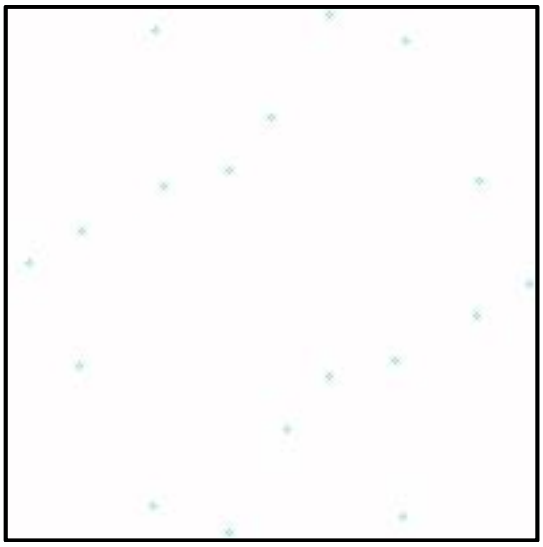
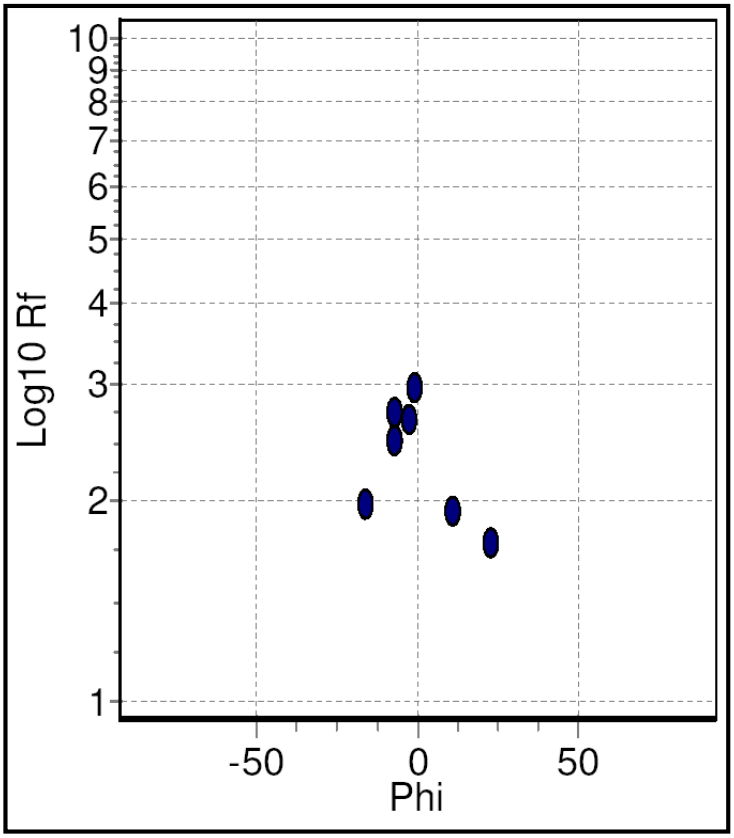


Figura A3.68: Resultados obtidos a partir da análise quantitativa da deformação em corte paralelo ao **plano XZ** da amostra JC-40, correspondente a quartzito ferruginoso de granulometria média da Formação Sopa-Brumadinho, ao norte de Diamantina. Comparar com os diagramas apresentados na Figura A3.69, correspondentes ao plano YZ.







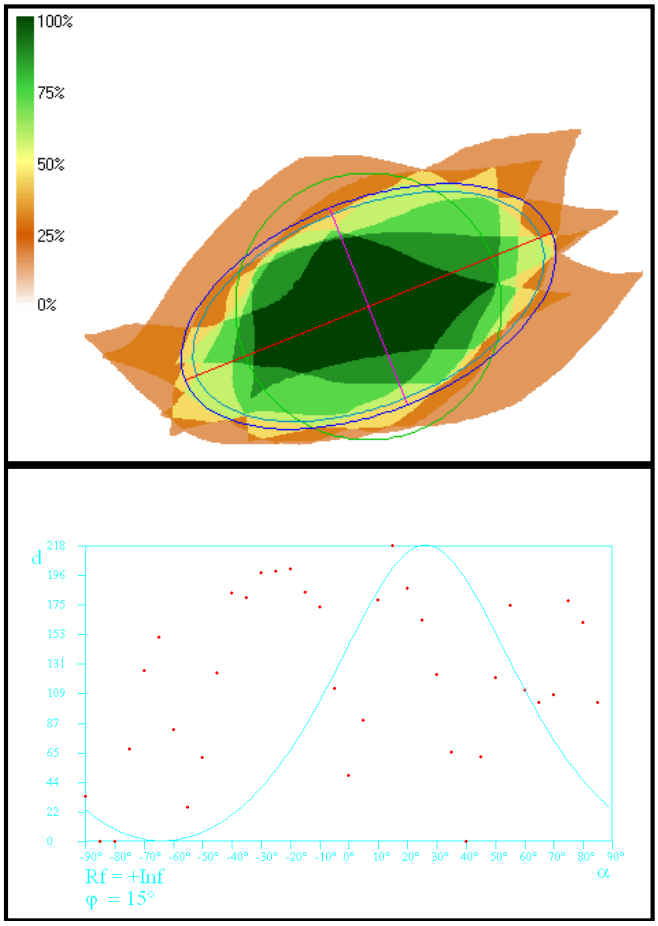
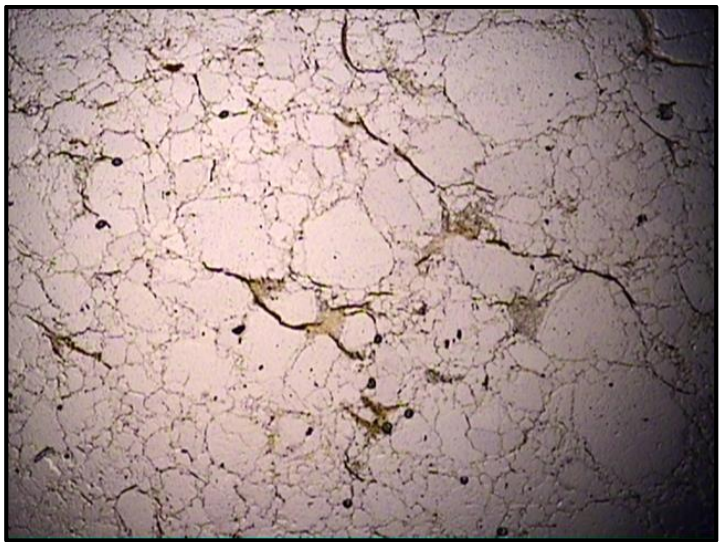
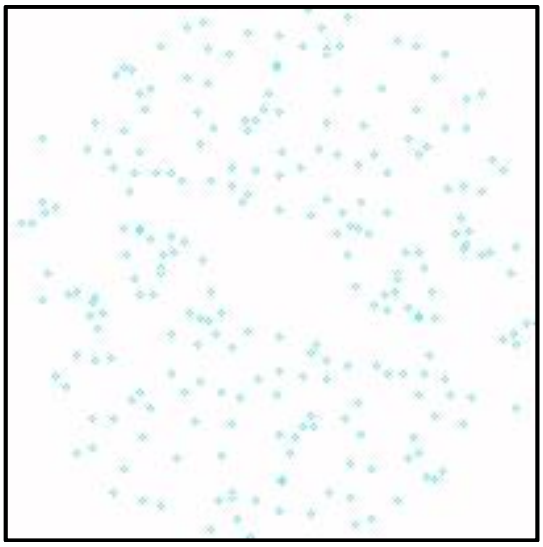
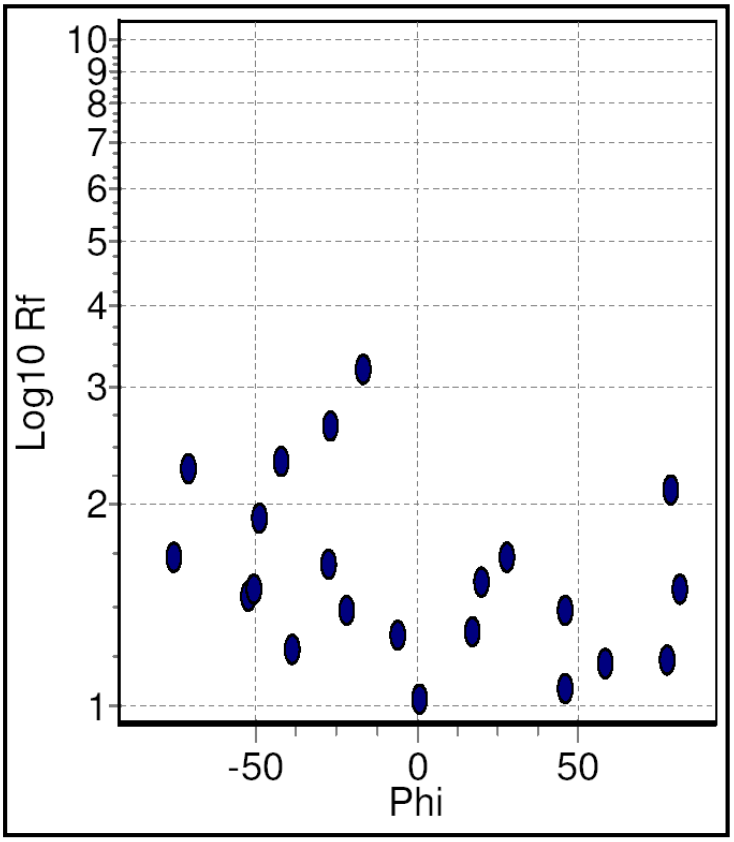
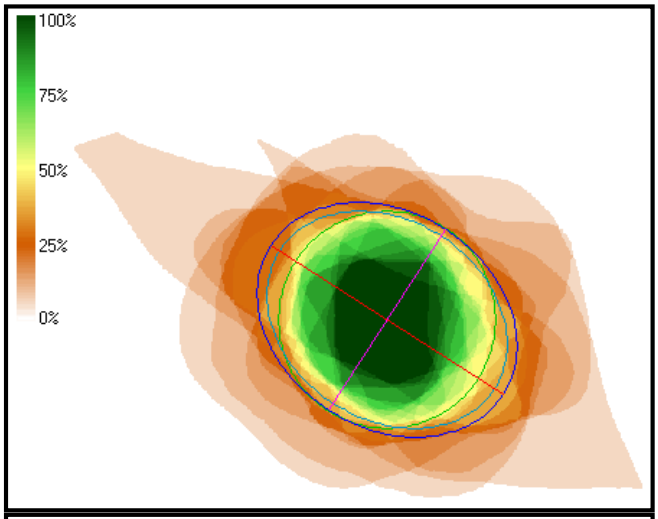


Figura A3.69: Resultados obtidos a partir da análise quantitativa da deformação em corte paralelo ao **plano YZ** da amostra JC-40, correspondente a quartzito ferruginoso de granulometria média da Formação Sopa-Brumadinho, ao norte de Diamantina. Comparar com os diagramas apresentados na Figura A3.68, correspondentes ao plano XZ.









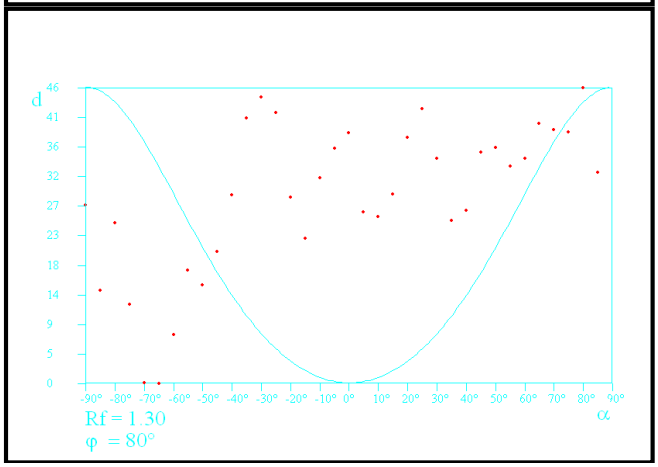
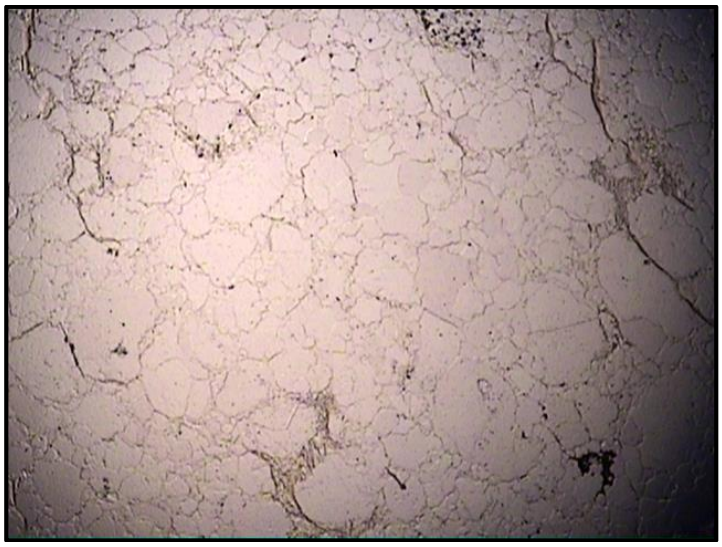
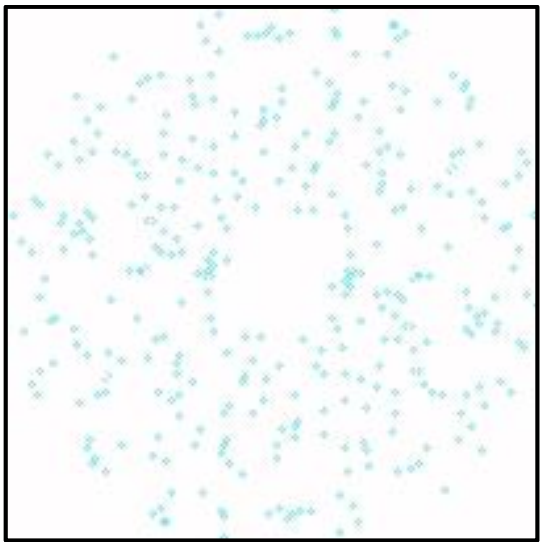
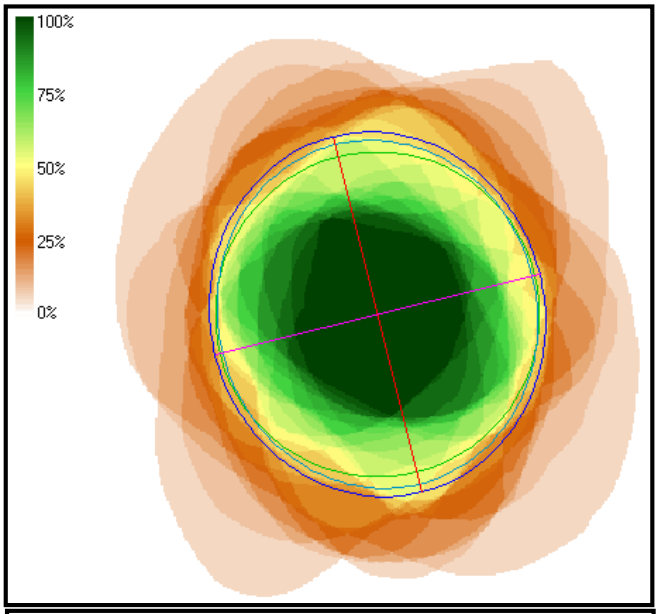
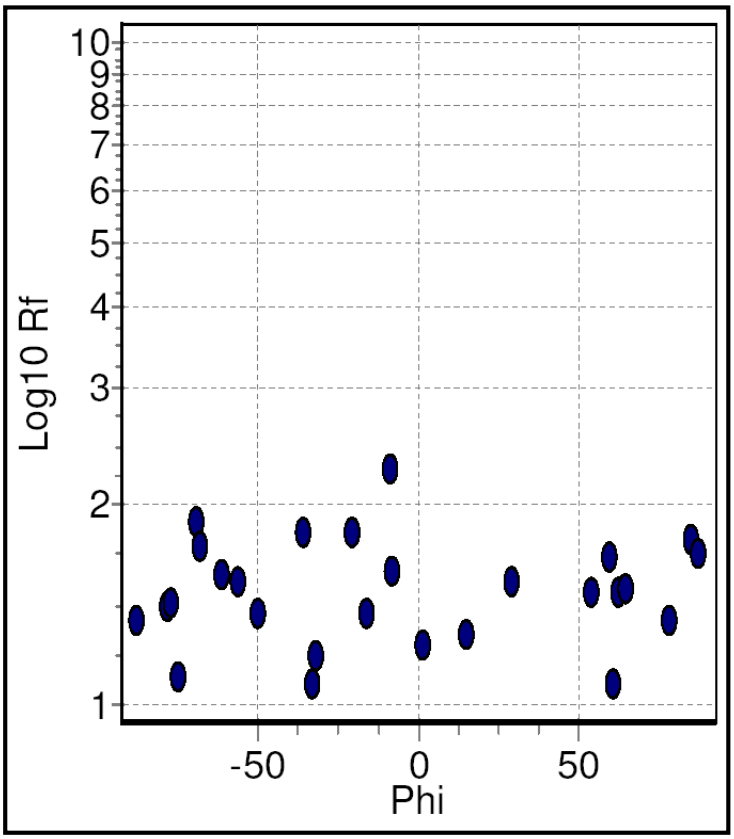


Figura A3.70: Corte paralelo ao **plano XZ** da amostra JC-41, correspondente a quartzito ferruginoso da Formação Sopa-Brumadinho (Membro Caldeirões) coletada na região do "Caminho dos Escravos" (norte de Diamantina). Comparar com os resultados apresentados na Figura A3.71.









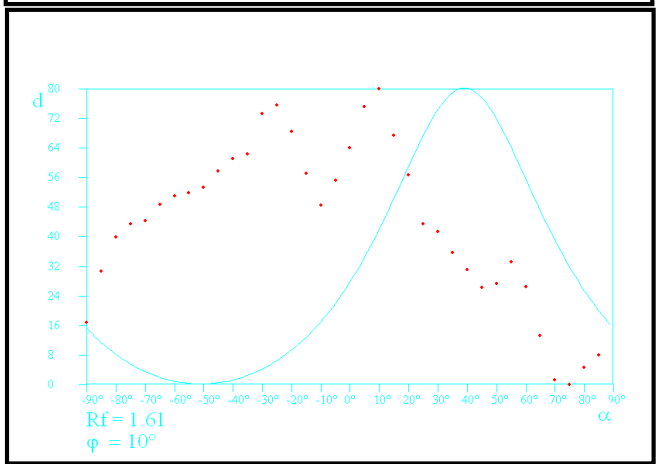
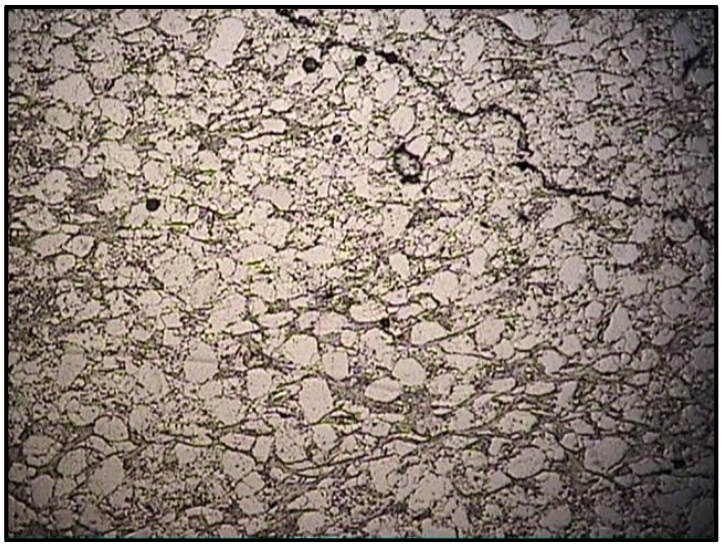
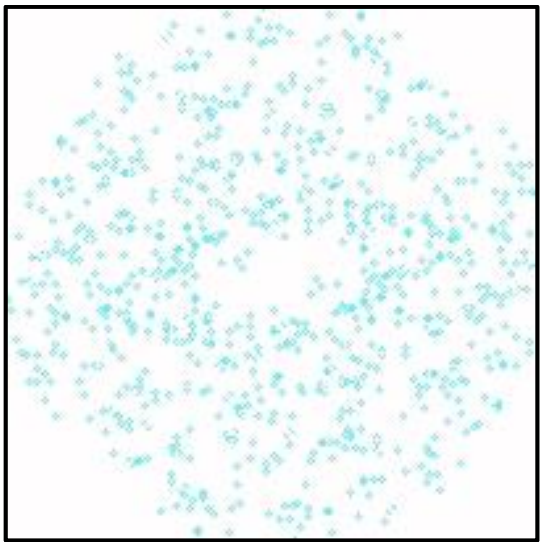
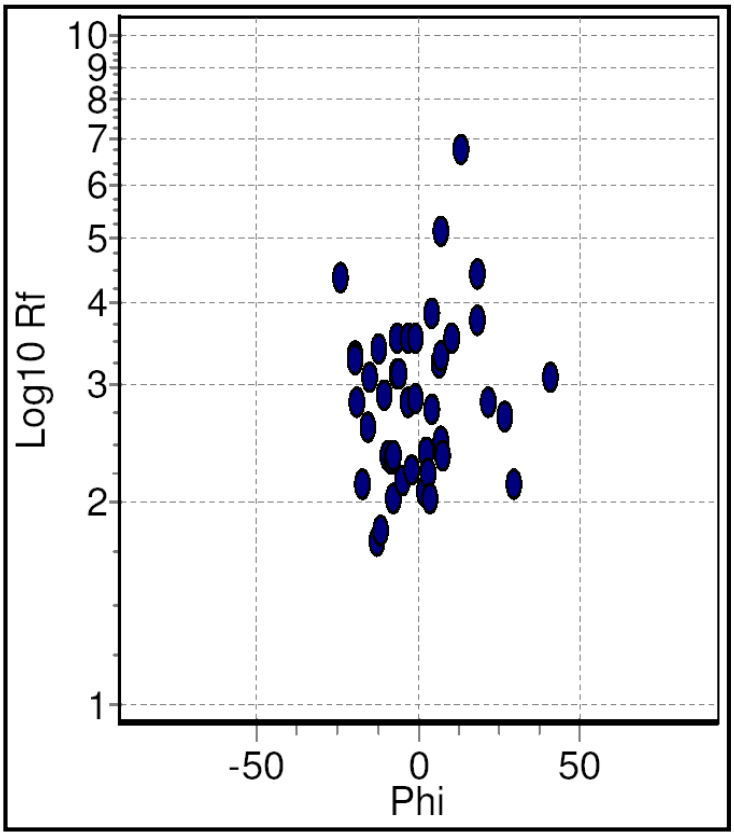


Figura A3.71: Amostra JC-41 em corte paralelo a **plano YZ**, correspondente a quartzito ferruginoso do Membro Caldeirões da Formação Sopa-Brumadinho, da região do "Caminho dos Escravos". Comparar com os resultados mostrados na Figura A3.70.







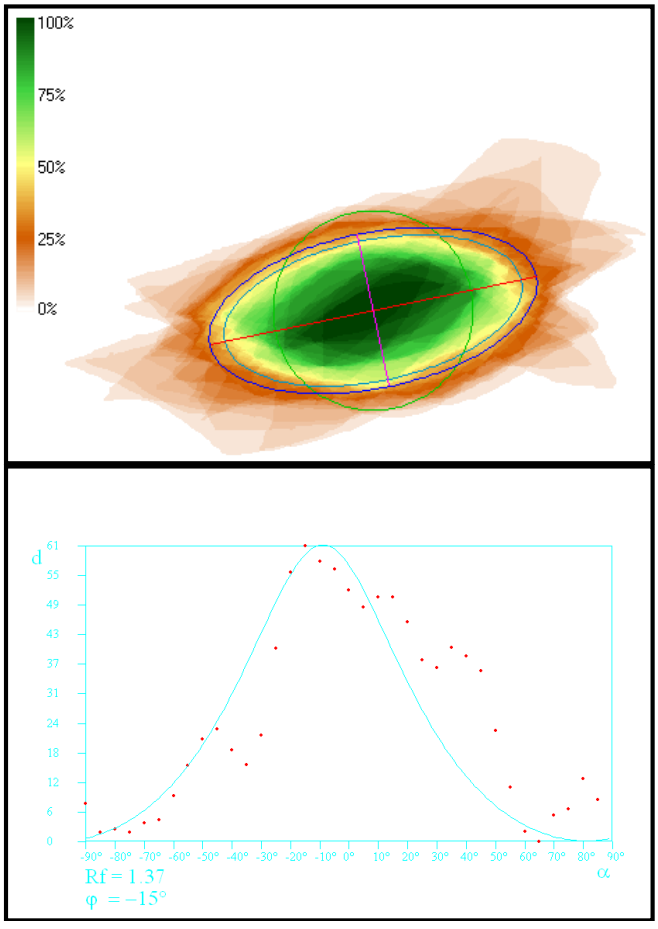
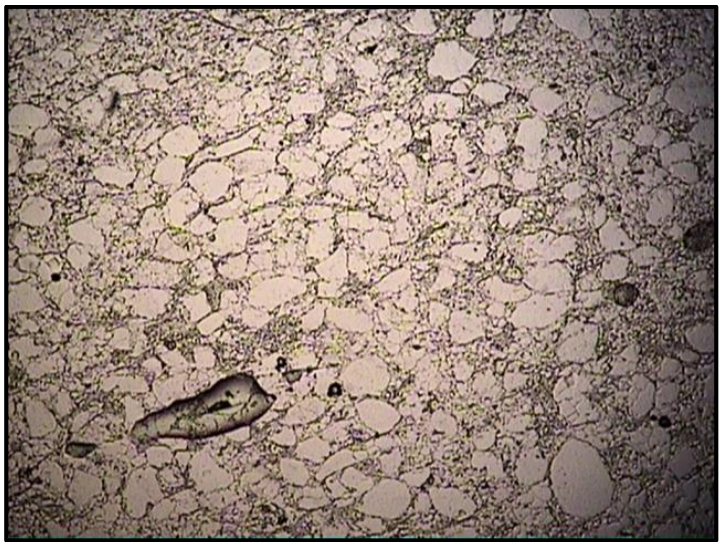
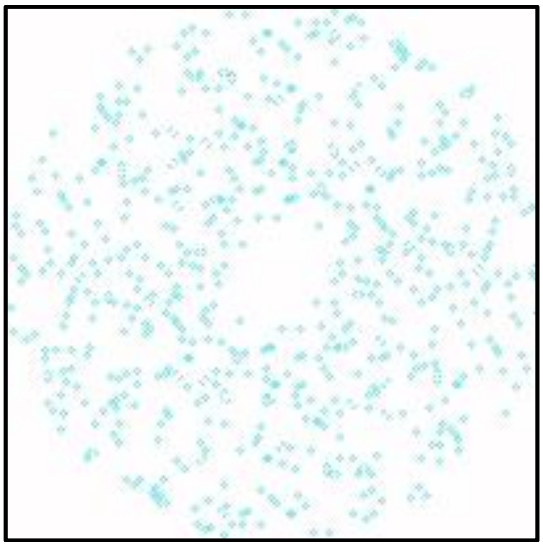
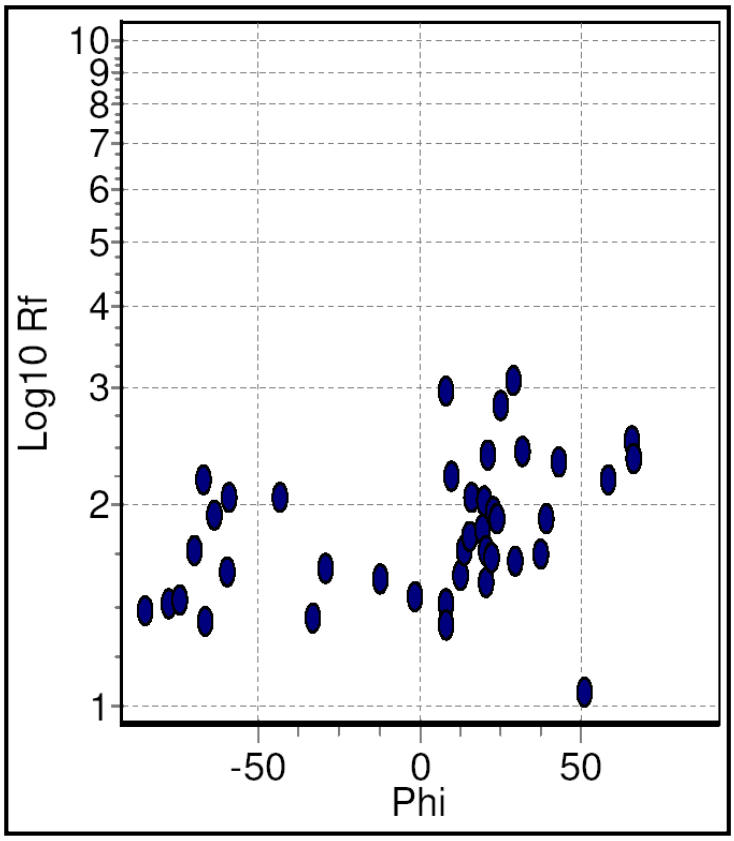
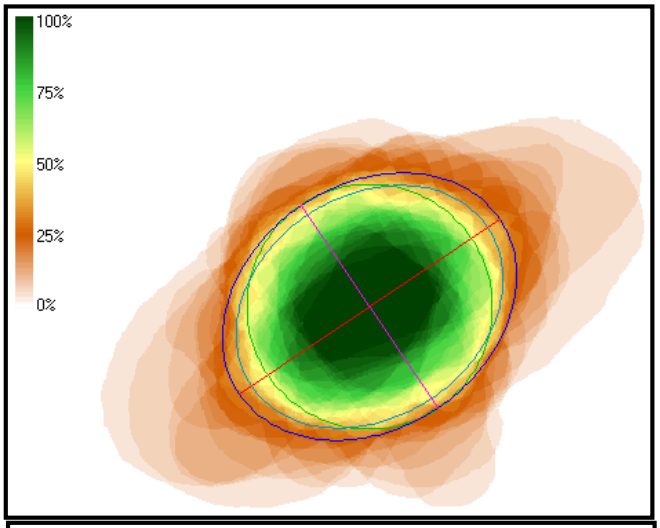


Figura A3.72: Quartzito branco acinzentado, fino a médio, micáceo, associado à Formação Bandeirinha, região do Ribeirão do Inferno (porção centro-leste da Quadrícula Guinda). Análise realizada em seção paralela ao **plano XZ** na amostra JC-58. A fotomicrografia foi tirada com lente de aumento de 5x. Comparar com os resultados do corte no plano YZ (Figura A3.73).









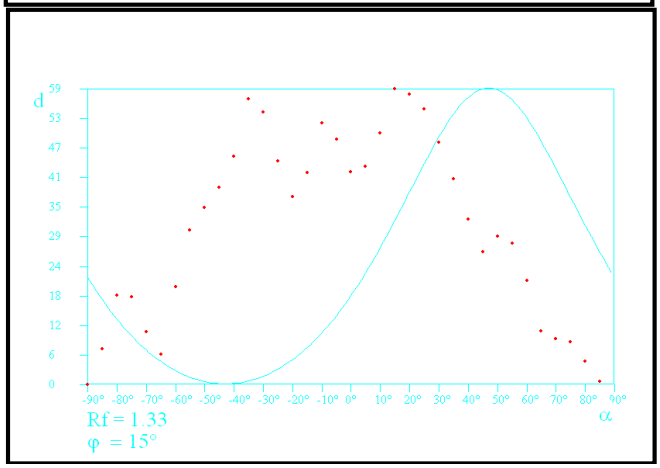
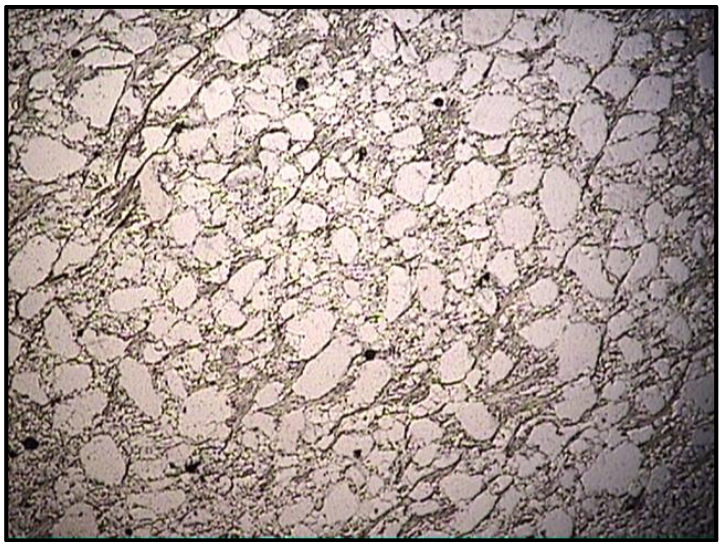
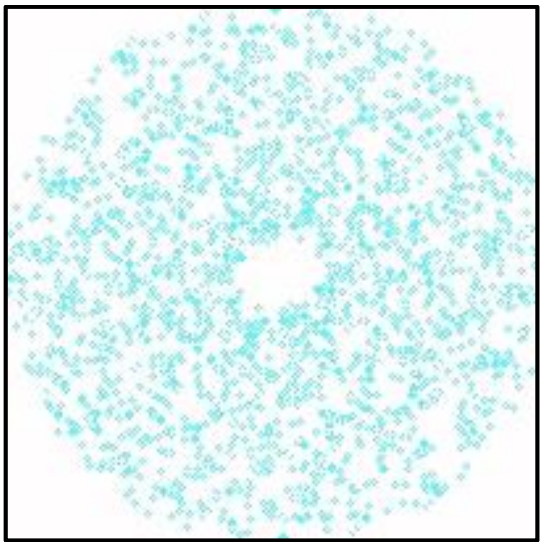
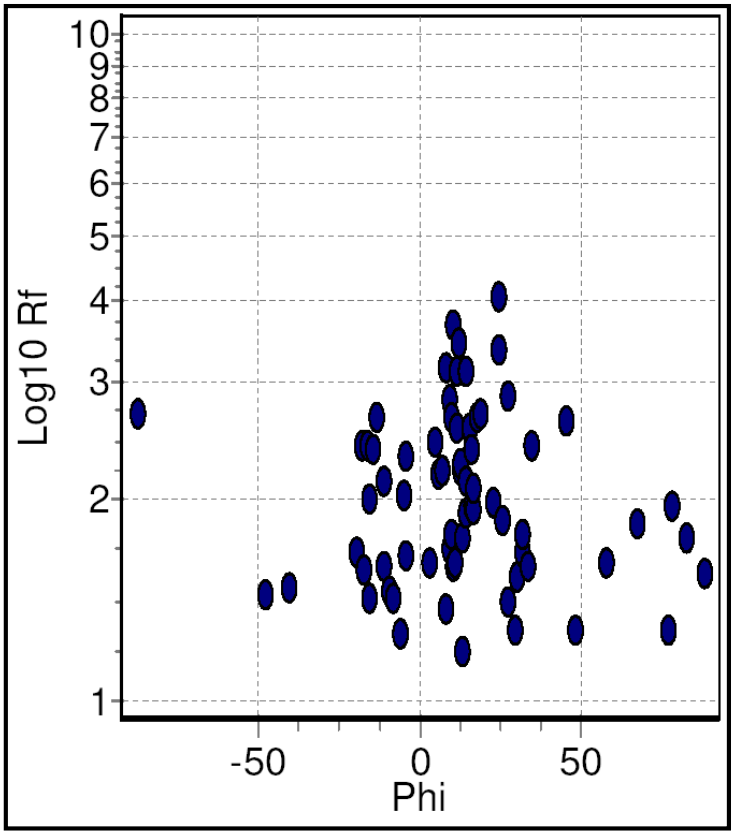
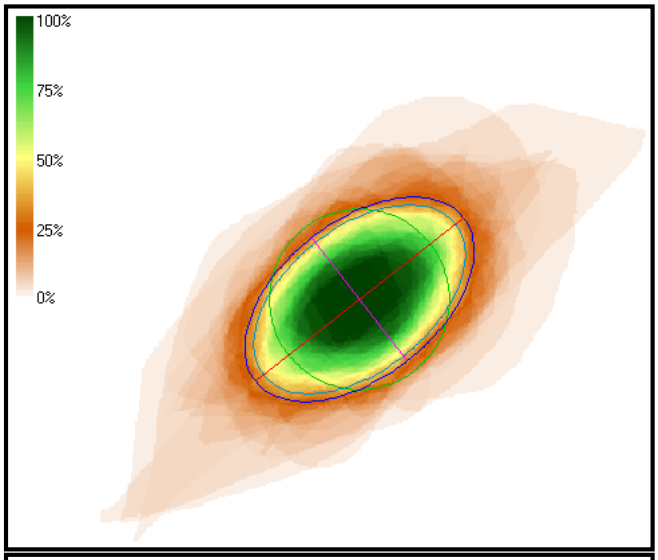


Figura A3.73: Quartzito branco acinzentado, fino a médio, micáceo, pertencente à Formação Bandeirinha, região do Ribeirão do Inferno (porção centro-leste da Quadrícula Guinda). Análise realizada em seção paralela ao **plano YZ** na amostra JC-58. A fotomicrografia foi tirada com lente de aumento de 5x. Comparar com os resultados do corte no plano XZ (Figura A3.72).









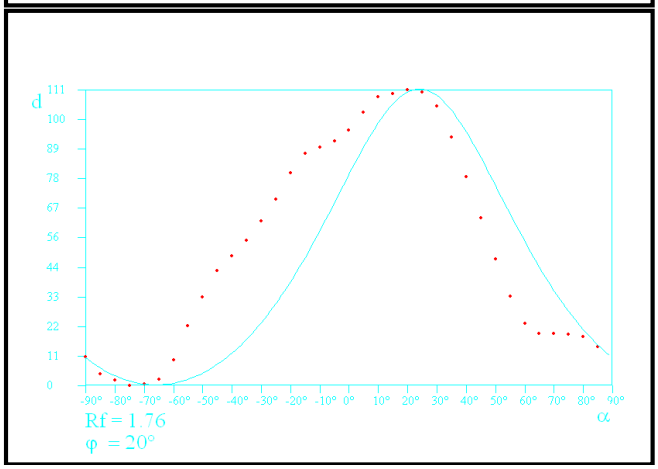
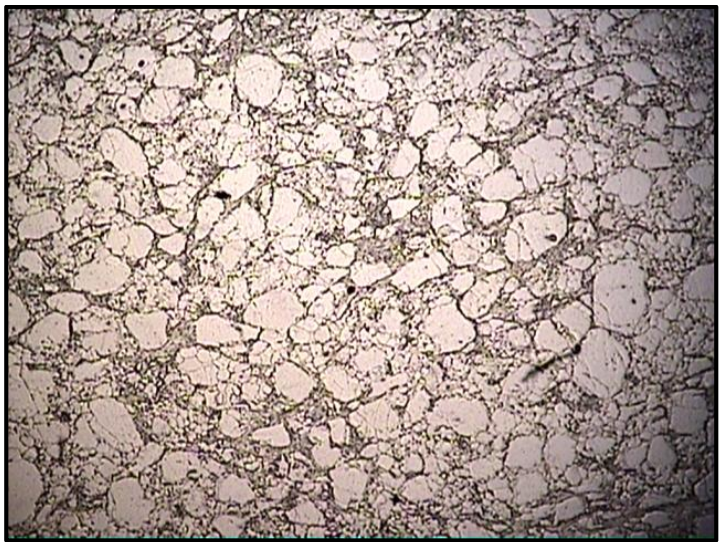
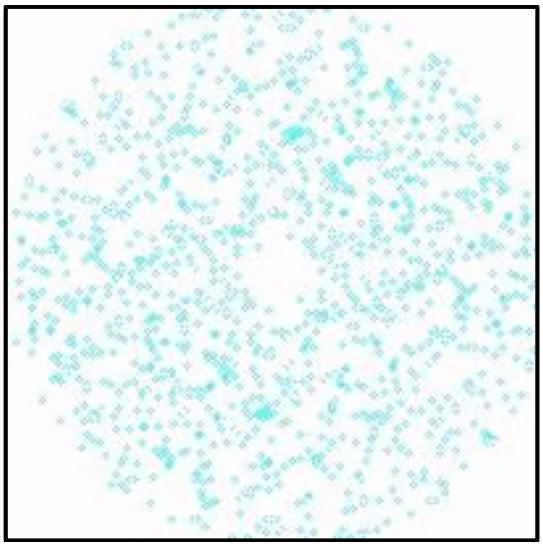
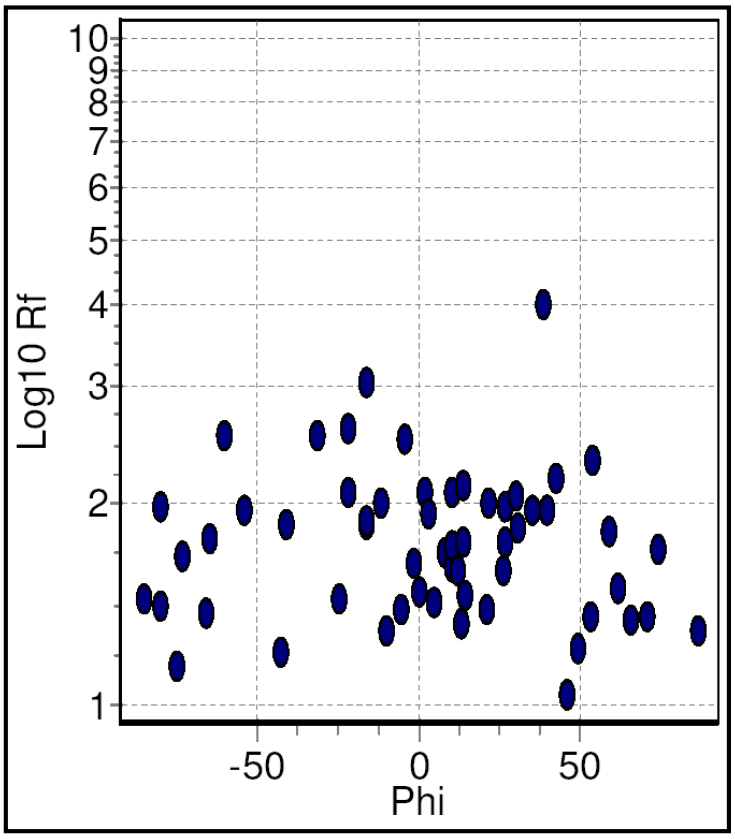
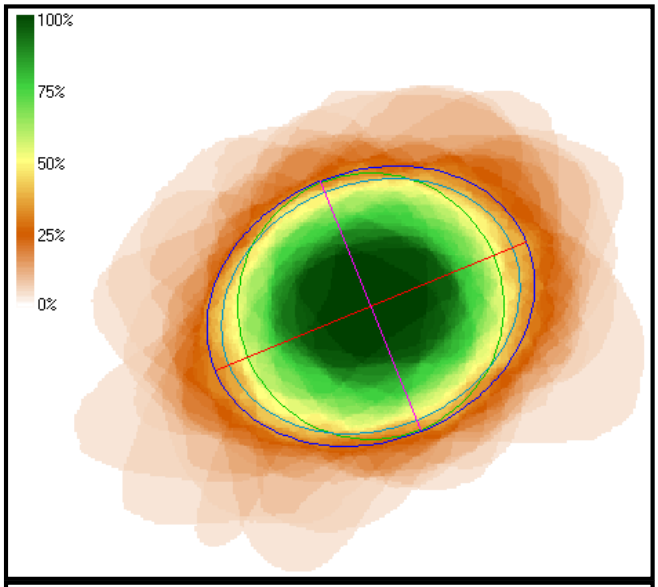


Figura A3.74: Quartzito fino a médio, micáceo, associado à Formação Bandeirinha, região do Ribeirão do Inferno (porção centro-leste da Quadrícula Guinda). Análise realizada em seção paralela ao **plano XZ** na amostra JC-59. A fotomicrografia foi tirada com lente de aumento de 5x. Comparar com os resultados do corte no plano YZ (Figura A3.75).









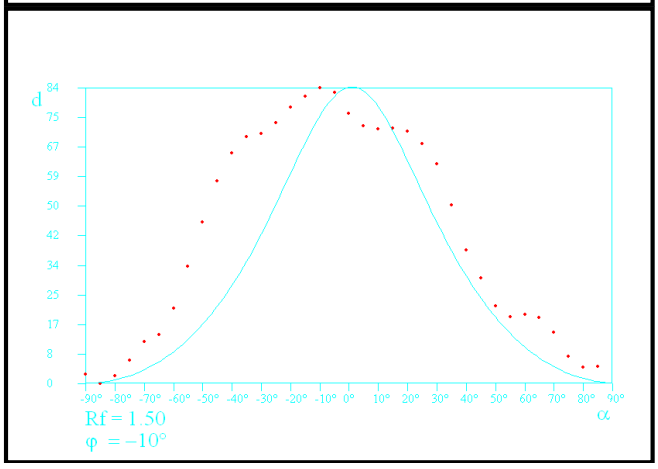
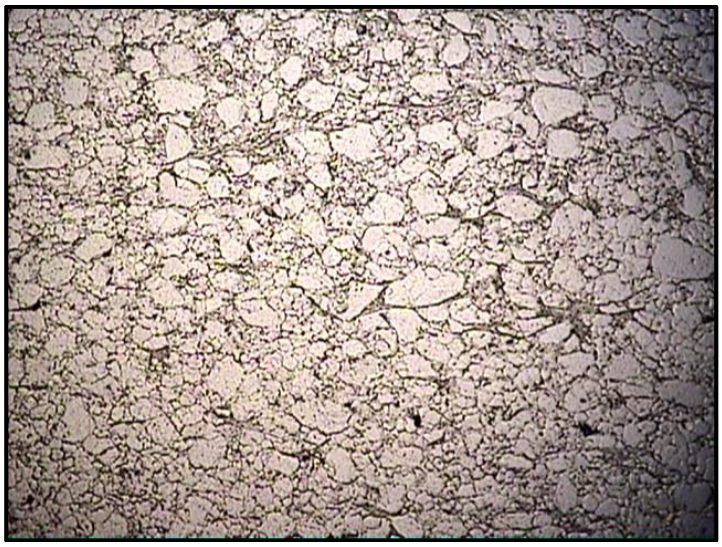
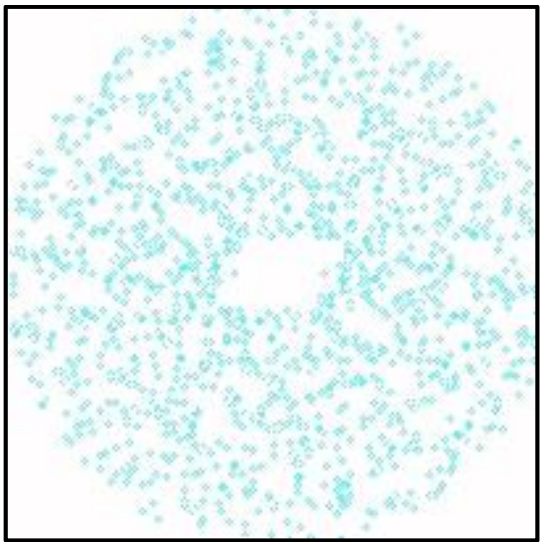
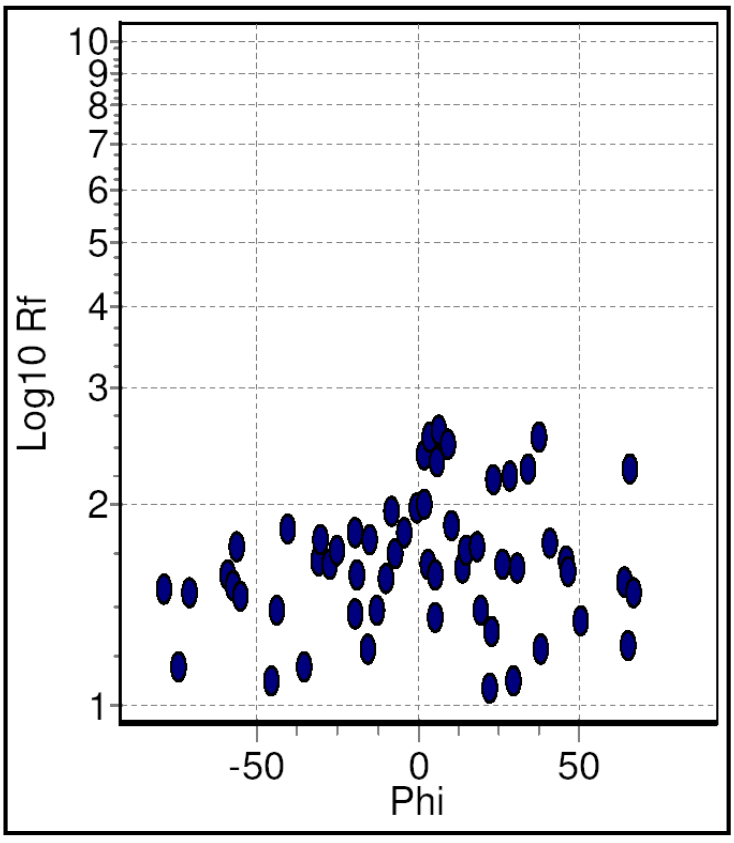
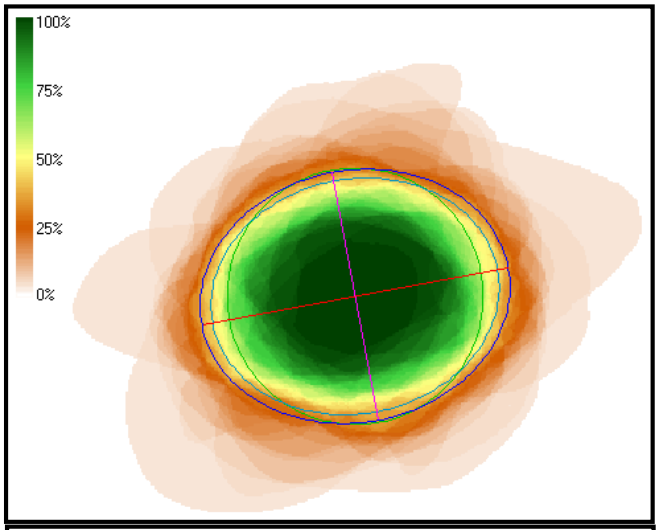


Figura A3.75: Quartzito fino a médio, micáceo, associado à Formação Bandeirinha, região do Ribeirão do Inferno (porção centro-leste da Quadrícula Guinda). Análise realizada em seção paralela ao **plano YZ** na amostra JC-59. A fotomicrografia foi tirada com lente de aumento de 5x. Comparar com os resultados do corte no plano XZ (Figura A3.74).









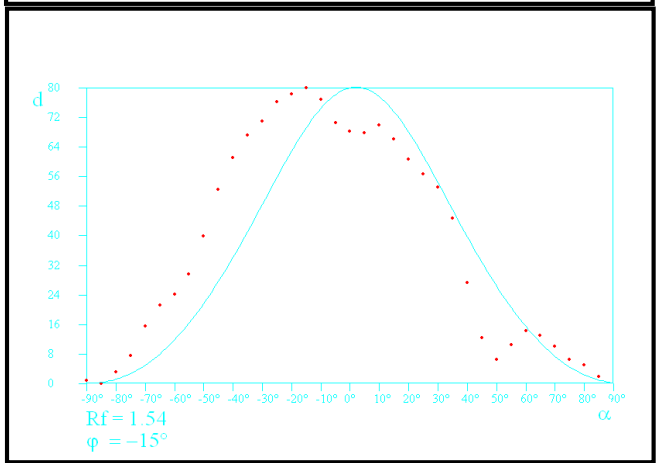
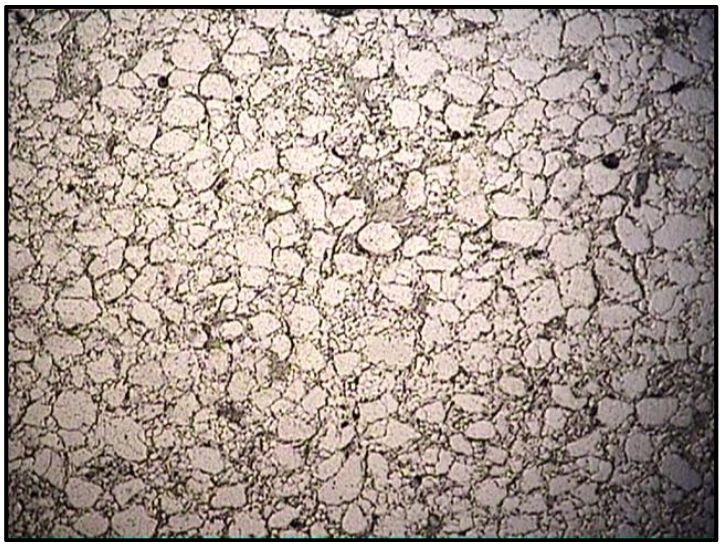
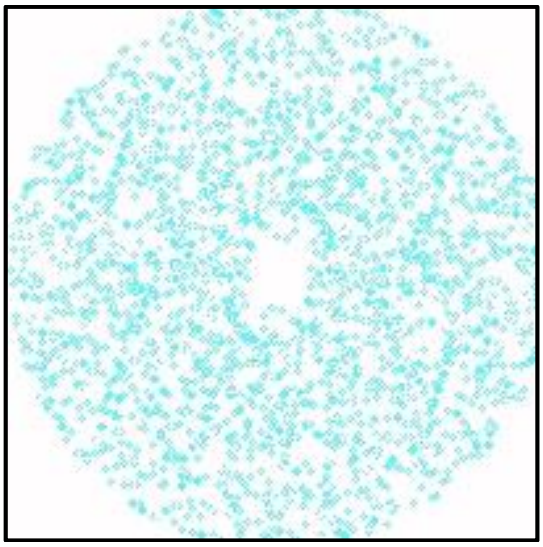
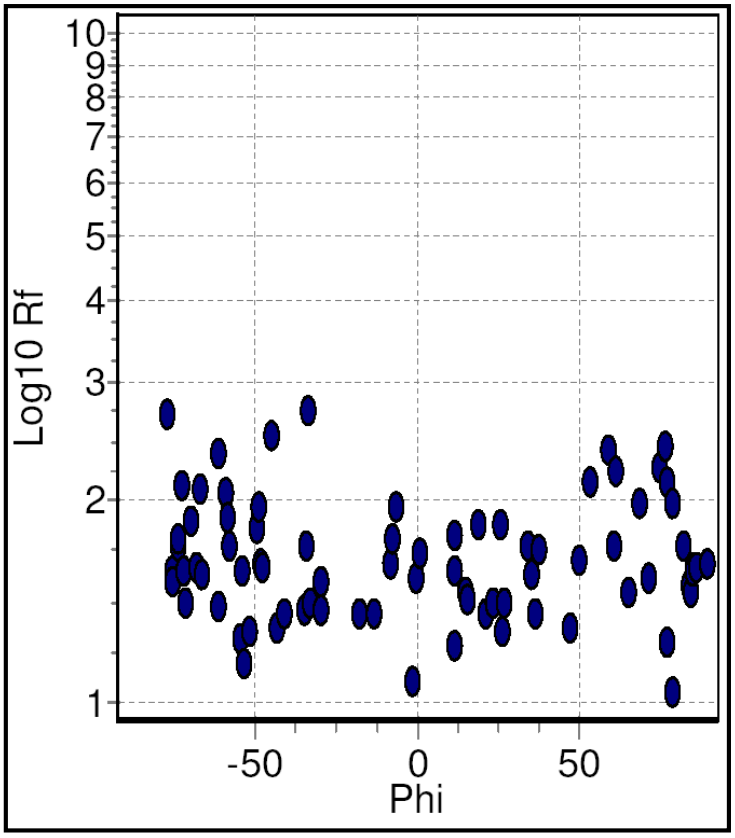


Figura A3.76: Corte paralelo ao **plano XZ** na amostra JC-60, relacionada a um quartzito levemente rosado de granulometria fina, micáceo, pertencente à Formação Bandeirinha. Amostra coletada na região do Ribeirão do Inferno (porção centro-leste da Quadrícula Guinda). A fotomicrografia foi tirada com lente de aumento de 5x. Comparar com os resultados do corte no plano YZ (Figura A3.77).







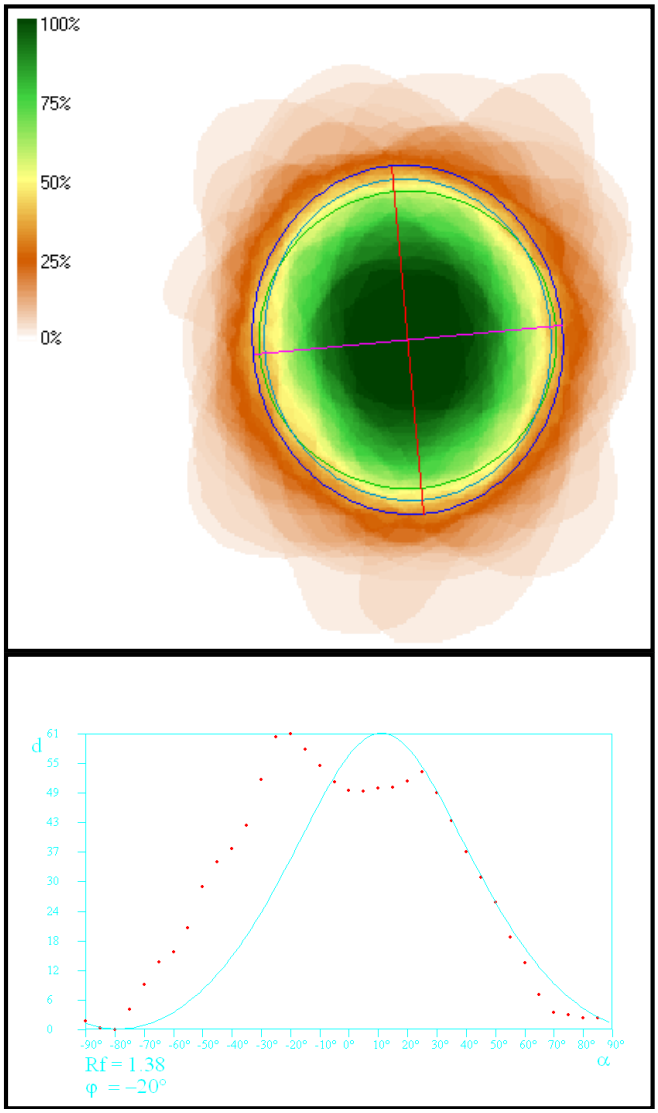
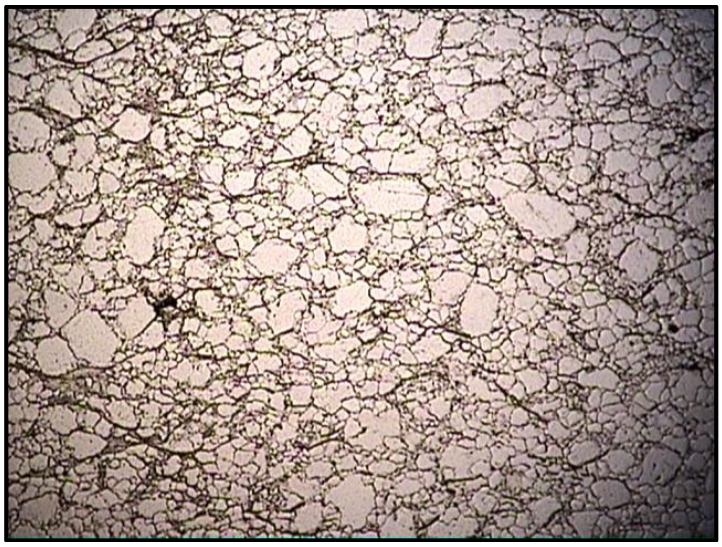
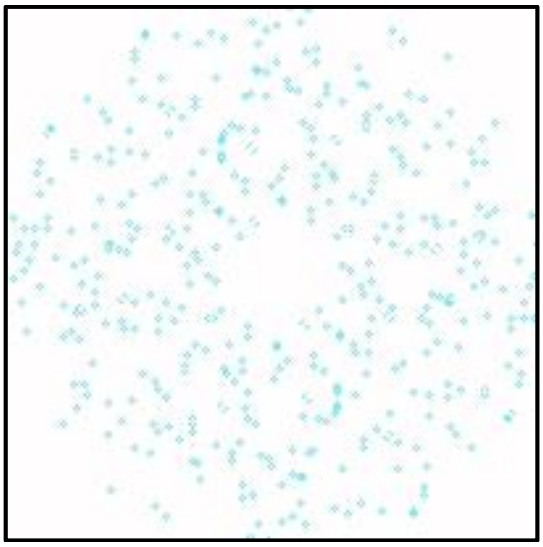
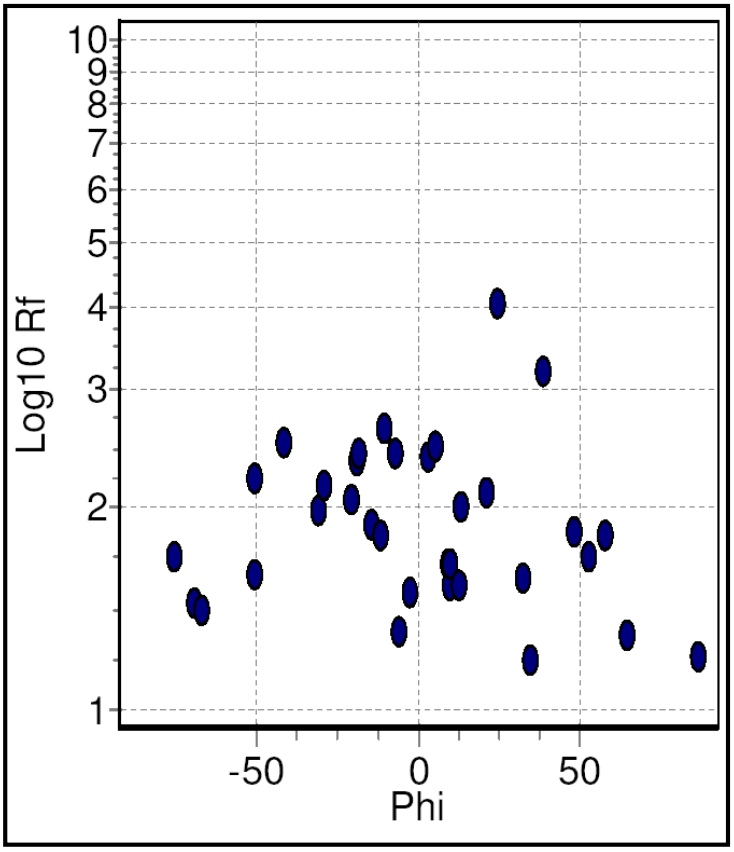
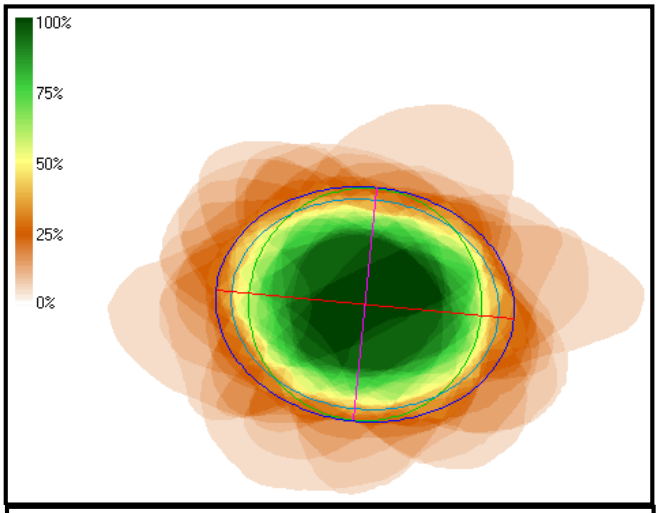


Figura A3.77: Mesmo quartzito levemente rosado, micáceo, de granulometria fina, representante da Formação Bandeirinha, apresentado na Figura A3.76, com corte paralelo ao **plano YZ** da amostra JC-60. A fotomicrografia foi tirada com lente de aumento de 5x.









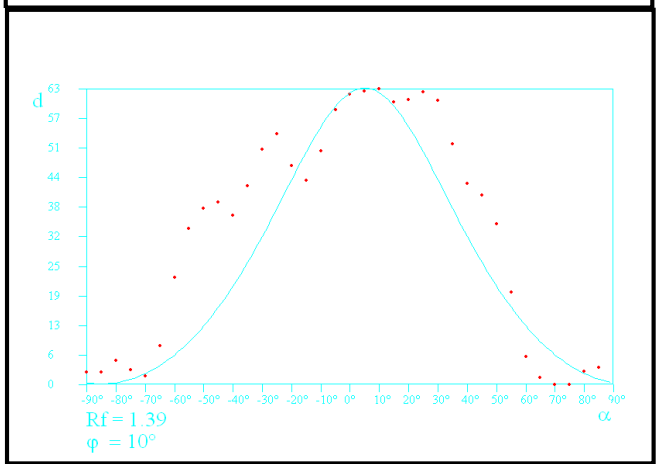
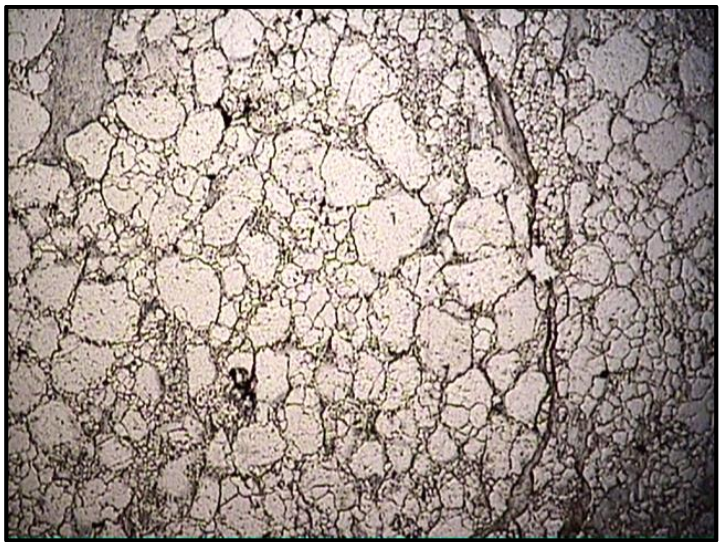
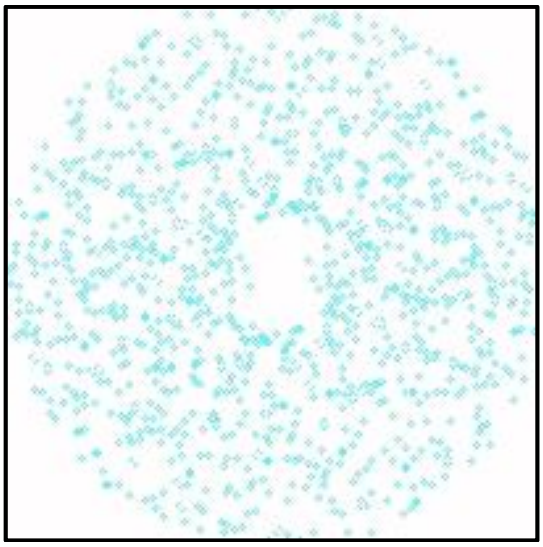
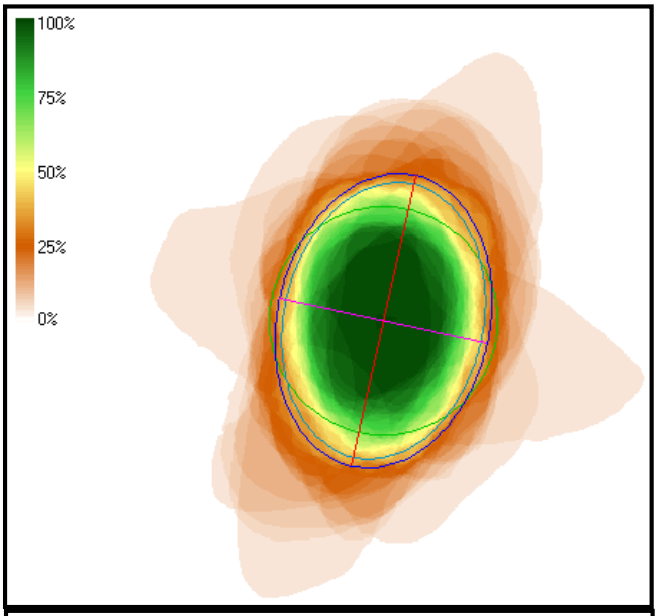
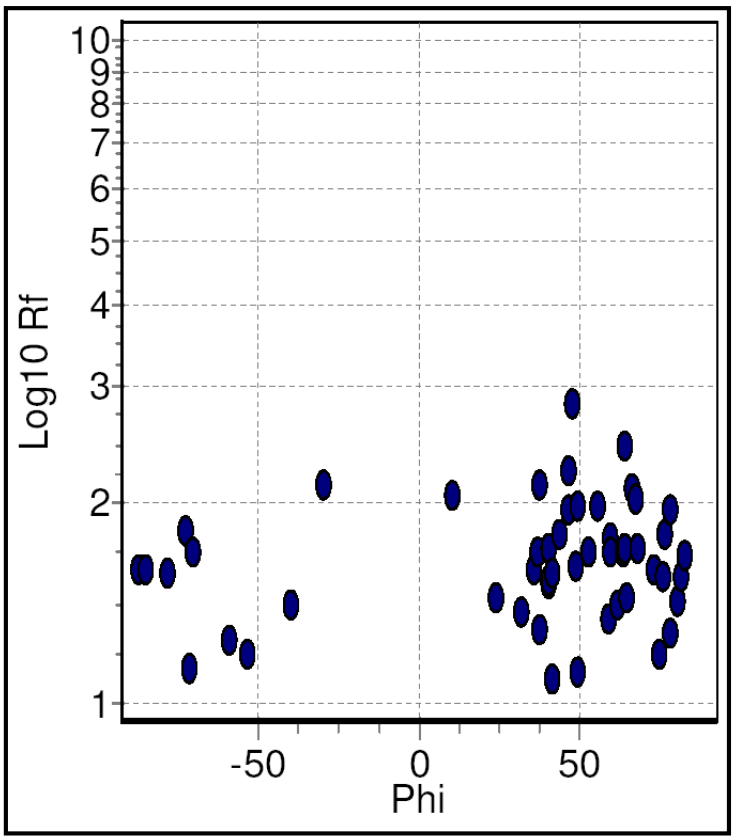


Figura A3.78: Quartzito levemente rosado, de granulometria fina, pertencente à Formação Bandeirinha, região do Ribeirão do Inferno (porção centro-leste da Quadrícula Guinda). A seção analisada corresponde a um corte paralelo ao **plano XZ** da amostra JC-61. A fotomicrografia foi tirada com lente de aumento de 5x. Comparar com os resultados do corte no plano YZ (Figura A3.79).









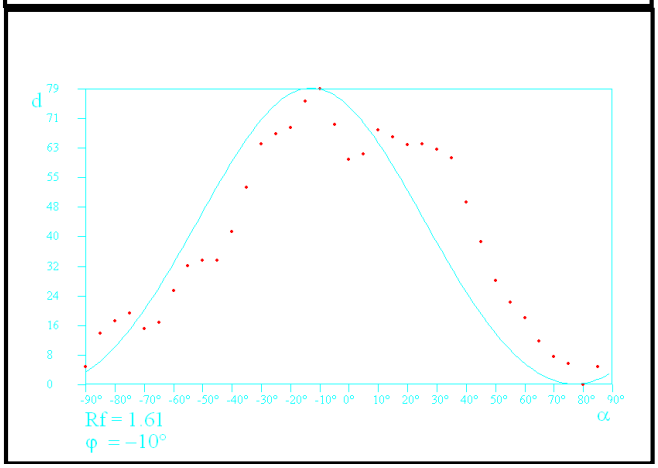
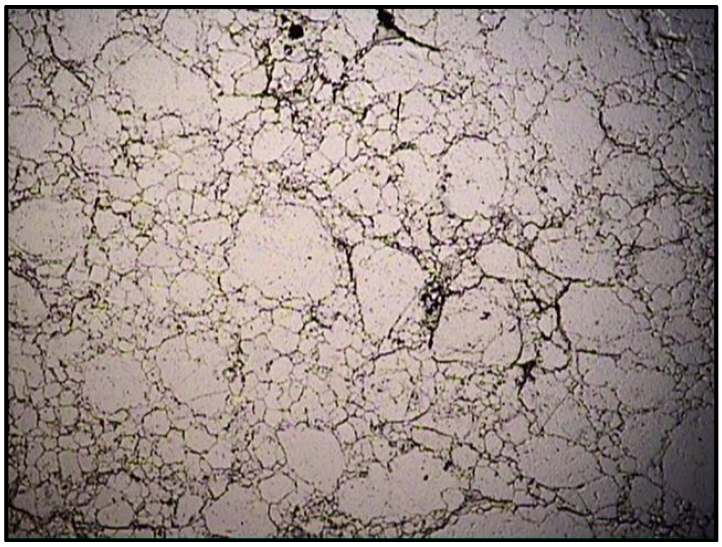
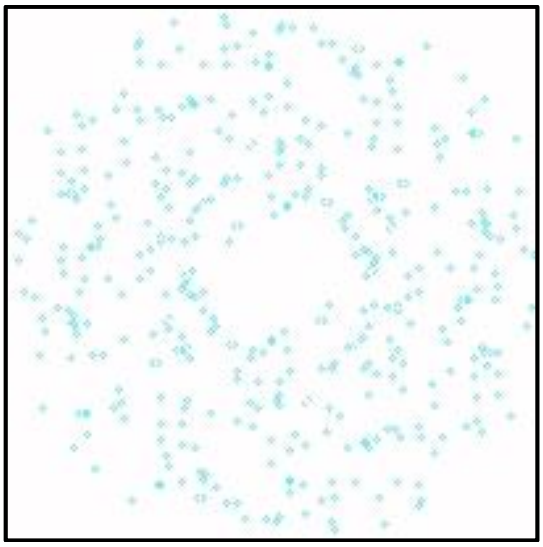
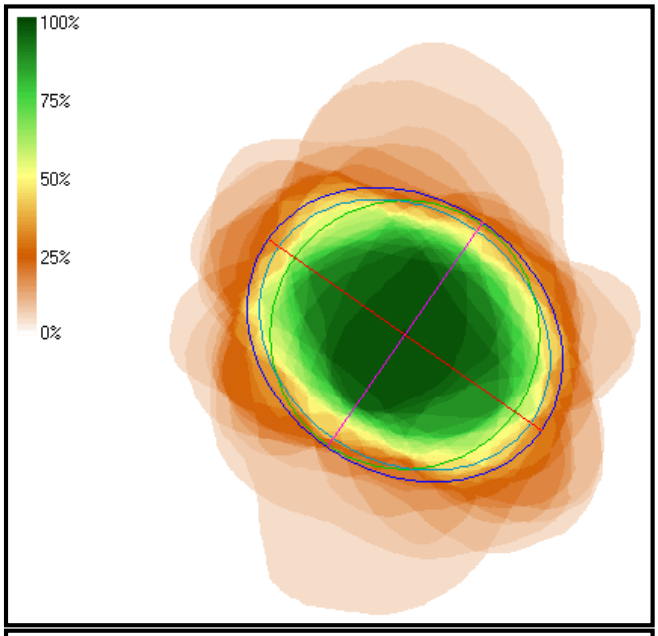
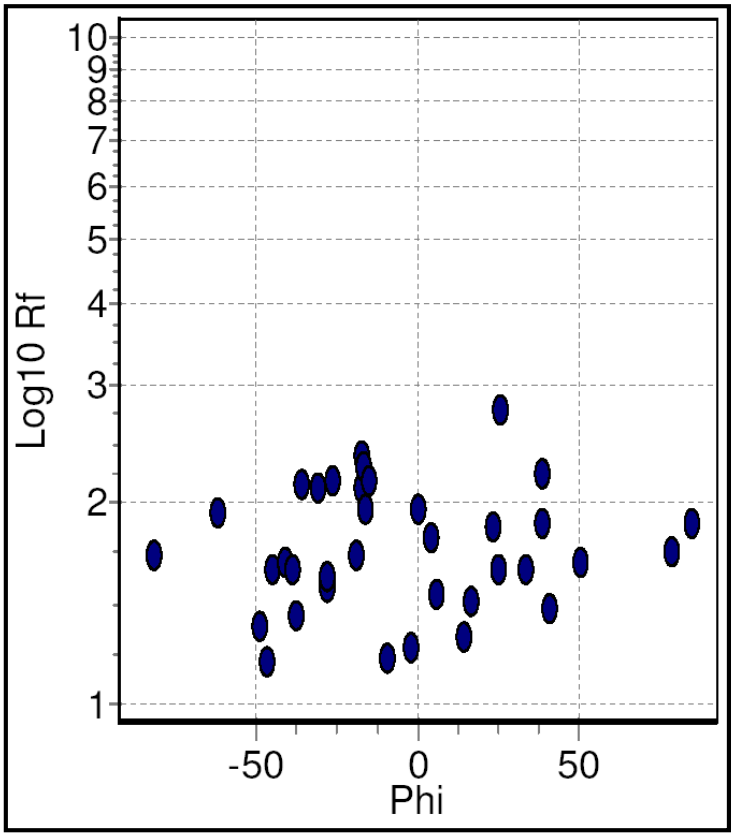


Figura A3.79: Amostra JC-61 em corte paralelo ao **plano YZ**, correspondente a quartzito levemente rosado, com granulometria fina, pouco micáceo, pertencente à Formação Bandeirinha, região do Ribeirão do Inferno (porção centro-leste da Quadrícula Guinda). A fotomicrografia foi tirada com lente de aumento de 5x. Comparar com os resultados do corte no plano XZ (Figura A3.78).









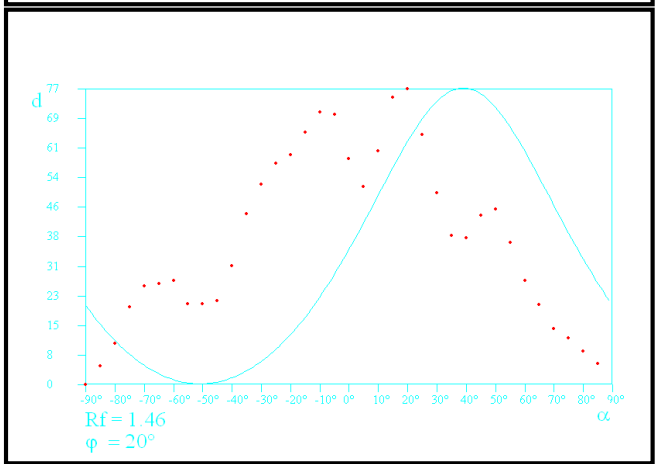
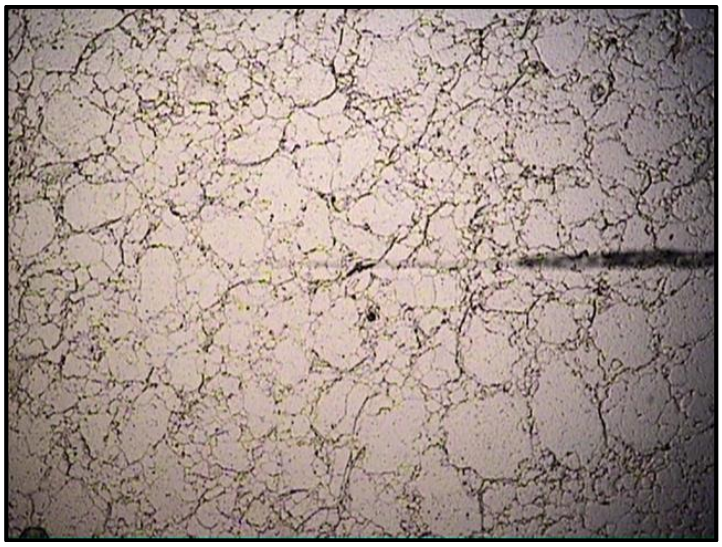
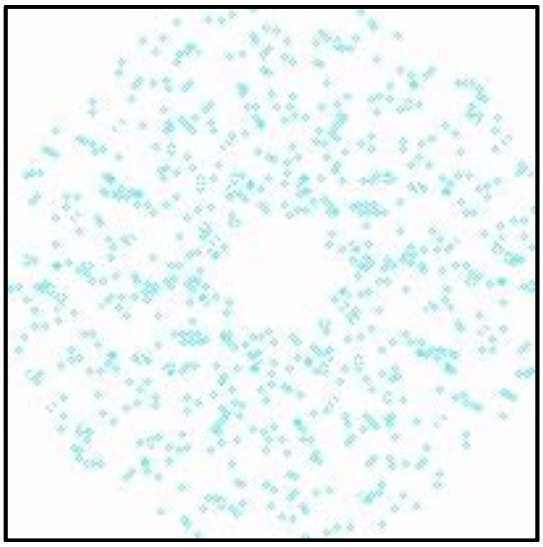
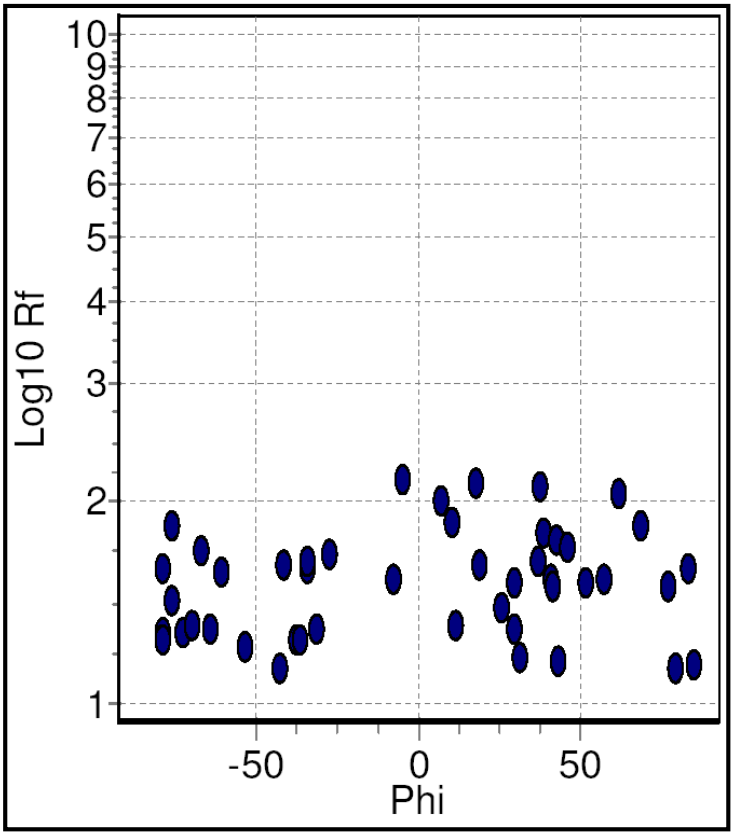
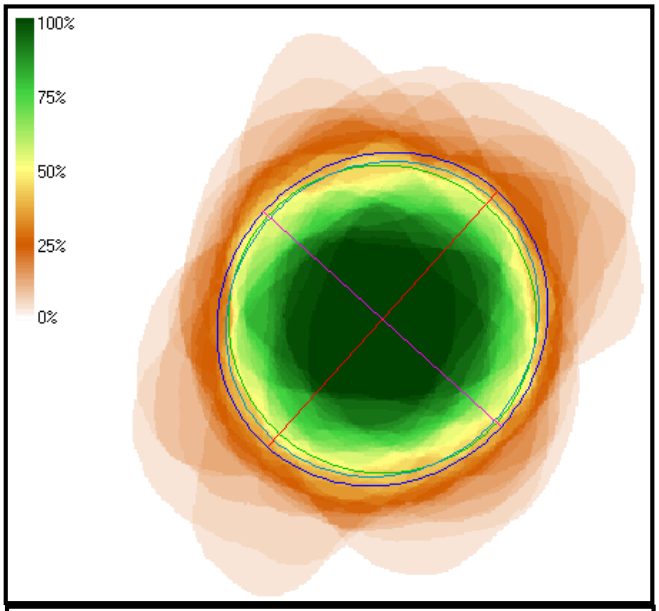


Figura A3.80: Corte paralelo ao **plano XZ** de quartzito rosado, de granulometria fina a média, micáceo (amostra JC-63), pertencente à Formação Bandeirinha, região do Ribeirão do Inferno (porção centro-leste da Quadrícula Guinda). A fotomicrografia foi tirada com lente de aumento de 5x. Comparar com os resultados do corte no plano YZ (Figura A3.81).









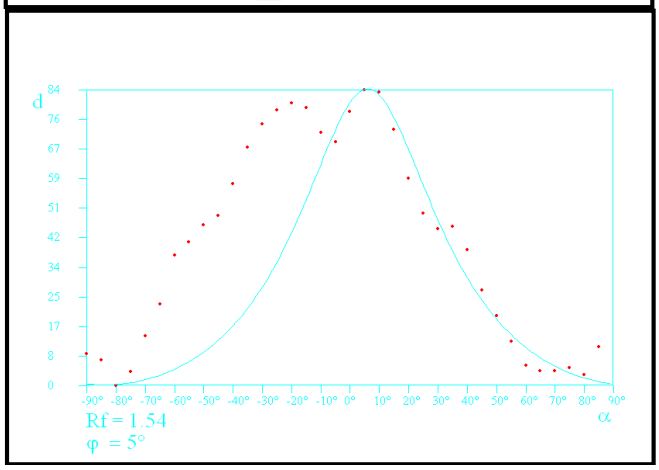
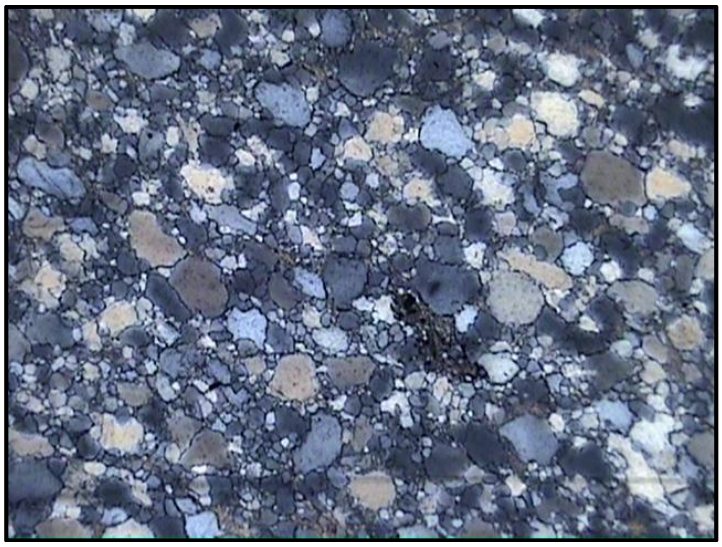
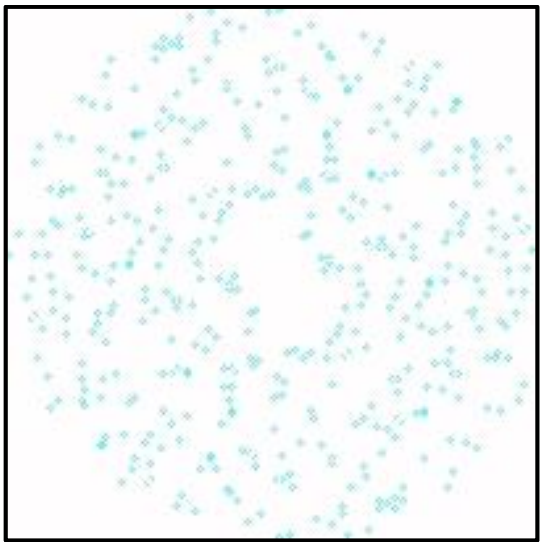
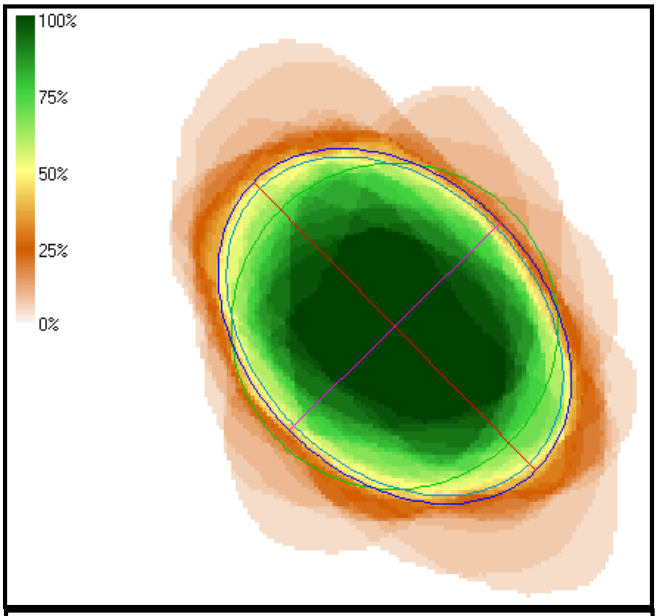
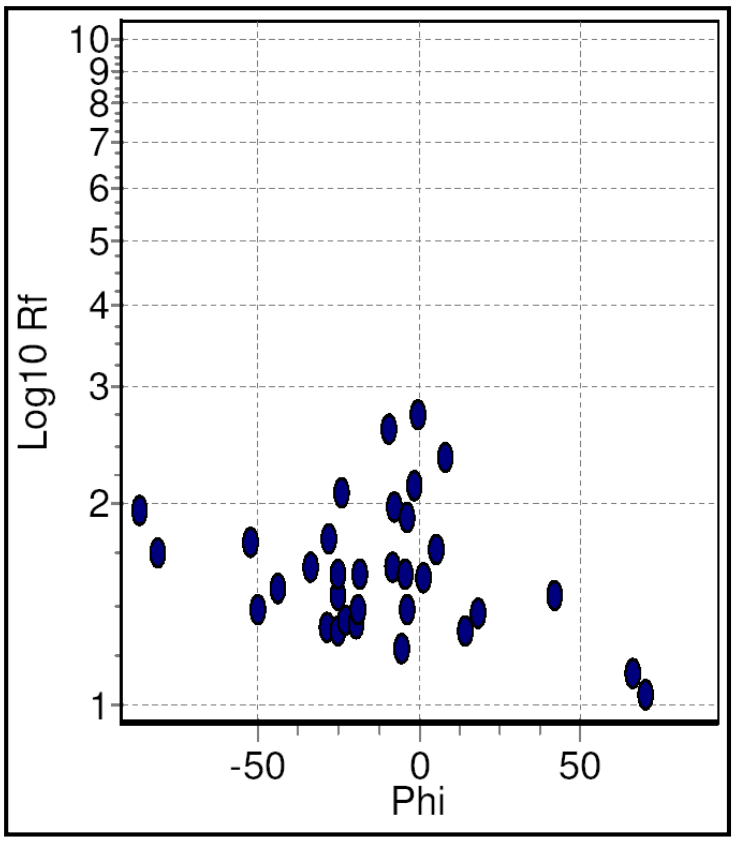


Figura A3.81: Corte paralelo ao **plano YZ** de quartzito rosado, de granulometria fina a média, micáceo (amostra JC-63), associado à Formação Bandeirinha, região do Ribeirão do Inferno (porção centro-leste da Quadrícula Guinda). A fotomicrografia foi tirada com lente de aumento de 5x. Comparar com os resultados do corte no plano XZ (Figura A3.80).









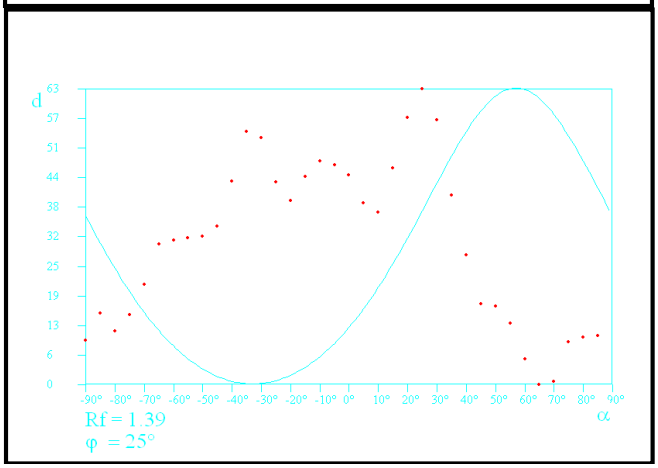
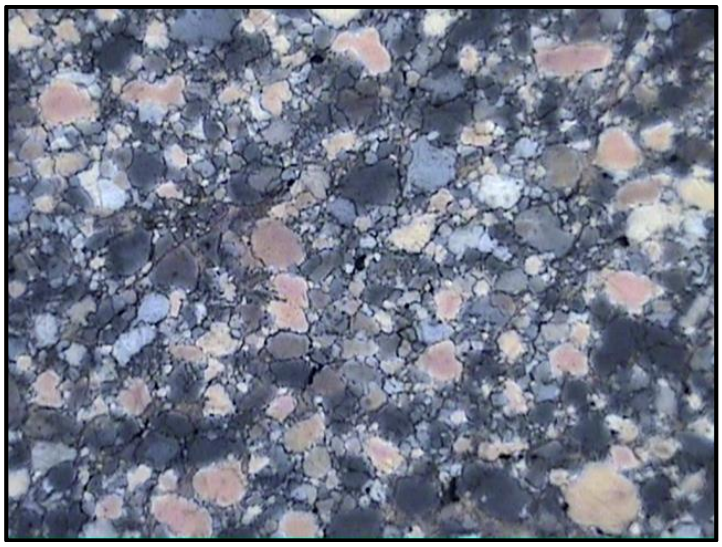
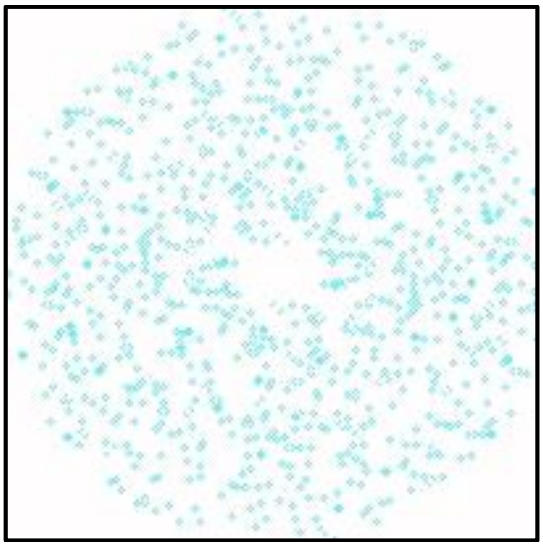
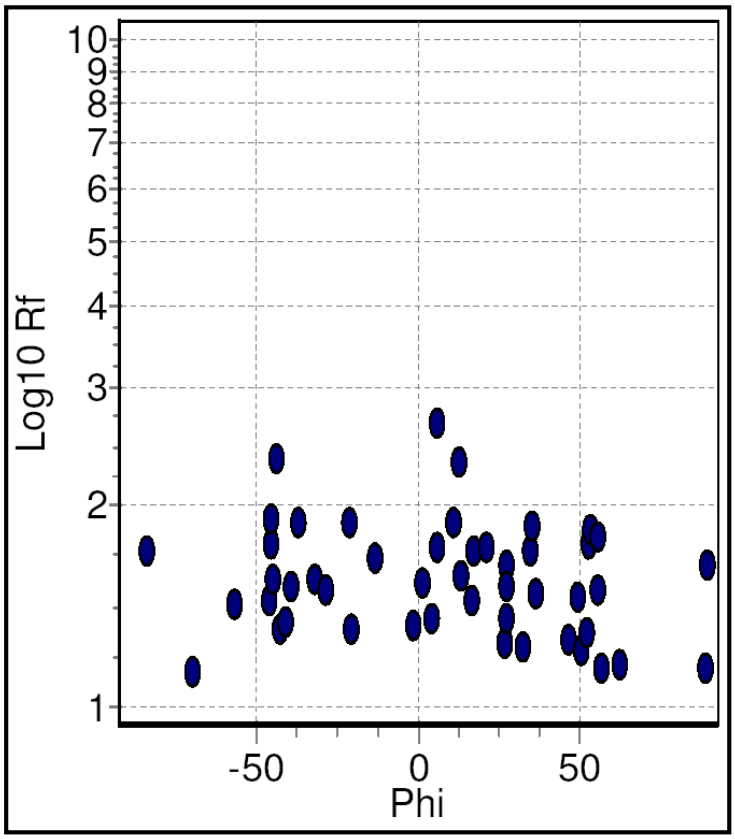
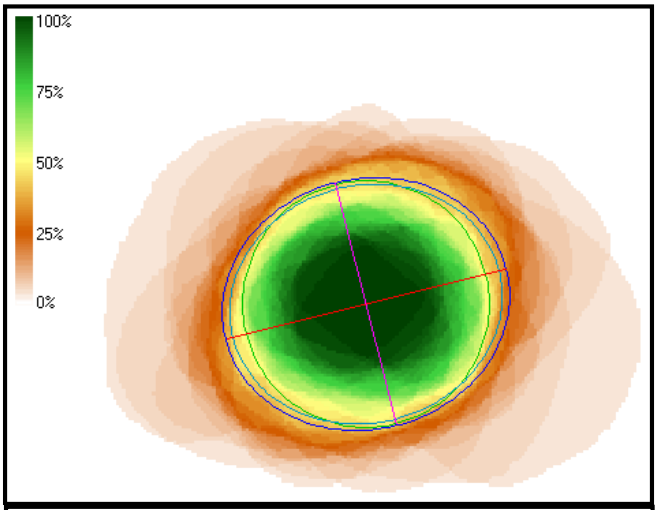


Figura A3.82: Resultados obtidos a partir da análise quantitativa da deformação em corte paralelo ao **plano XZ** da amostra JC-66, correspondente a quartzito levemente rosado de granulometria fina a média pertencente à Formação Bandeirinha. Comparar com os diagramas apresentados na Figura A3.83, correspondentes ao plano YZ.









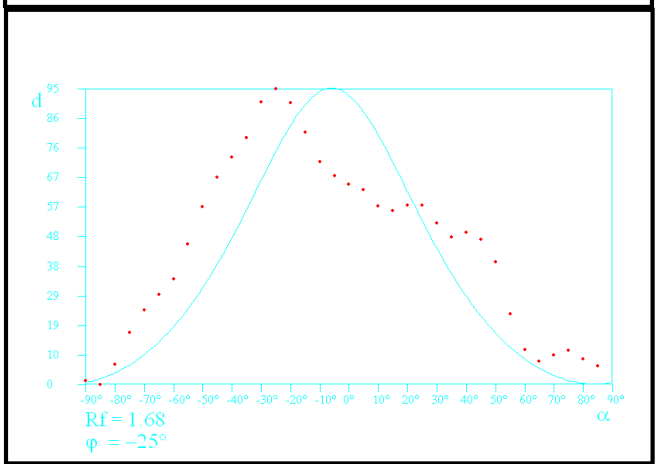
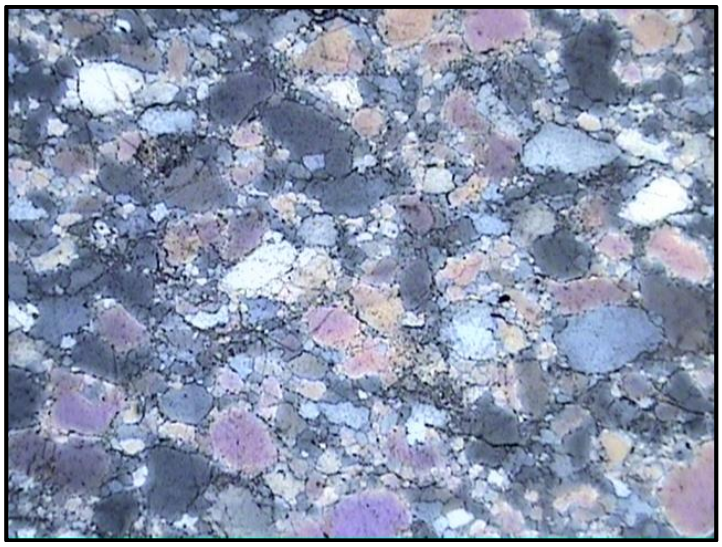
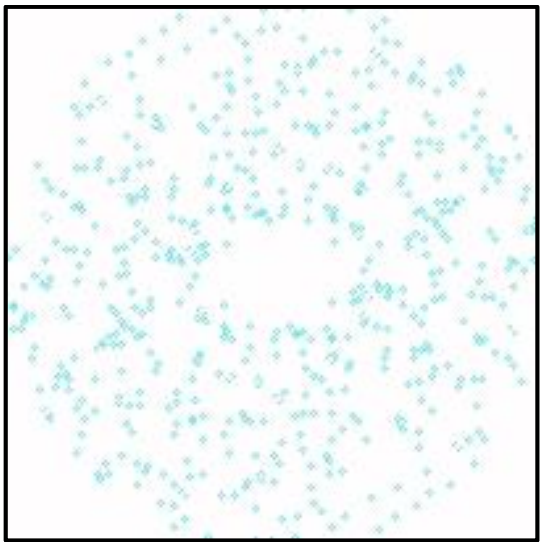
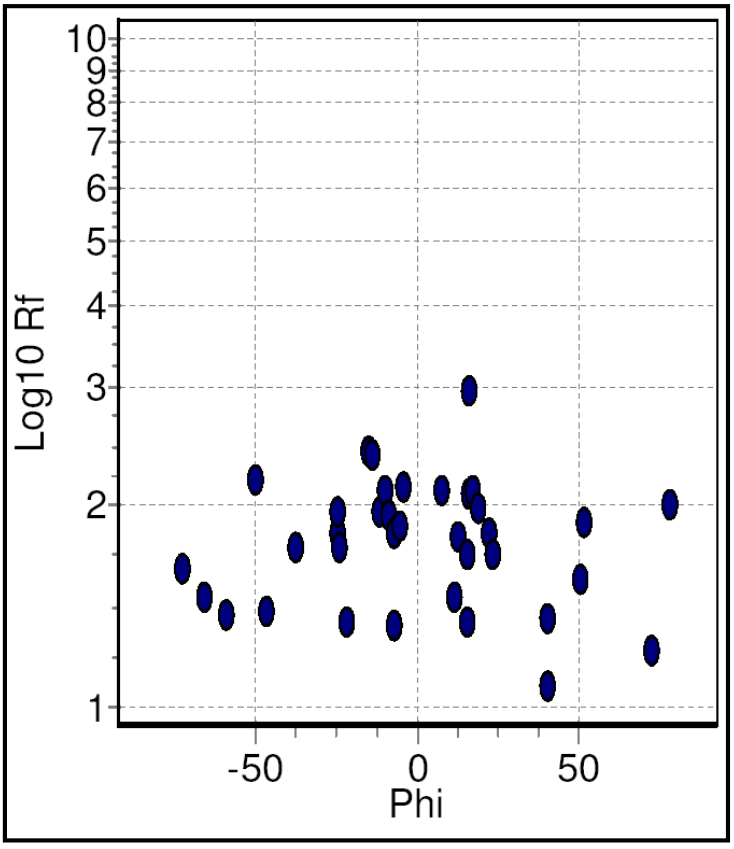
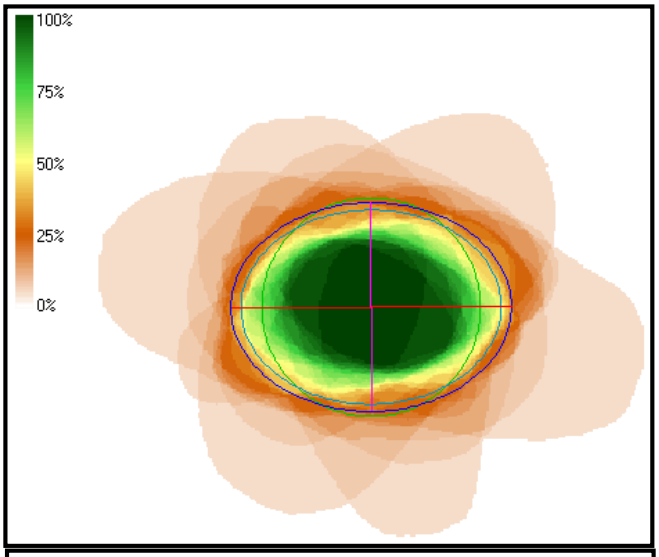


Figura A3.83: Resultados obtidos a partir da análise quantitativa da deformação em corte paralelo ao **plano YZ** da amostra JC-66, correspondente a quartzito levemente rosado de granulometria fina a média pertencente à Formação Bandeirinha. Comparar com os diagramas apresentados na Figura A3.82, correspondentes ao plano XZ.









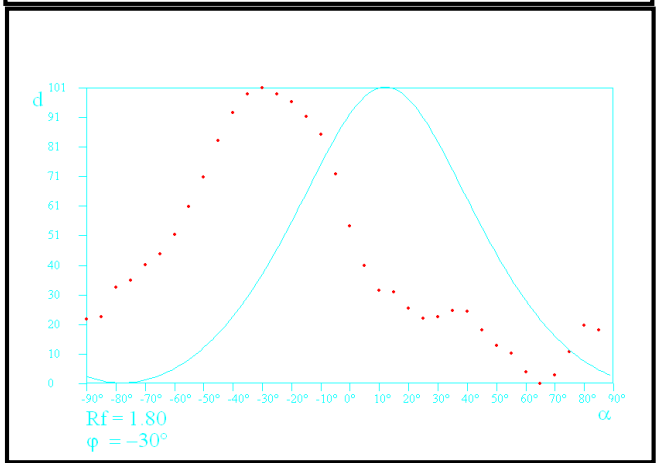
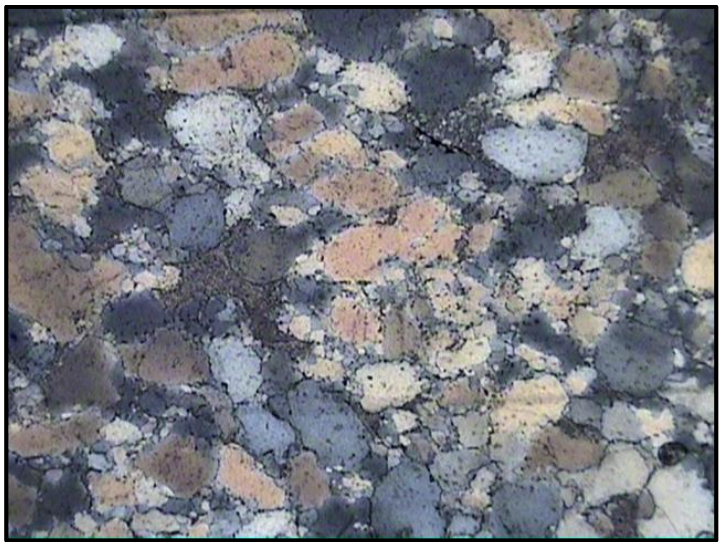
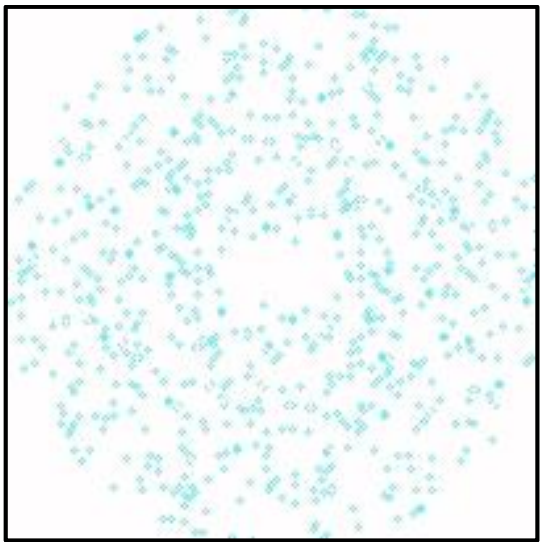
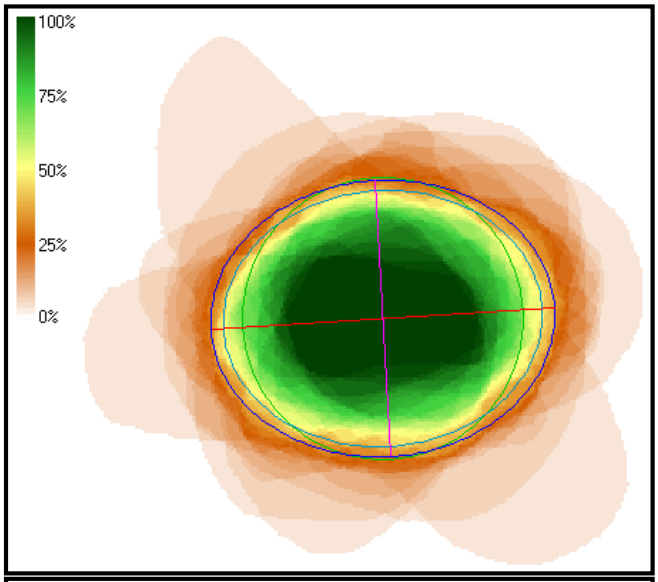
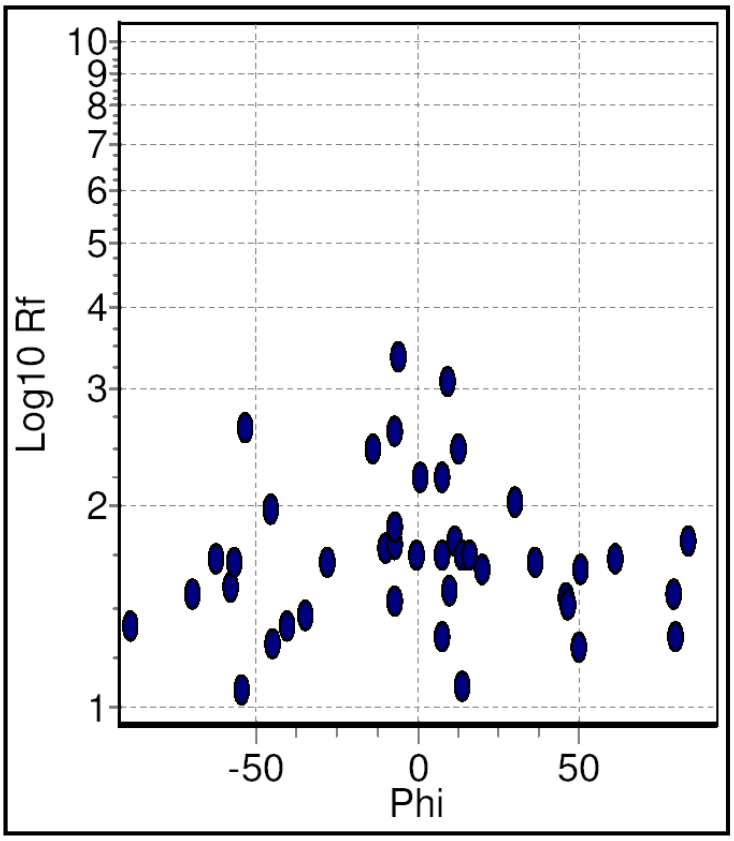


Figura A3.84: Quartzito branco, localmente ferruginoso, granulometria fina a média e pouco micáceo pertencente ao "Nível A" da Formação São João da Chapada, da região da Estrada de Ferro Centro-Norte, desativada, (porção central da Quadrícula Guinda). A seção analisada trata-se de um corte paralelo ao **plano XZ** da amostra JC-67, sendo interessante a comparação de seus resultados com aqueles mostrados na Figura A3.85.









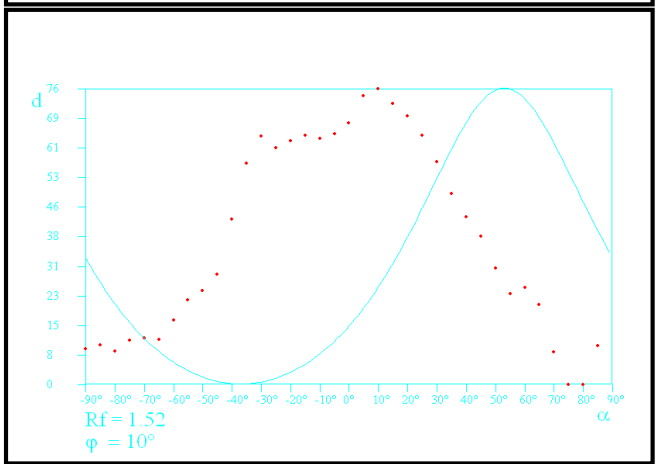
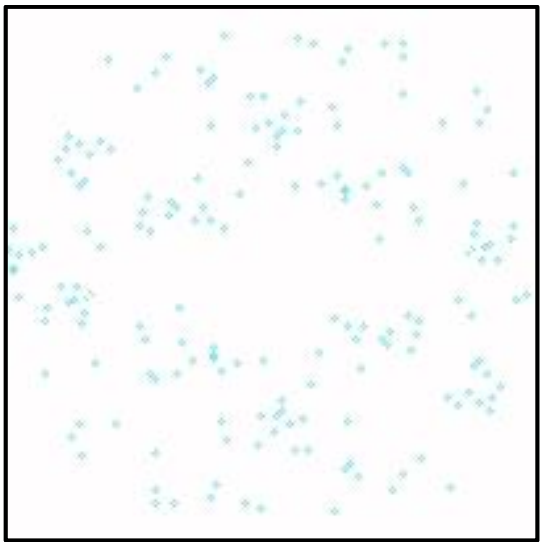
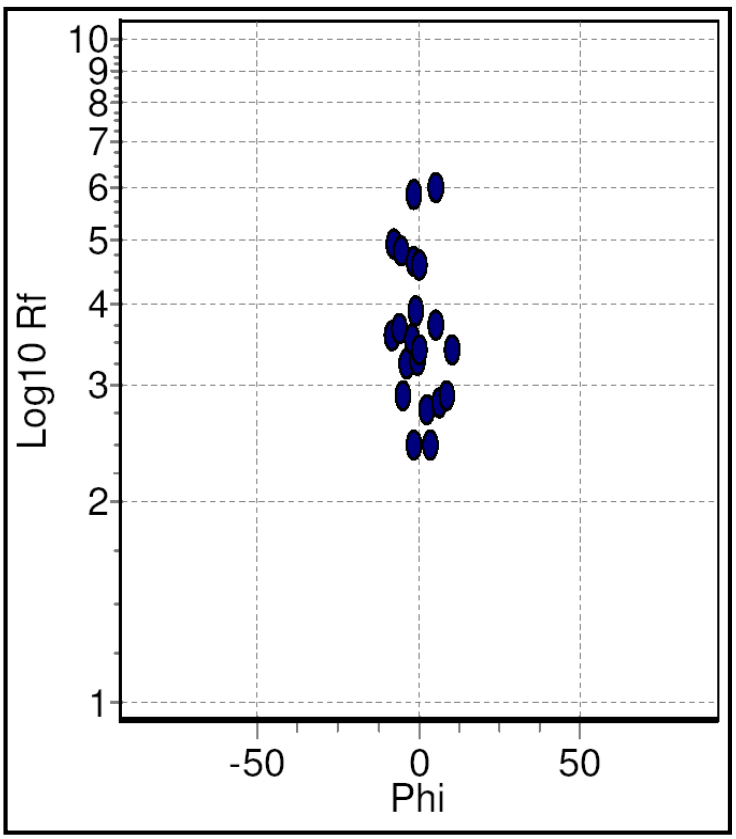
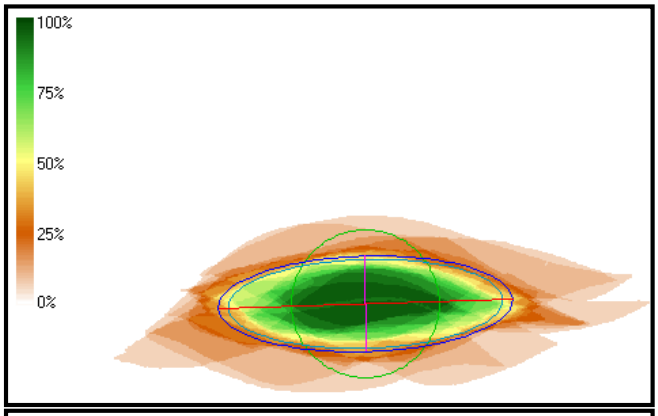


Figura A3.85: Quartzito branco, localmente ferruginoso, granulometria fina a média e pouco micáceo pertencente ao "Nível A" da Formação São João da Chapada, da região da Estrada de Ferro Centro-Norte, desativada, (porção central da Quadrícula Guinda). A seção analisada trata-se de um corte paralelo ao **plano YZ** da amostra JC-67, sendo interessante a comparação de seus resultados com aqueles mostrados na Figura A3.84.







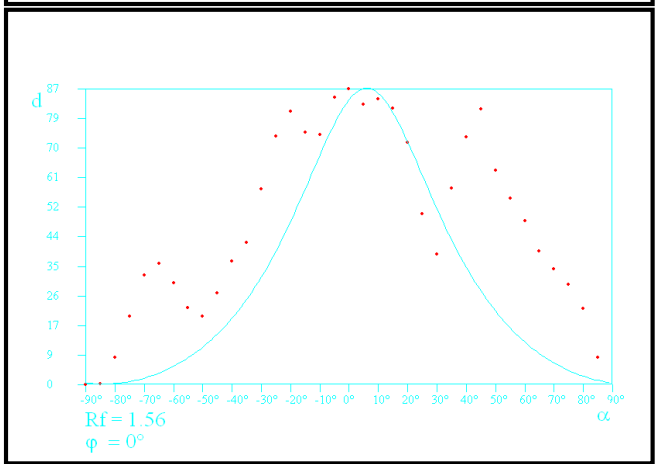
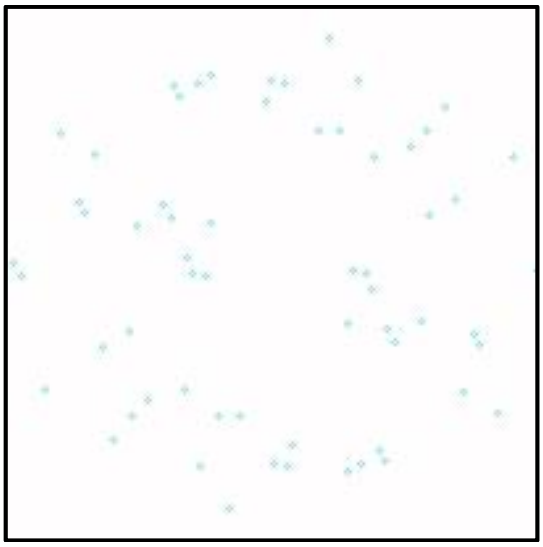
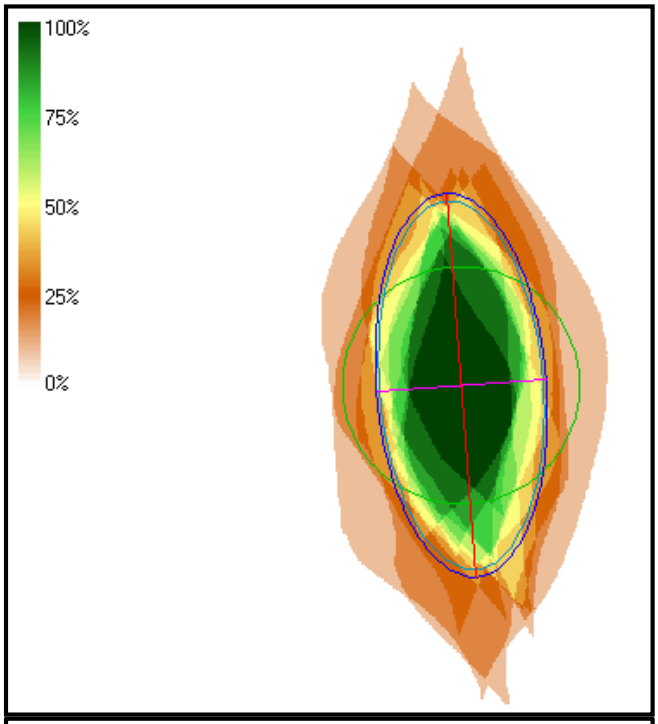
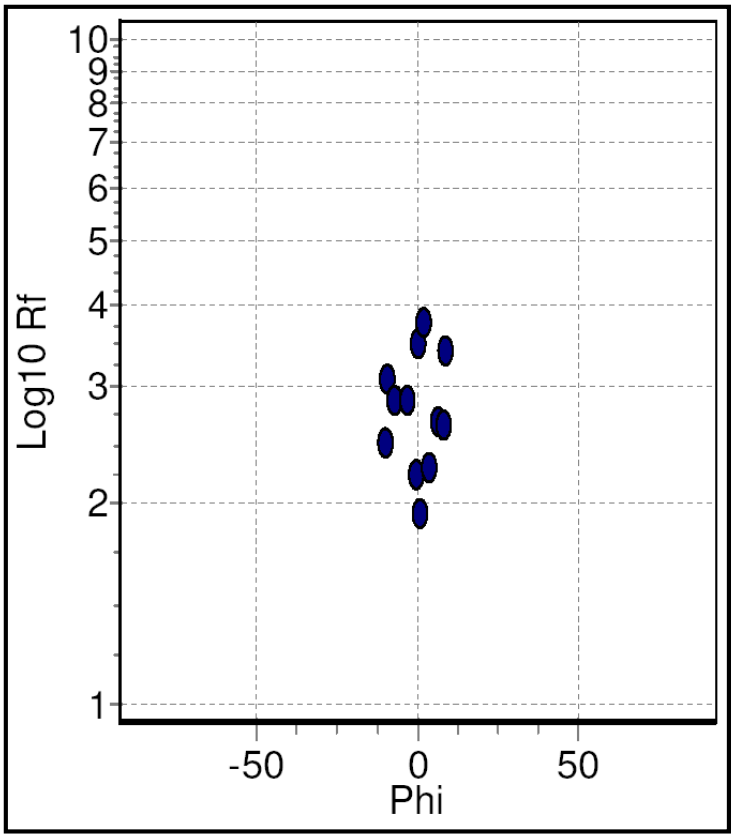


Figura A3.86: Corte paralelo ao **plano XZ** de quartzito branco acinzentado, médio a grosso, sobreposto a filito hematítico (amostra JC-68), pertencente ao "Nível C" Formação São João da Chapada, da região da Estrada de Ferro Centro-Norte, desativada, (porção central da Quadricula Guinda).







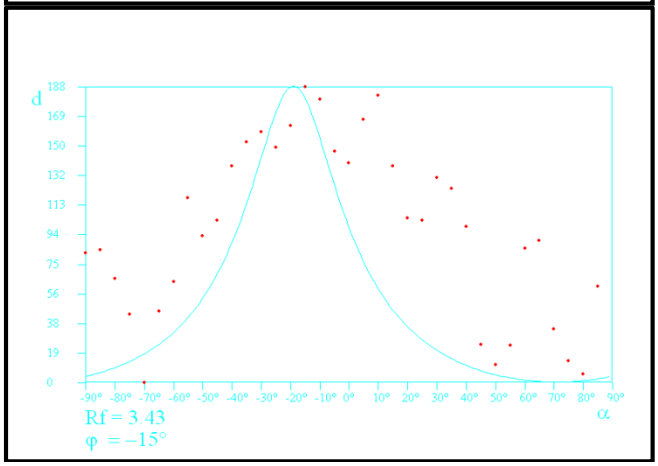
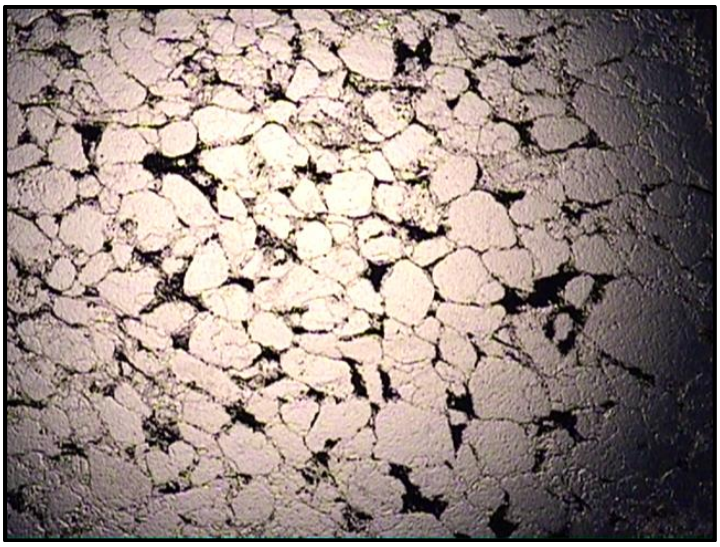
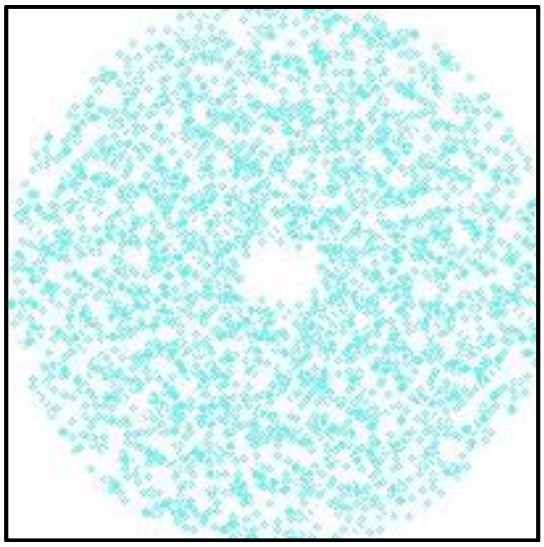
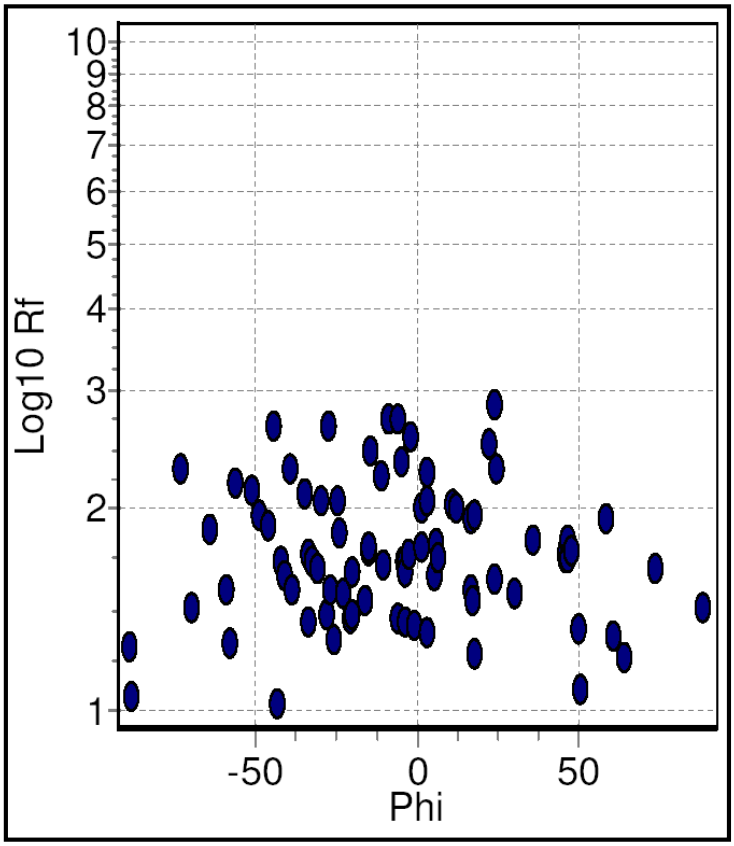
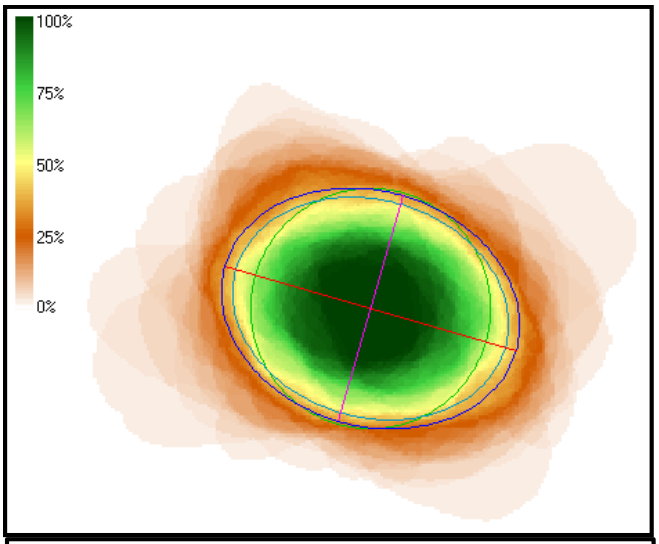


Figura A3.87: Amostra JC-68 em corte paralelo ao **plano YZ**, coleta na porção central da Quadrícula Guinda, região da Estrada de Ferro Centro-Norte. Trata-se de quartzito branco acinzentado, médio a grosso, pertencente ao "Nível C" Formação São João da Chapada. Comparar com a Figura A3.86, que representa corte paralelo a XZ.









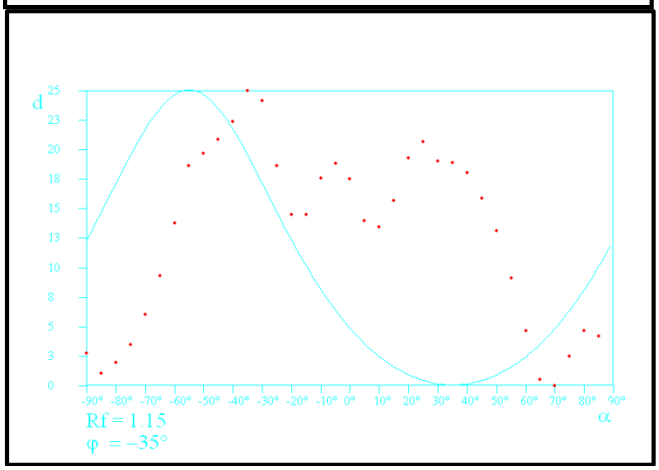
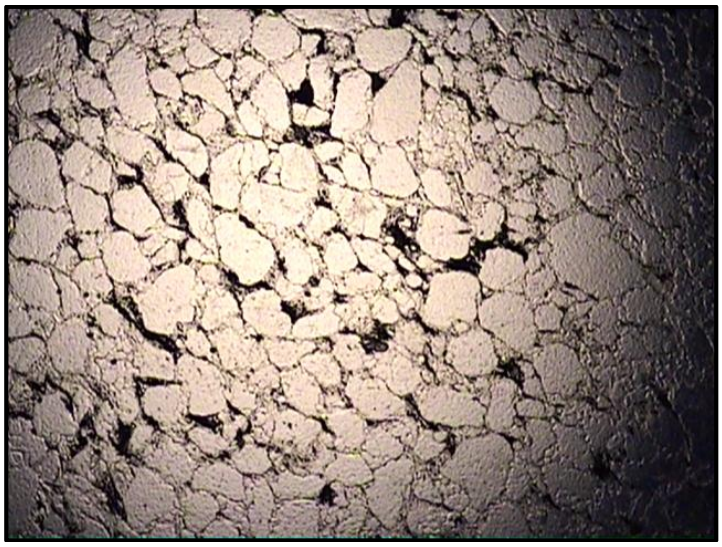
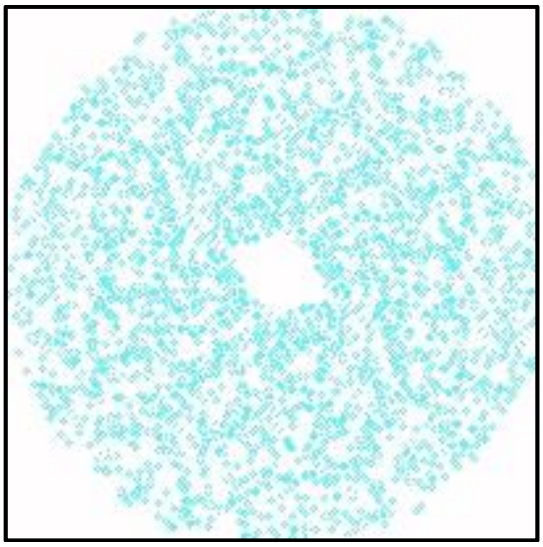
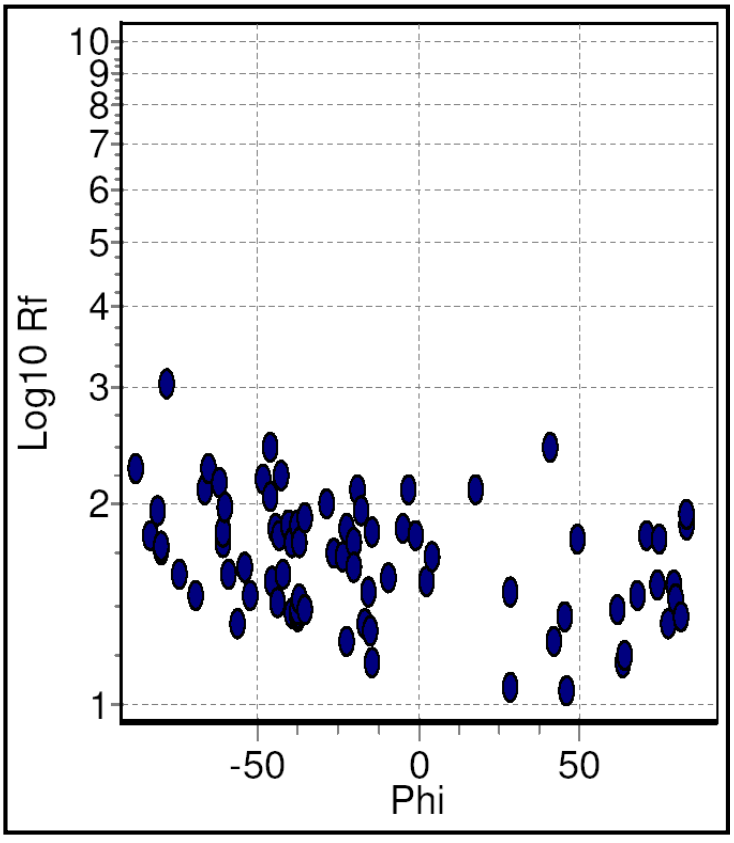
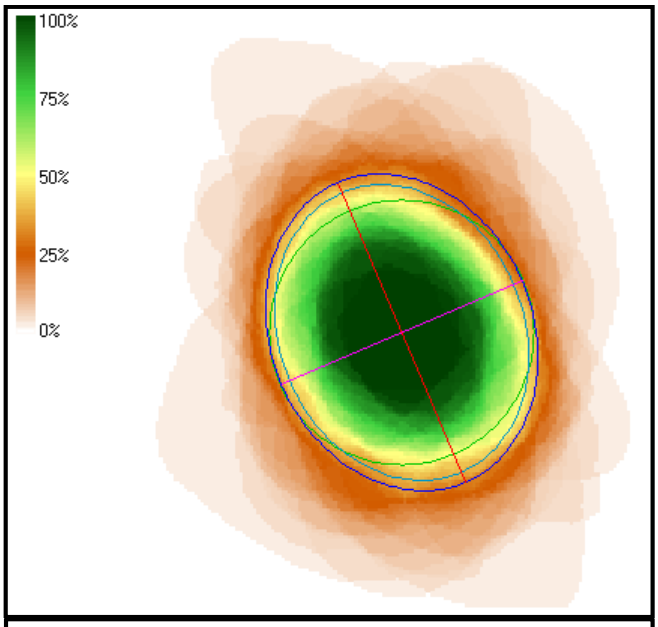


Figura A3.88: Corte paralelo ao **plano XZ** de quartzito conglomerático, ferruginoso, micáceo, coletado nas proximidades da *klippe* na região central da Quadrícula Guinda, representante do "Nível C" da Formação São João da Chapada (amostra JC-71). Comparar com a Figura A3.89, que representa corte paralelo a YZ.









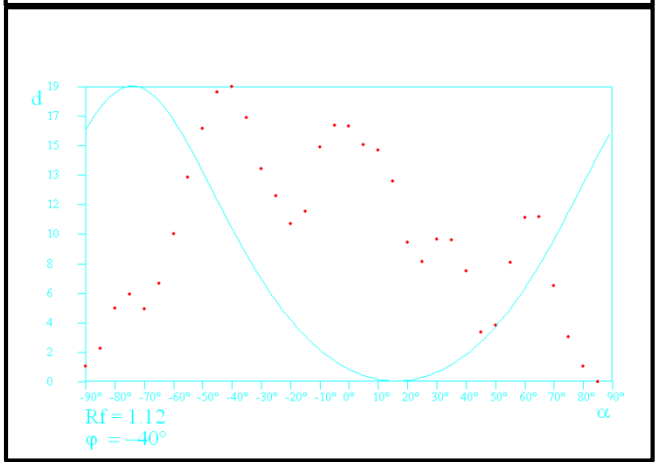
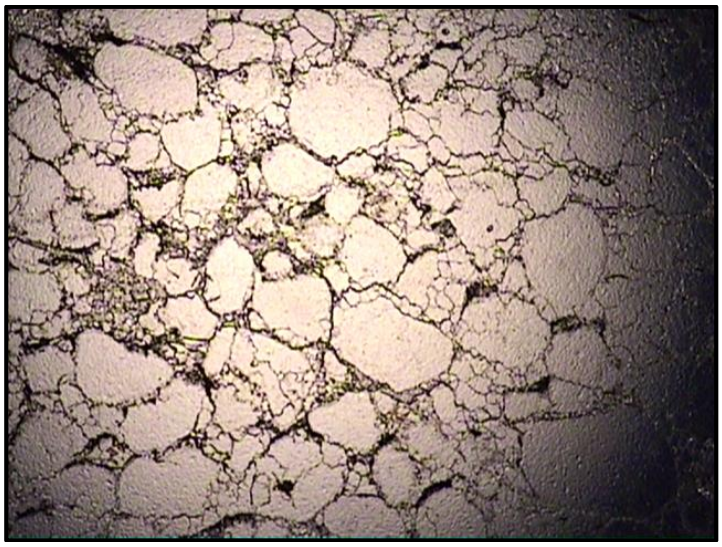
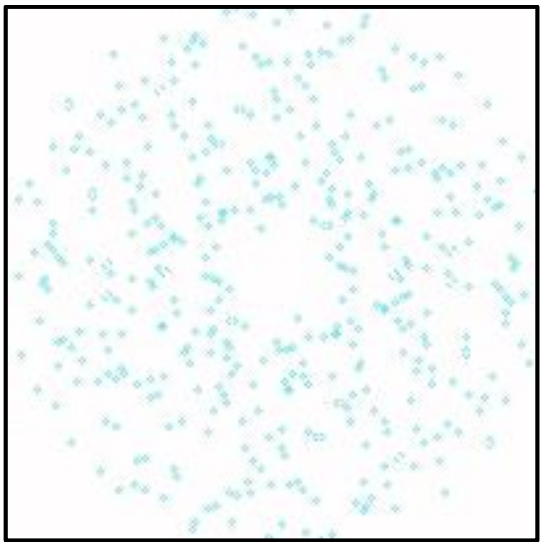
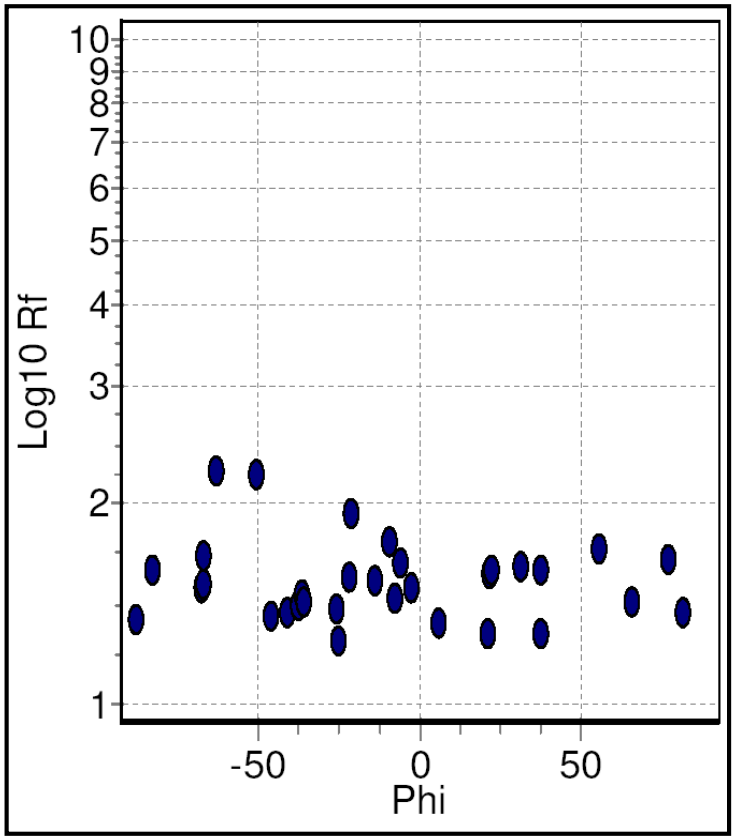
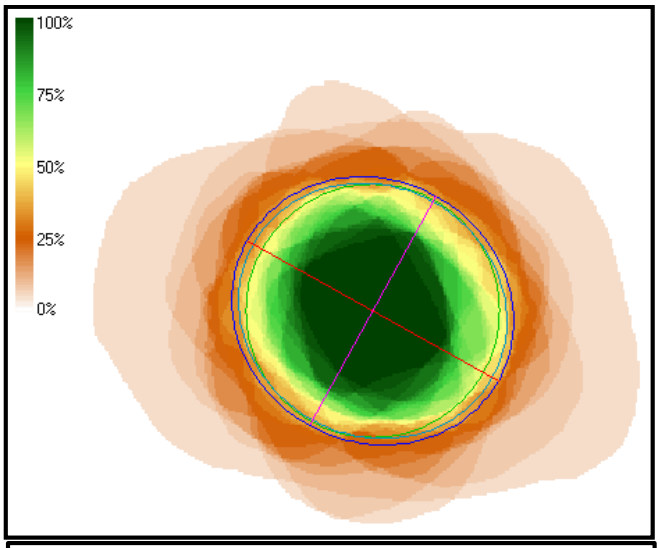


Figura A3.89: Corte paralelo ao **plano YZ** de quartzito conglomerático, ferruginoso, micáceo, coletado nas proximidades da *klippe* na região central da Quadrícula Guinda, representante do "Nível C" da Formação São João da Chapada (amostra JC-71). Comparar com a Figura A3.88, que representa corte paralelo a XZ.









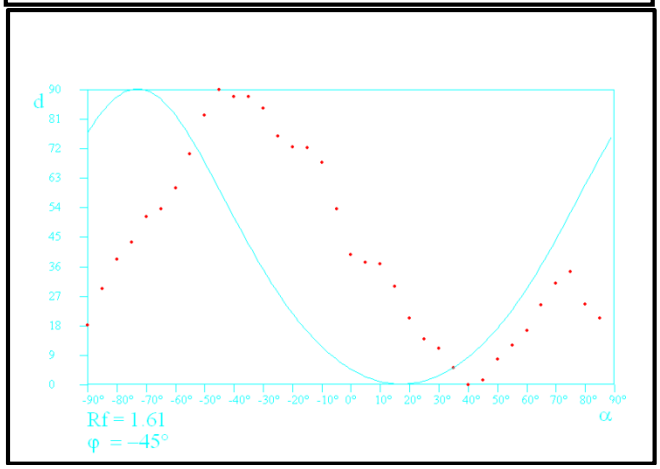
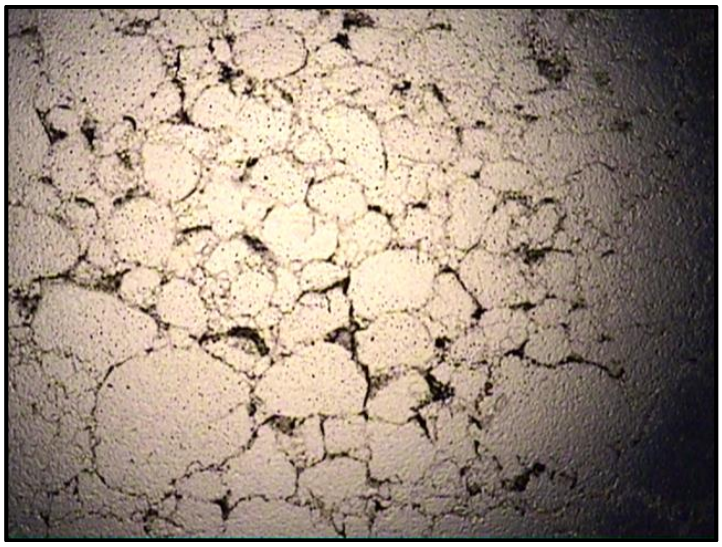
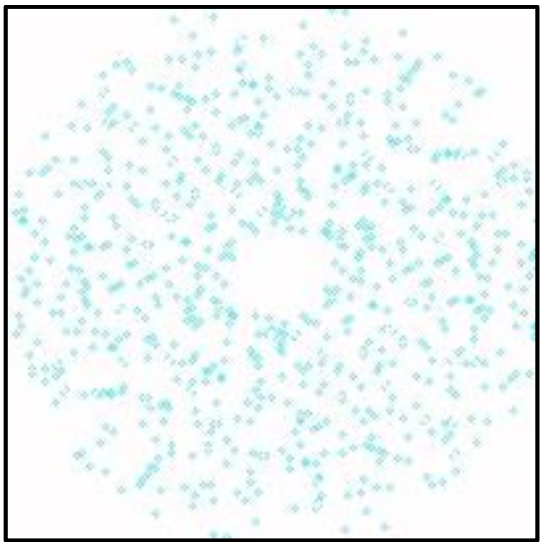
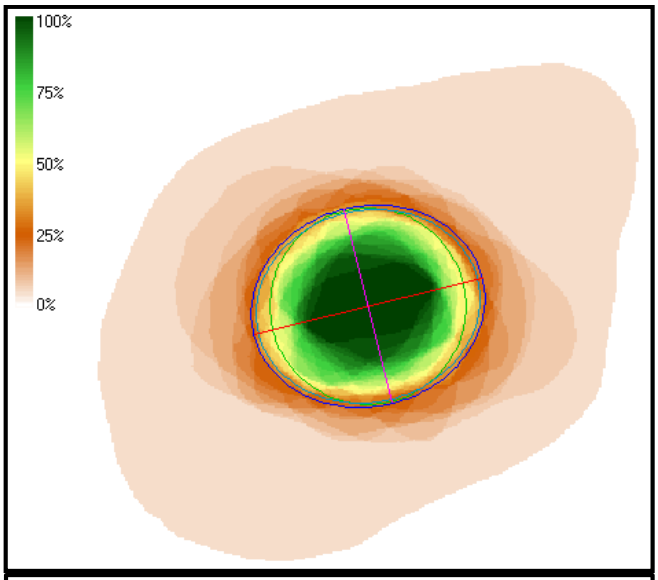
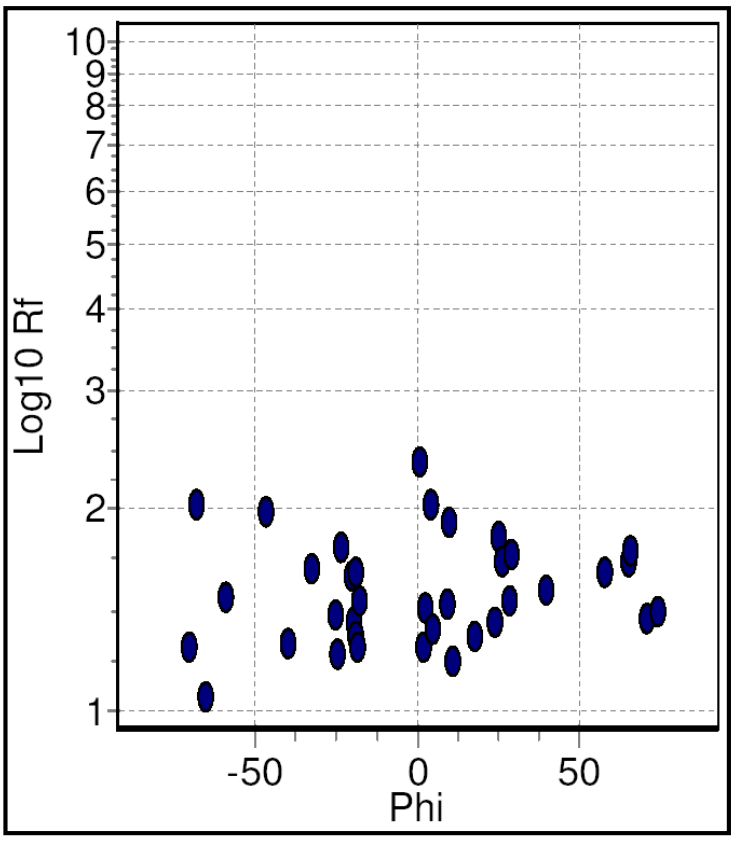


Figura A3.90: Quartzito cinza, granulometria média a grossa e pouco micáceo pertencente ao "Nível C" da Formação São João da Chapada da região da Estrada de Ferro Centro-Norte, desativada (porção central da Quadrícula Guinda). A seção analisada trata-se de um corte paralelo ao **plano XZ** da amostra JC-74, sendo interessante a comparação de seus resultados com aqueles mostrados na Figura A3.91.









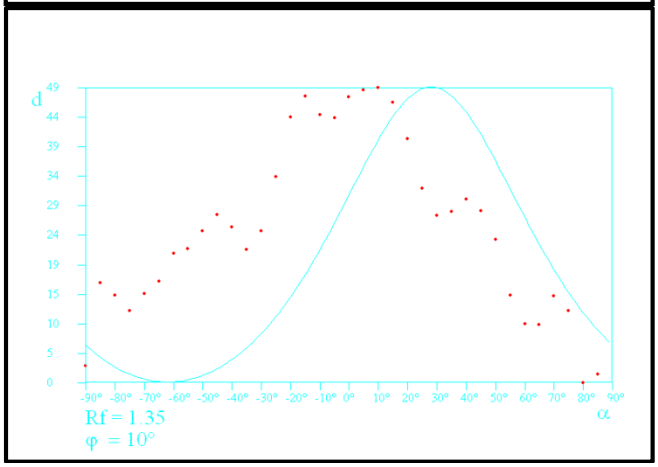
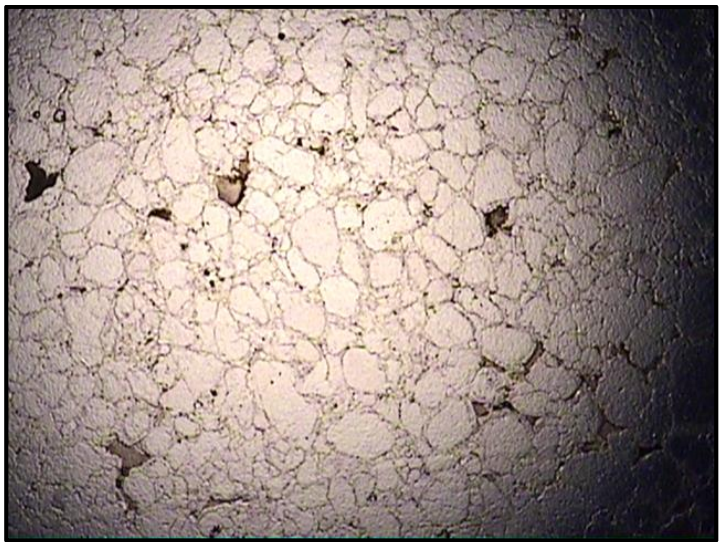
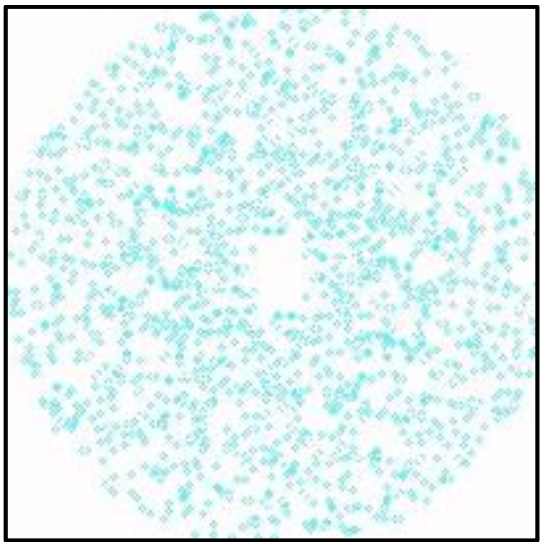
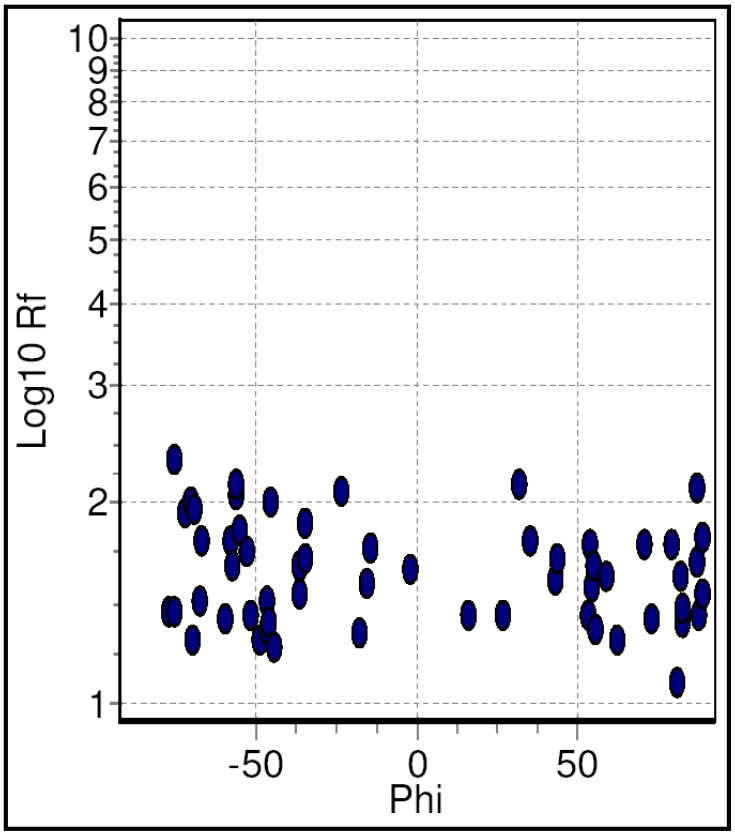
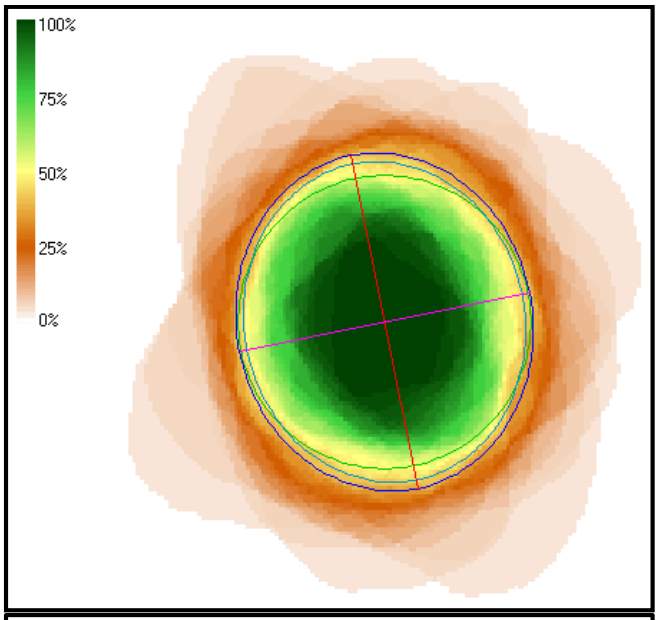


Figura A3.91: Quartzito cinza, granulometria média a grossa e pouco micáceo pertencente ao "Nível C" da Formação São João da Chapada da região da Estrada de Ferro Centro-Norte, desativada (porção central da Quadrícula Guinda). A seção analisada trata-se de um corte paralelo ao **plano YZ** da amostra JC-74, sendo interessante a comparação de seus resultados com aqueles mostrados na Figura A3.90.









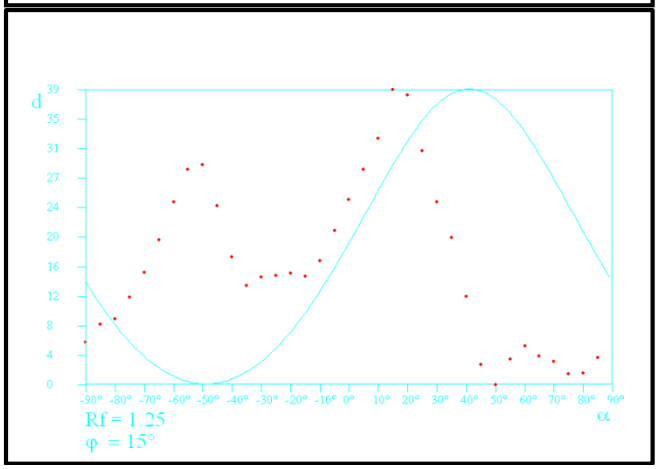
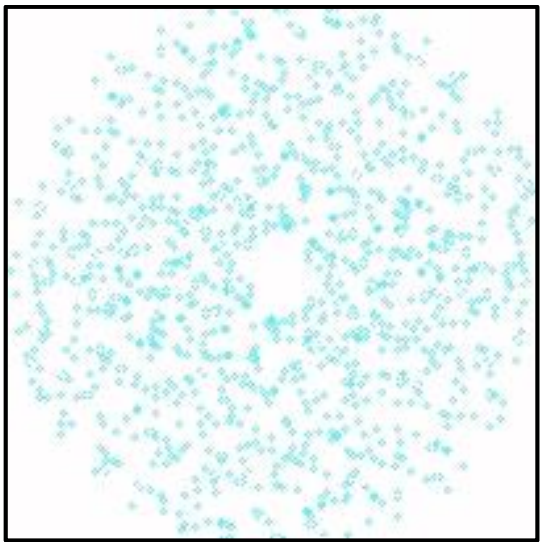
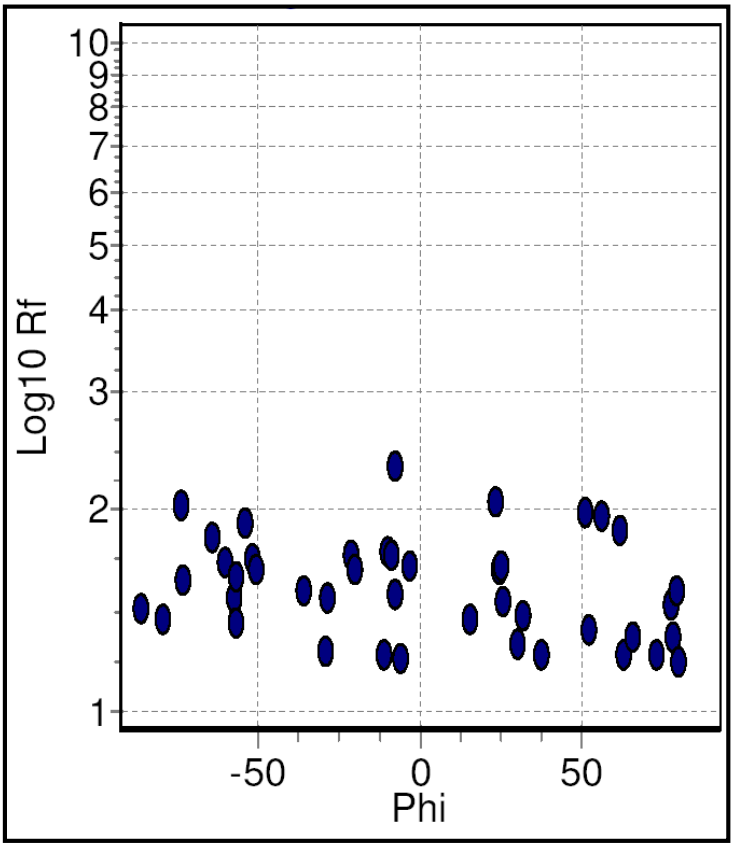
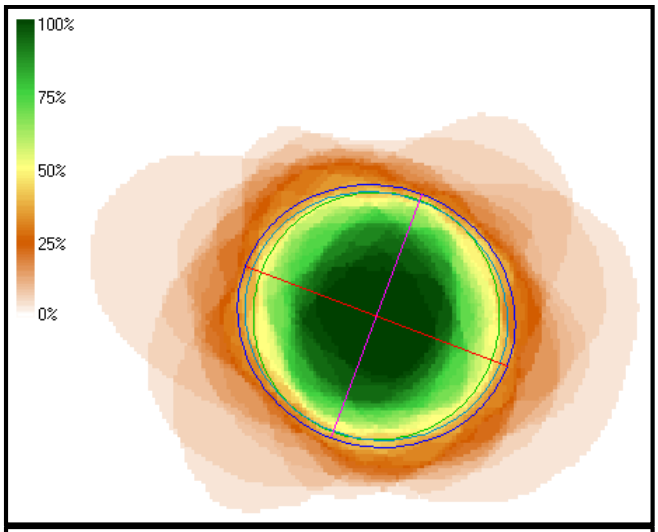


Figura A3.92: Corte paralelo ao **plano XZ** de amostra (JC-75) de quartzito branco a vermelho rosado, granulometria variando de fina a média, amostrado em afloramento do "Nível C" da Formação São João da Chapada contendo marcas onduladas preservadas, na Estrada de Ferro Centro-Norte, desativada, região central da Quadrícula Guinda.







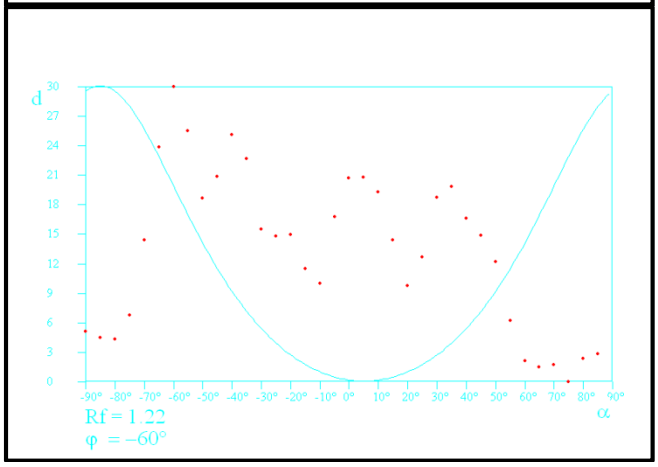
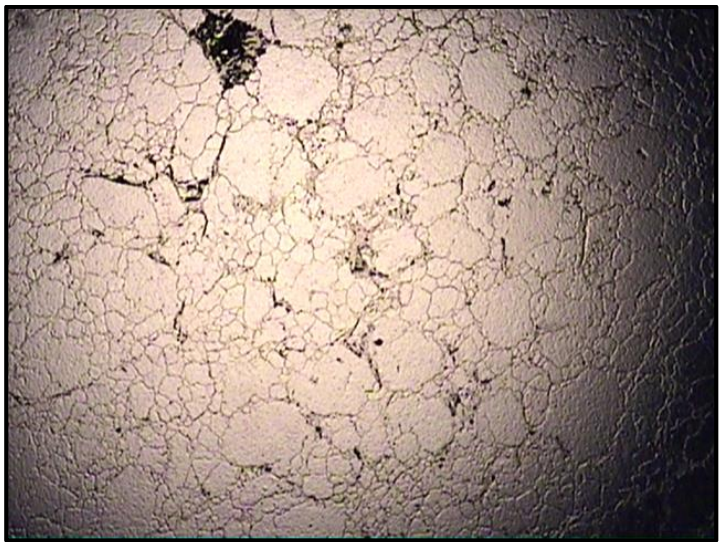
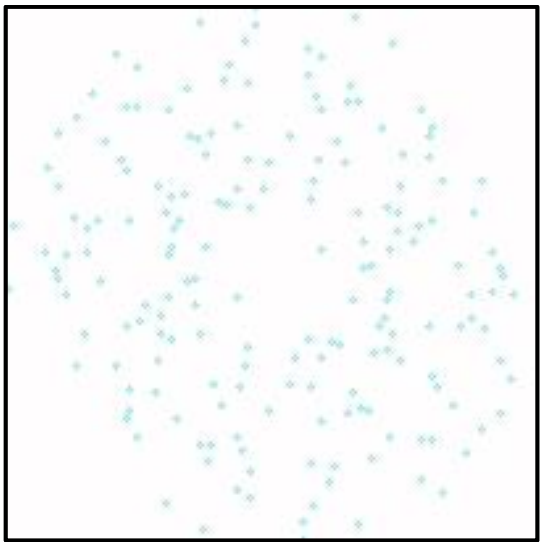
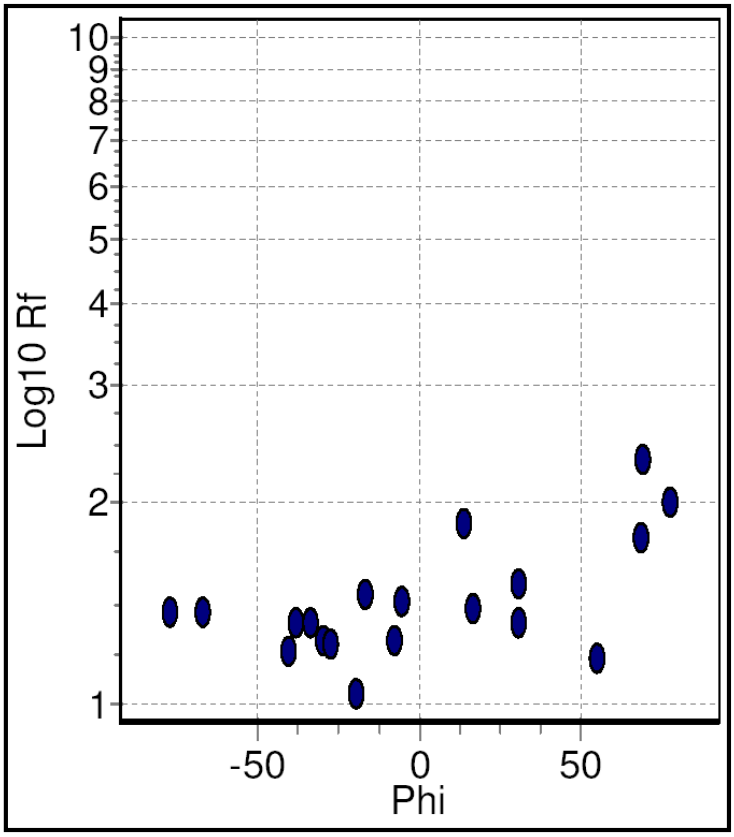
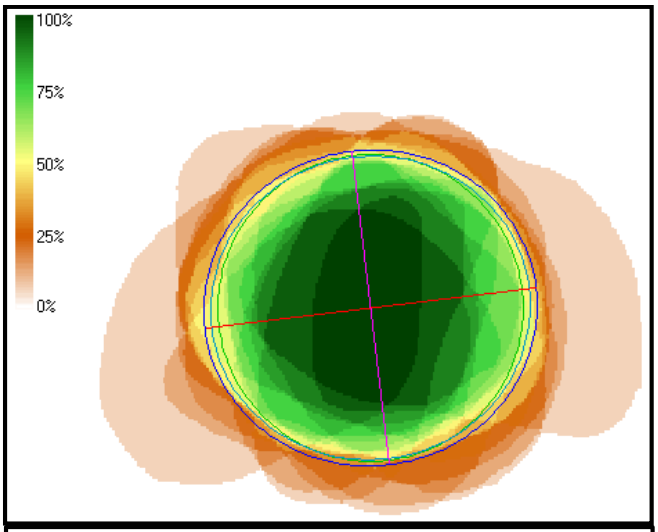


Figura A3.93: Corte paralelo ao **plano YZ** de amostra (JC-75) de quartzito branco a vermelho rosado, granulometria variando de fina a média, amostrado em afloramento do "Nível C" da Formação São João da Chapada contendo marcas onduladas preservadas, na Estrada de Ferro Centro-Norte, desativada, região central da Quadrícula Guinda.









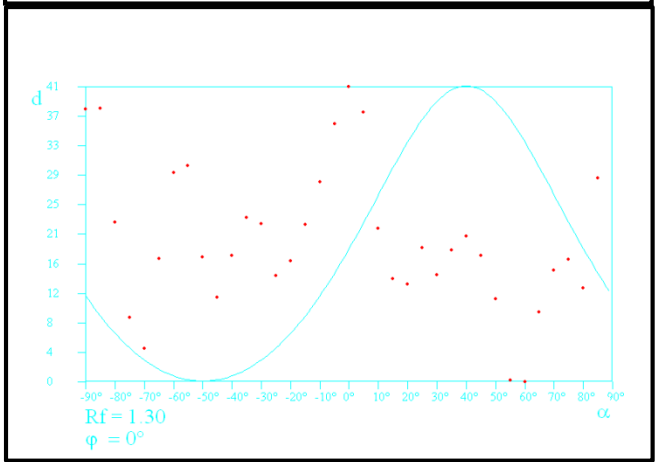
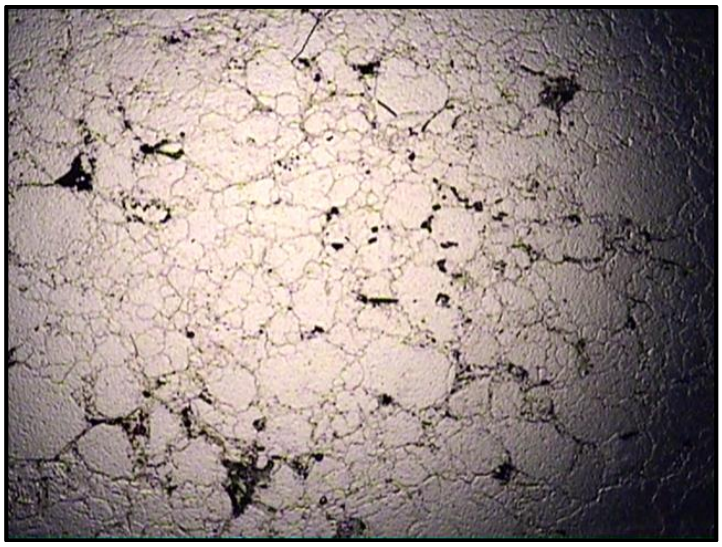
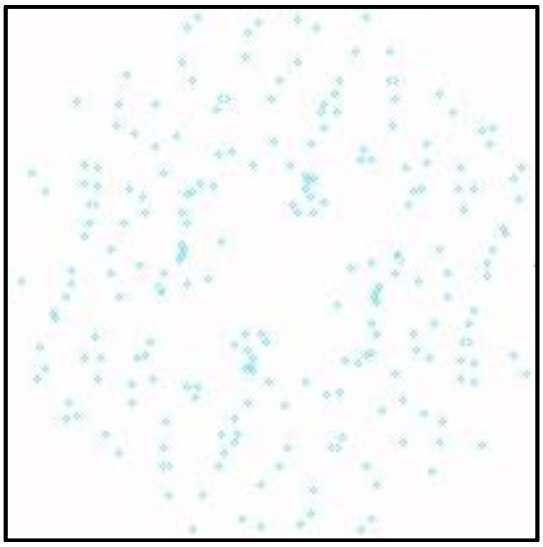
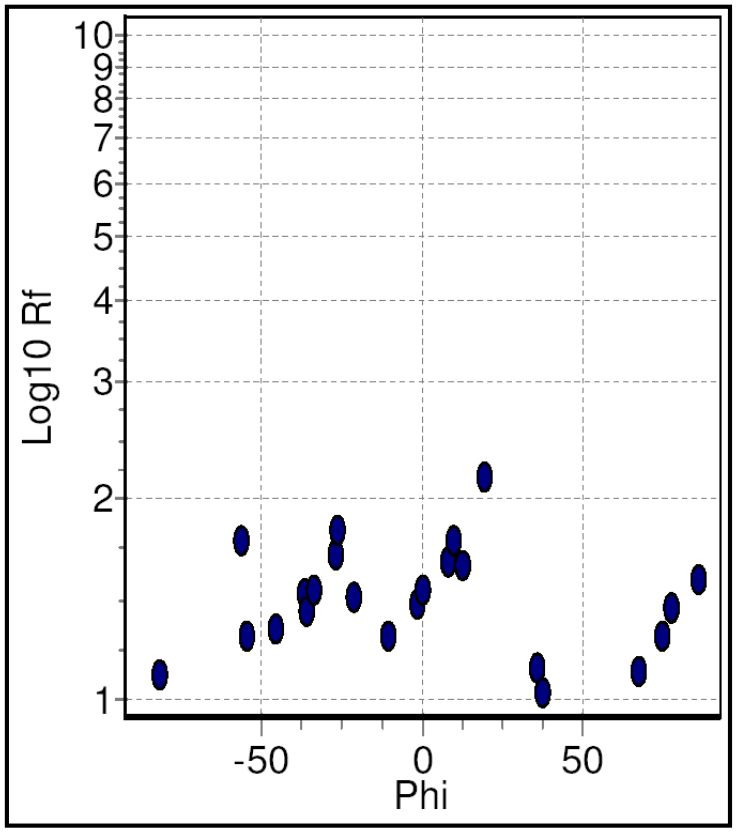
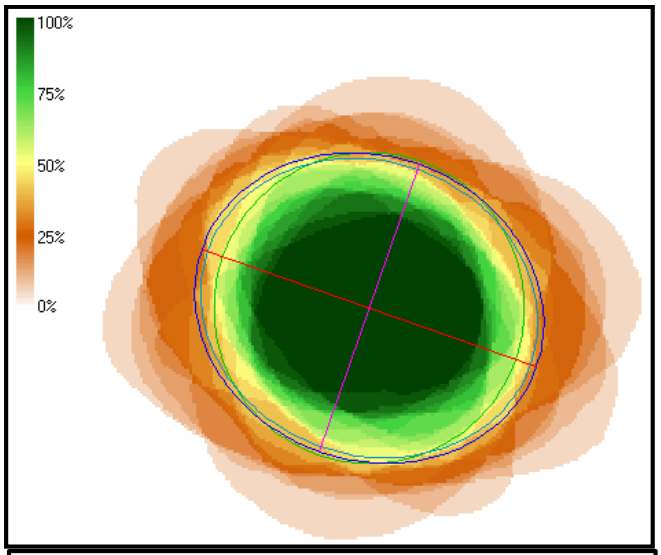


Figura A3.94: Resultados obtidos a partir da análise quantitativa da deformação em corte paralelo ao **plano XZ** da amostra JC-76, correspondente a quartzito cinza de granulometria média, pouco micáceo do "Nível C" da Formação São João da Chapada, região central da Quadrícula Guinda. Comparar com os diagramas apresentados na Figura A3.95, correspondentes ao plano YZ.









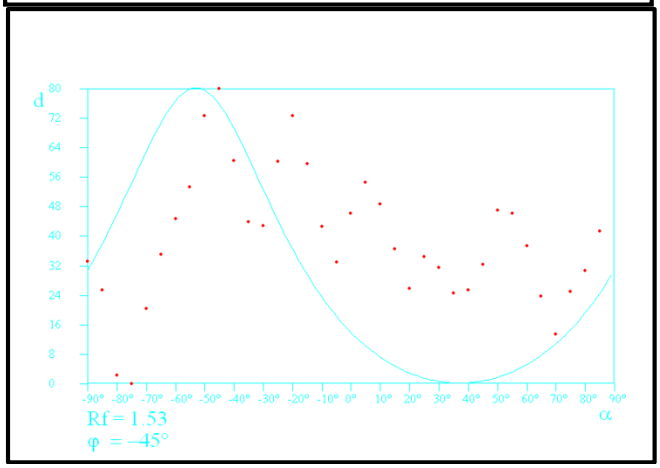
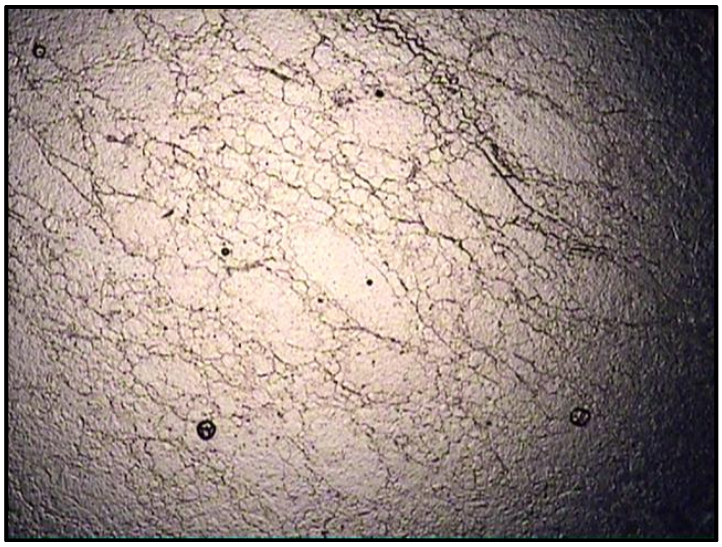
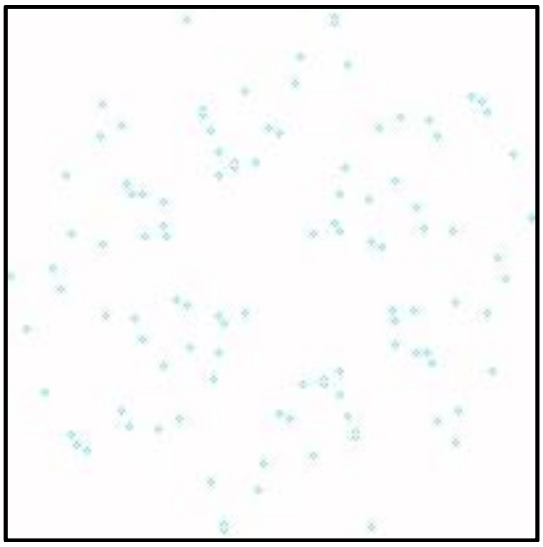
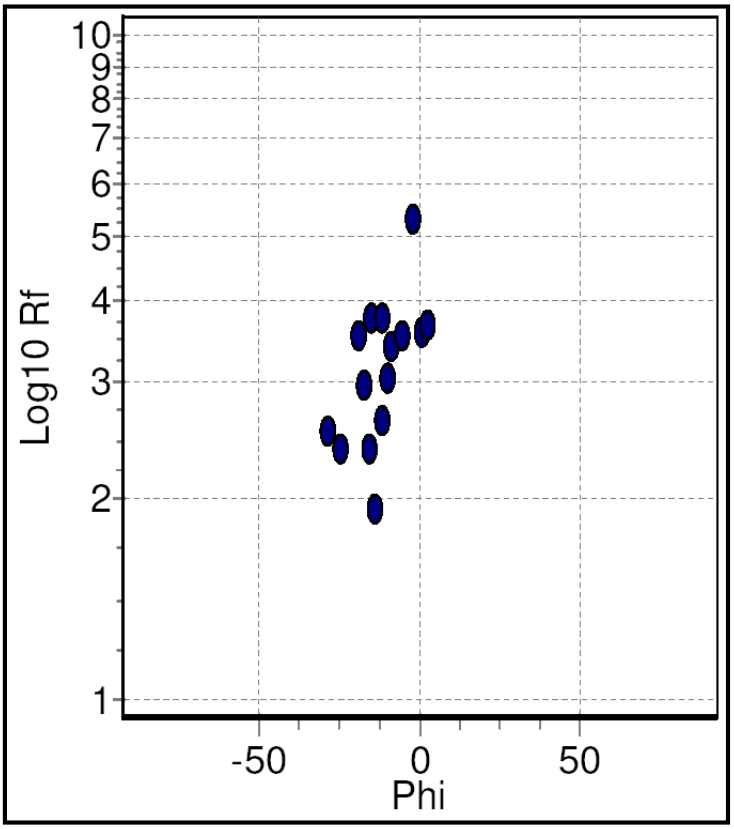
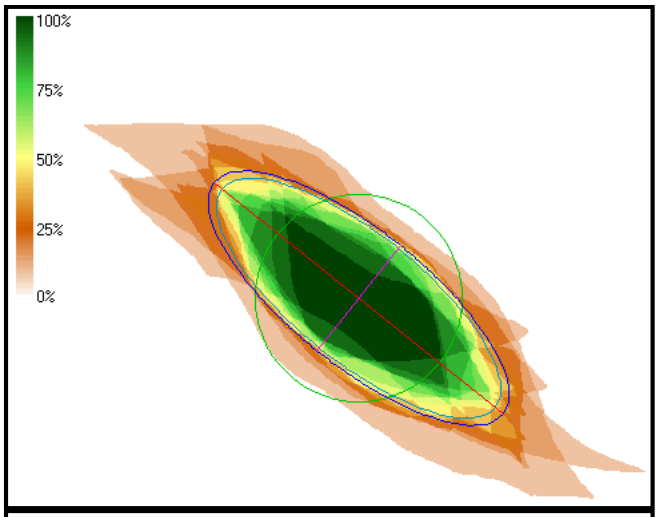


Figura A3.95: Resultados obtidos a partir da análise quantitativa da deformação em corte paralelo ao **plano YZ** da amostra JC-76, correspondente a quartzito cinza de granulometria média, pouco micáceo do "Nível C" da Formação São João da Chapada, região da Estrada de Ferro Centro-Norte, desativada, porção central da Quadrícula Guinda.









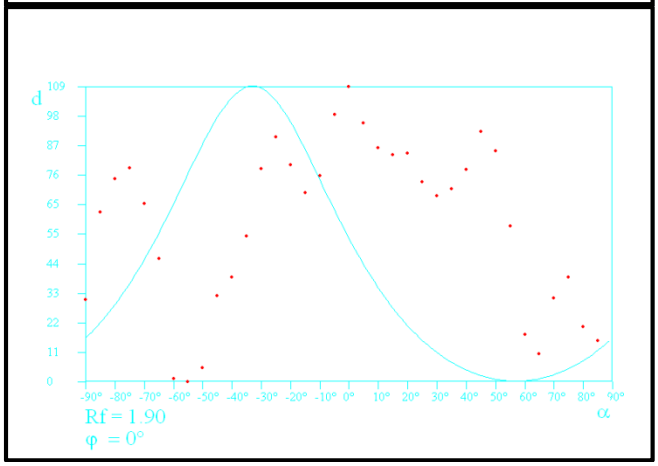
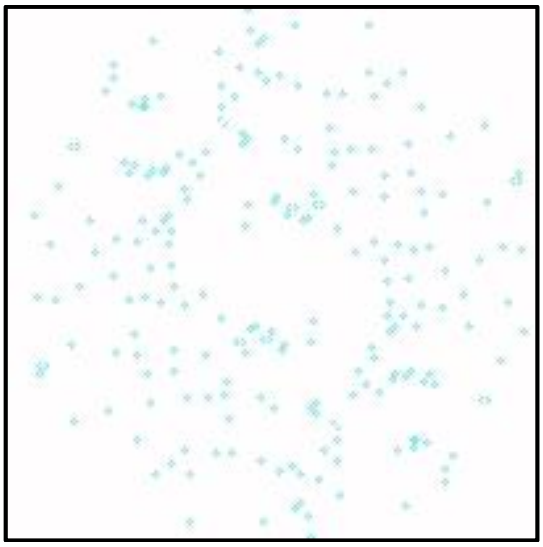
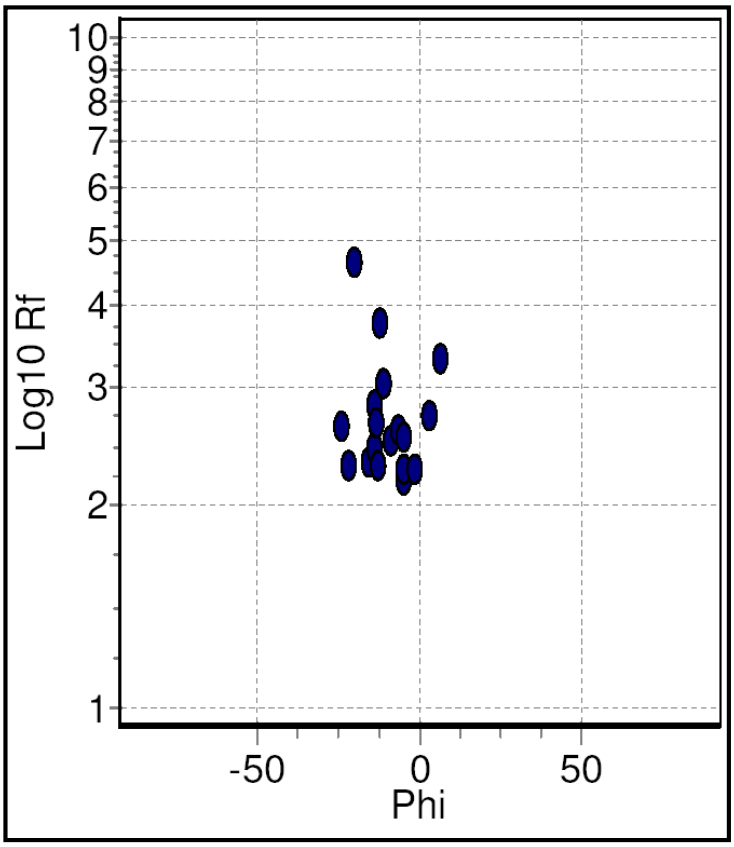
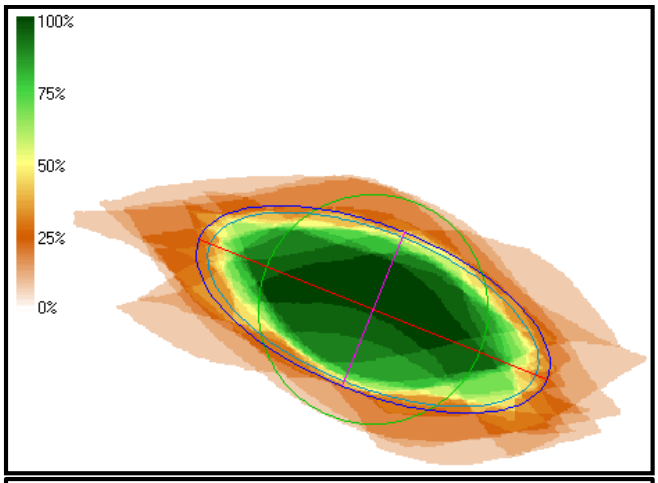


Figura A3.96: Amostra JC-77 em corte paralelo ao **plano XZ**, correspondente a quartzito branco de granulometria fina a média, pouco micáceo, contendo níveis de óxido e estratificação cruzada tabular do "Nível C" da Formação São João da Chapada, região da Estrada de Ferro Centro-Norte, porção central da Quadrícula Guinda. Comparar com os resultados mostrados na Figura A3.97.







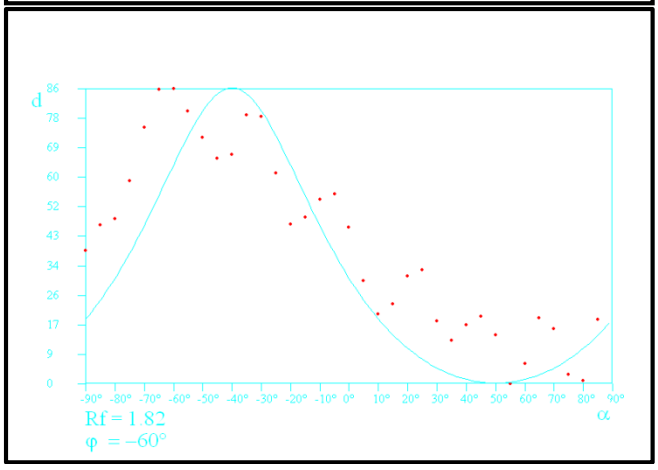
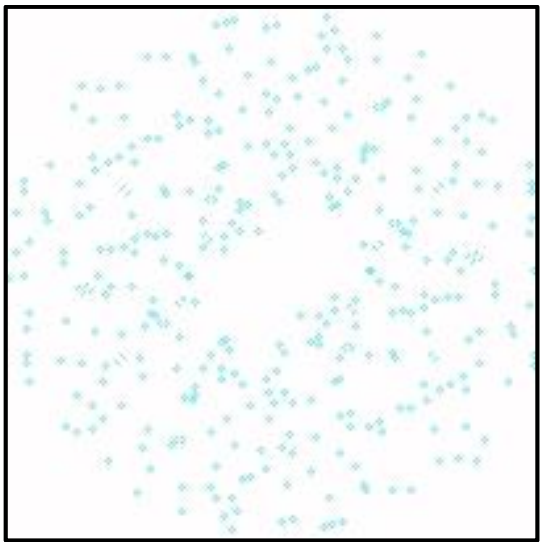
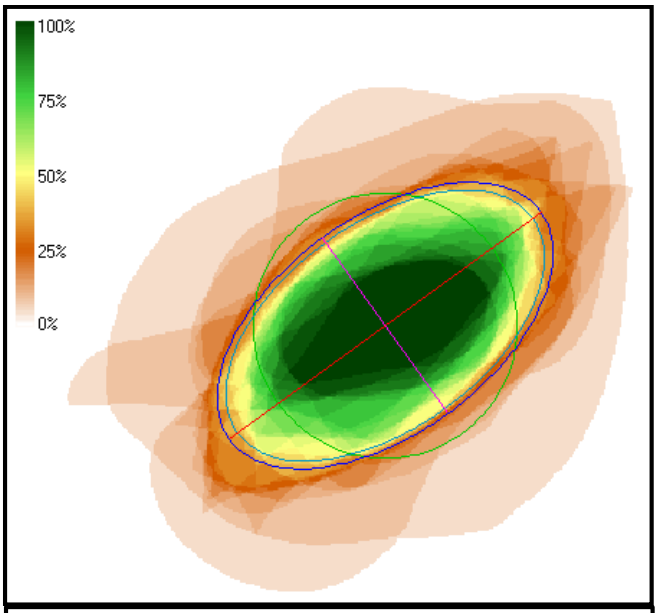
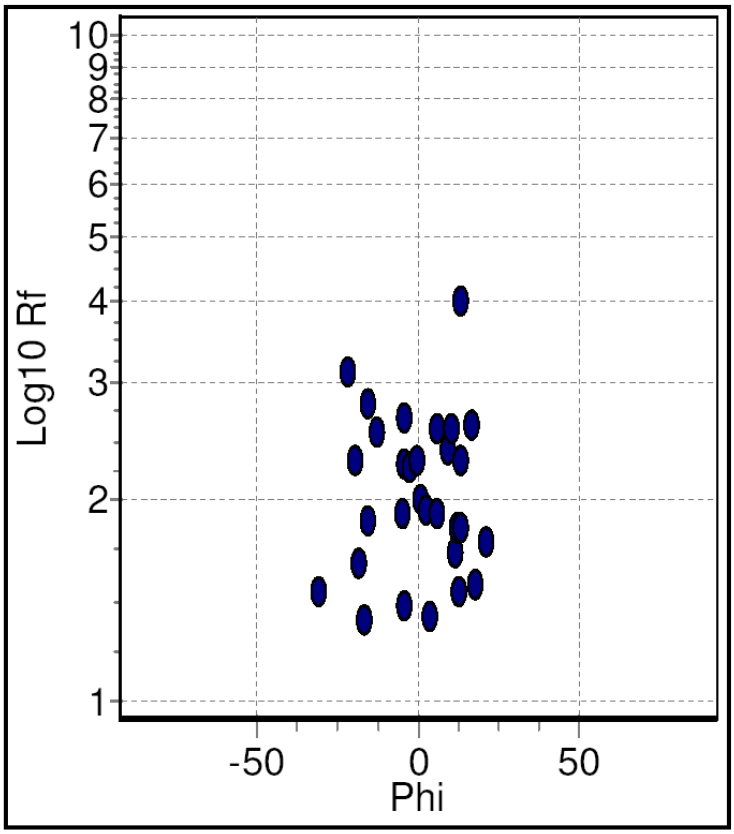


Figura A3.97: Amostra JC-77 em corte paralelo ao **plano YZ**, correspondente a quartzito branco de granulometria fina a média, pouco micáceo, contendo níveis de óxido e estratificação cruzada tabular do "Nível C" da Formação São João da Chapada, região da Estrada de Ferro Centro-Norte, porção central da Quadrícula Guinda.







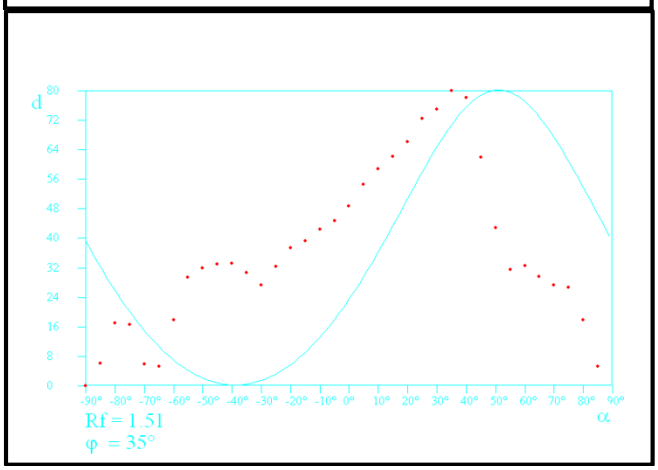
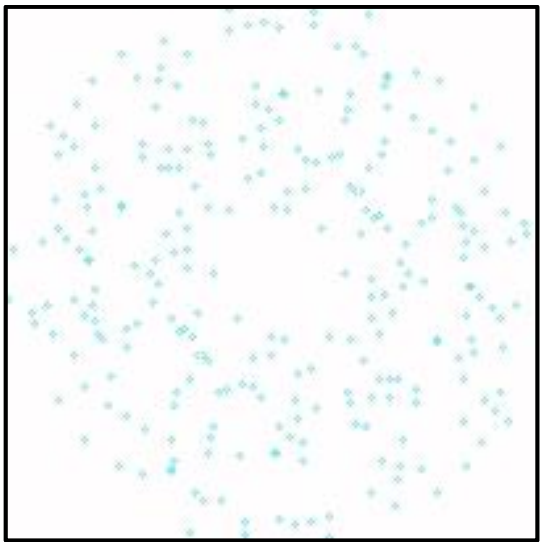
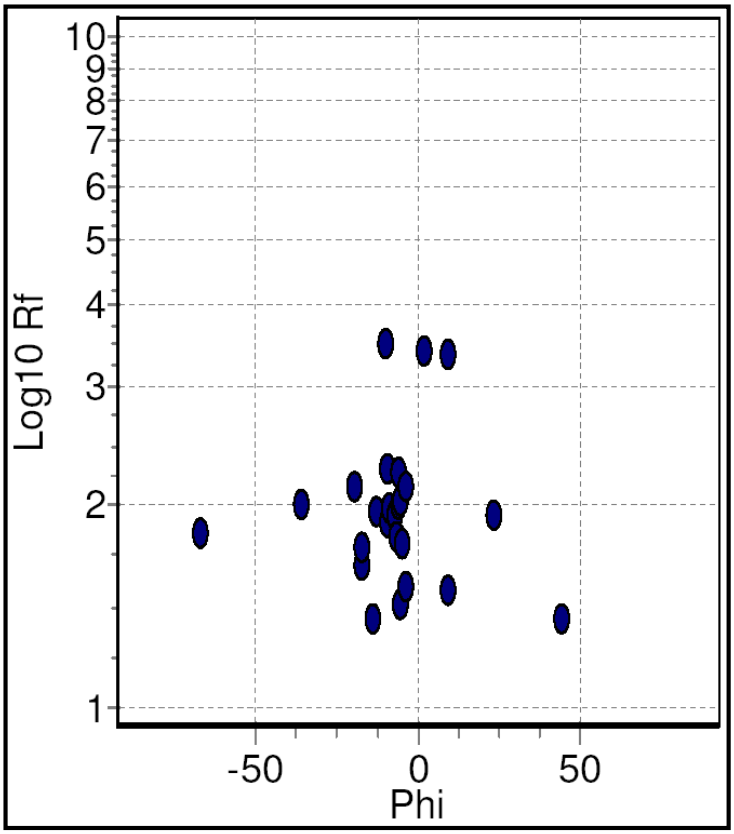
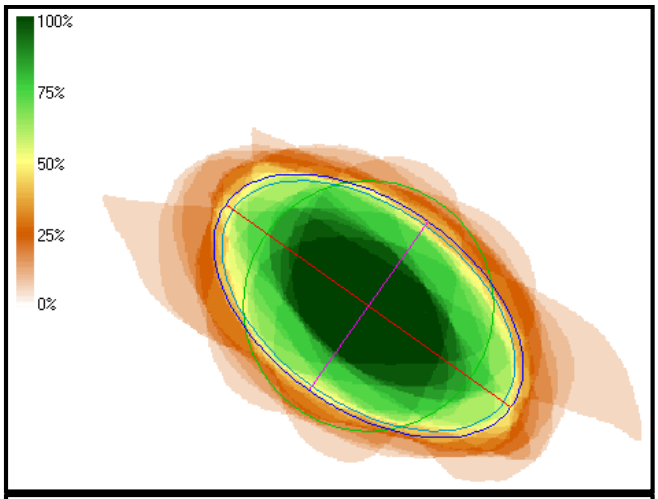


Figura A3.98: Corte paralelo ao **plano XZ** da amostra JC-79, correspondente a quartzito branco, granulometria fina a média, pouco micáceo pertencente ao Membro Datas, Formação Sopa-Brumadinho, da região da Estrada de Ferro Centro-Norte (porção central da Quadrícula Guinda).







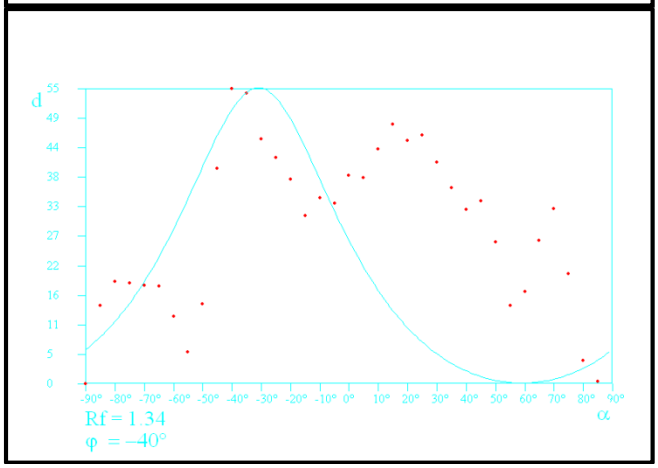
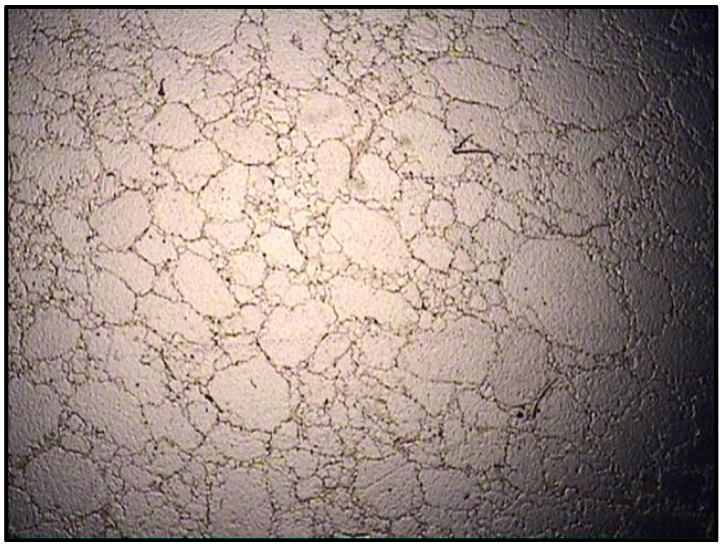
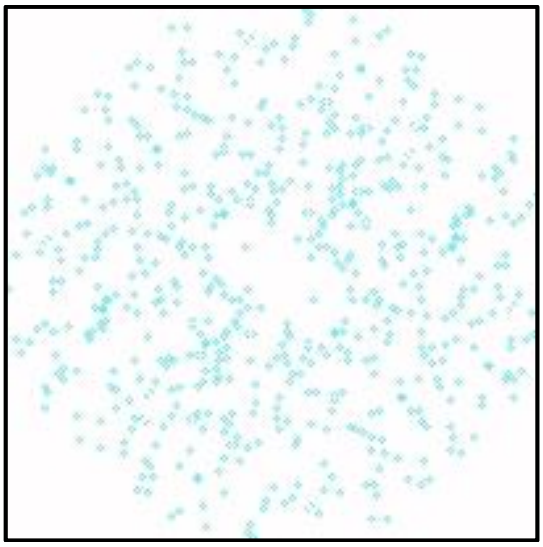
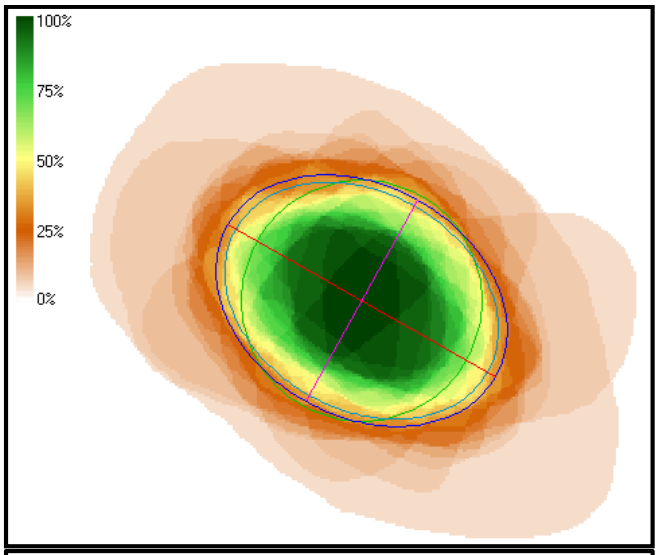
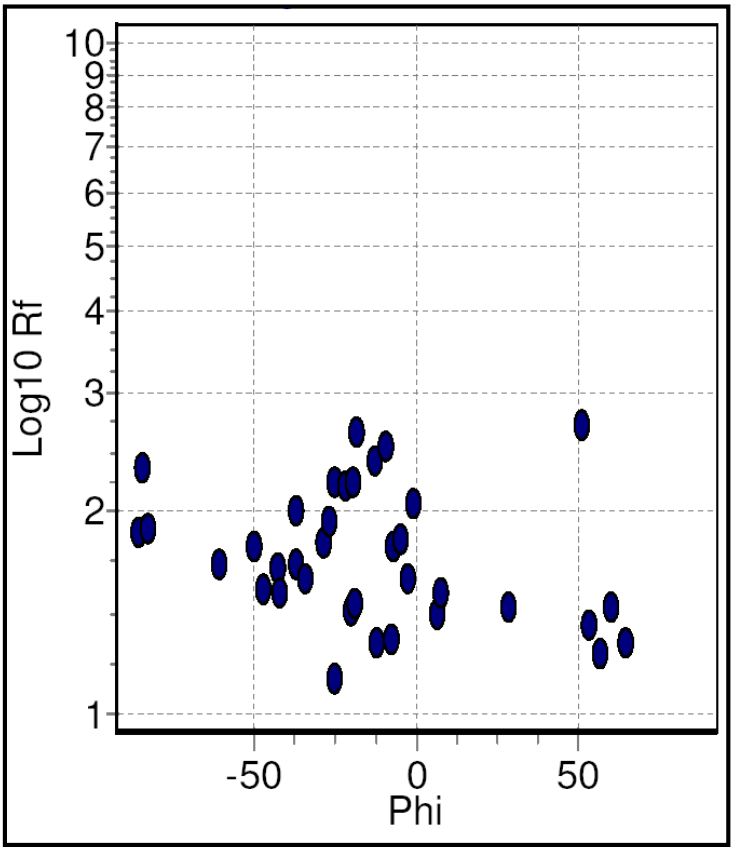


Figura A3.99: Corte paralelo ao **plano YZ** da amostra JC-79, correspondente a quartzito branco, granulometria fina a média, pouco micáceo pertencente ao Membro Datas, Formação Sopa-Brumadinho, da região da Estrada de Ferro Centro-Norte (porção central da Quadrícula Guinda).









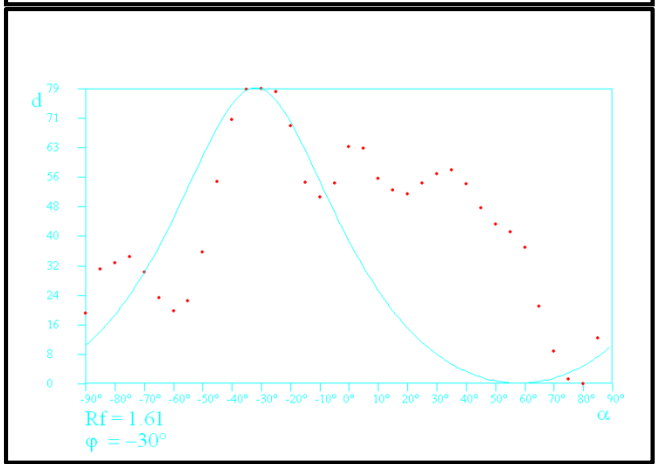
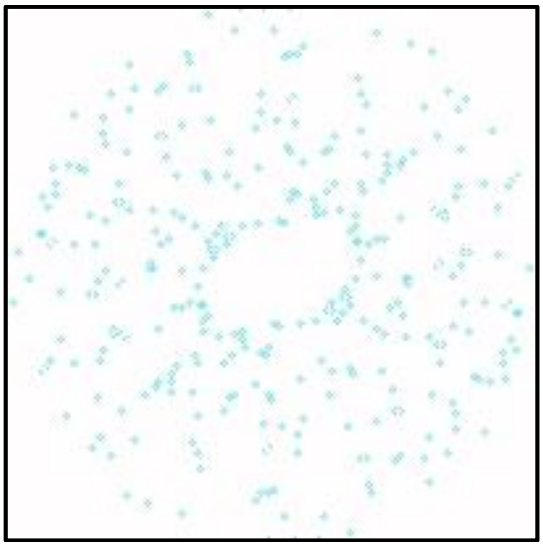
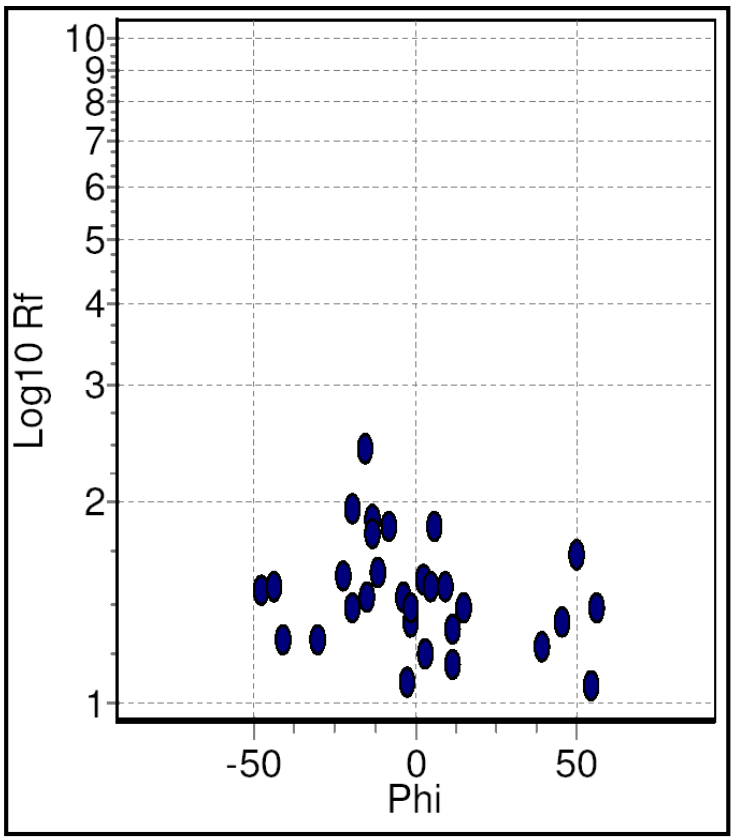
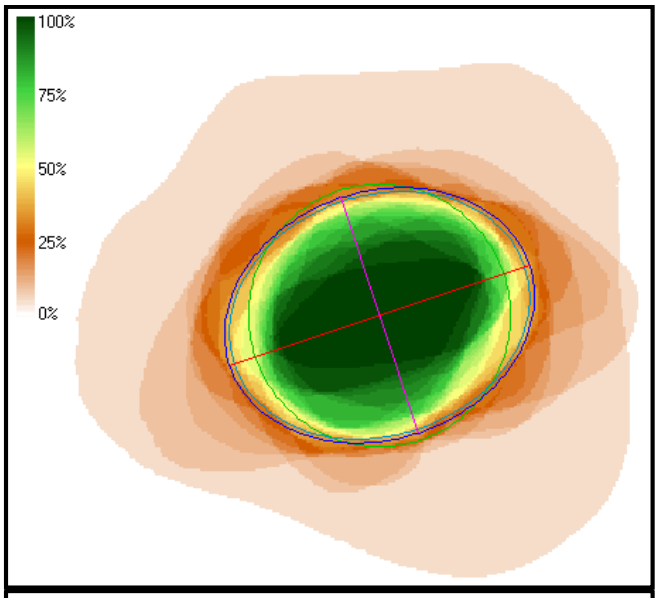


Figura A3.100: Quartzito fino a médio, pouco micáceo, localmente ferruginoso, contendo grânulos (e mais raramente seixos) pertencente ao "Nível C" da Formação São João da Chapada, da região da Estrada de Ferro Centro-Norte. A seção analisada trata-se de um corte paralelo ao **plano XZ** da amostra JC-80, sendo interessante a comparação de seus resultados com aqueles mostrados na Figura A3.101.







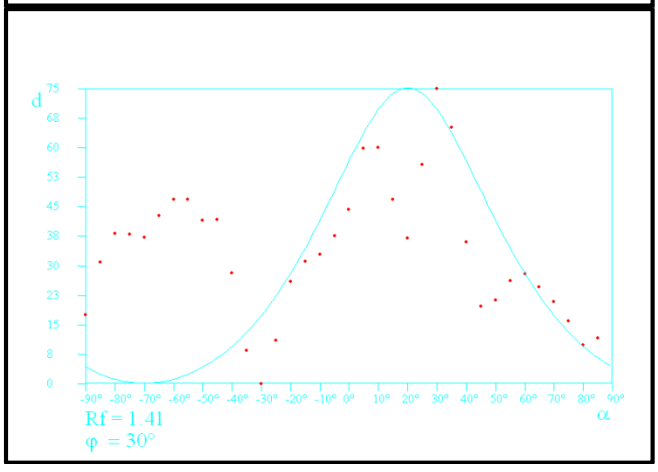
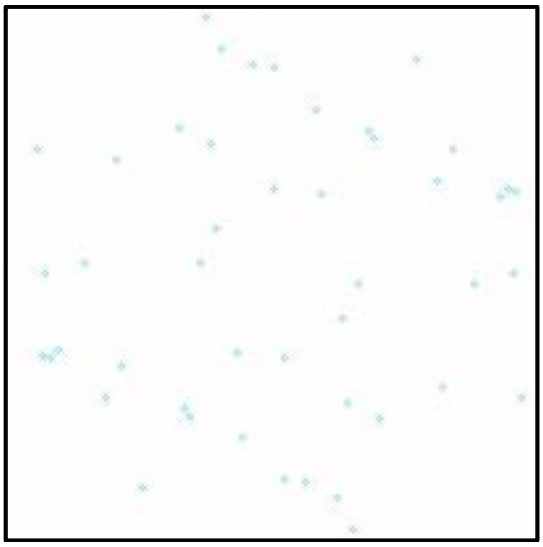
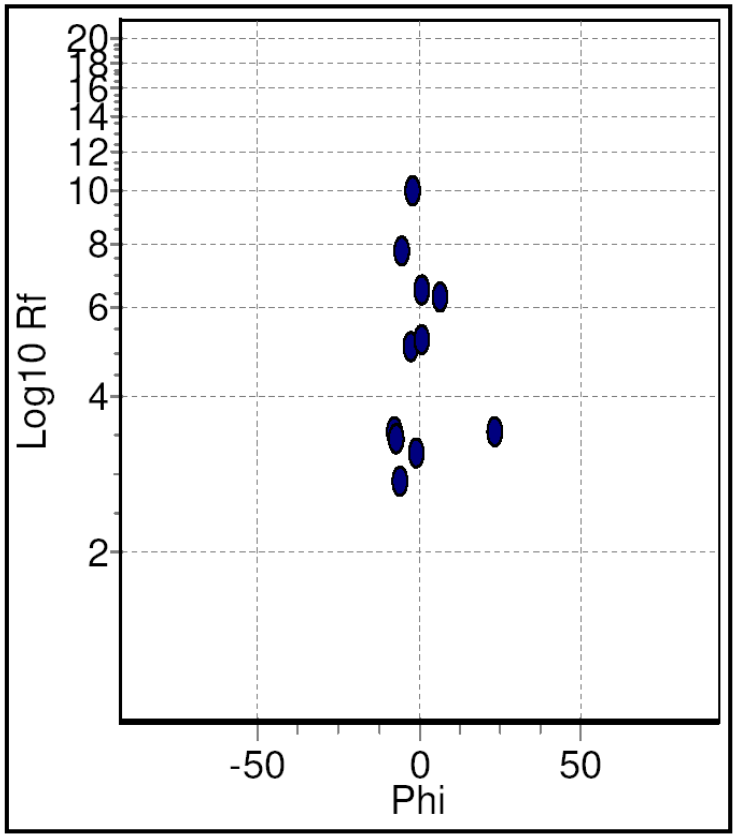


Figura A3.101: Quartzito fino a médio, pouco micáceo, localmente ferruginoso, contendo grânulos (e mais raramente seixos) pertencente ao "Nível C" da Formação São João da Chapada, da região da Estrada de Ferro Centro-Norte. A seção analisada trata-se de um corte paralelo ao **plano YZ** da amostra JC-80.





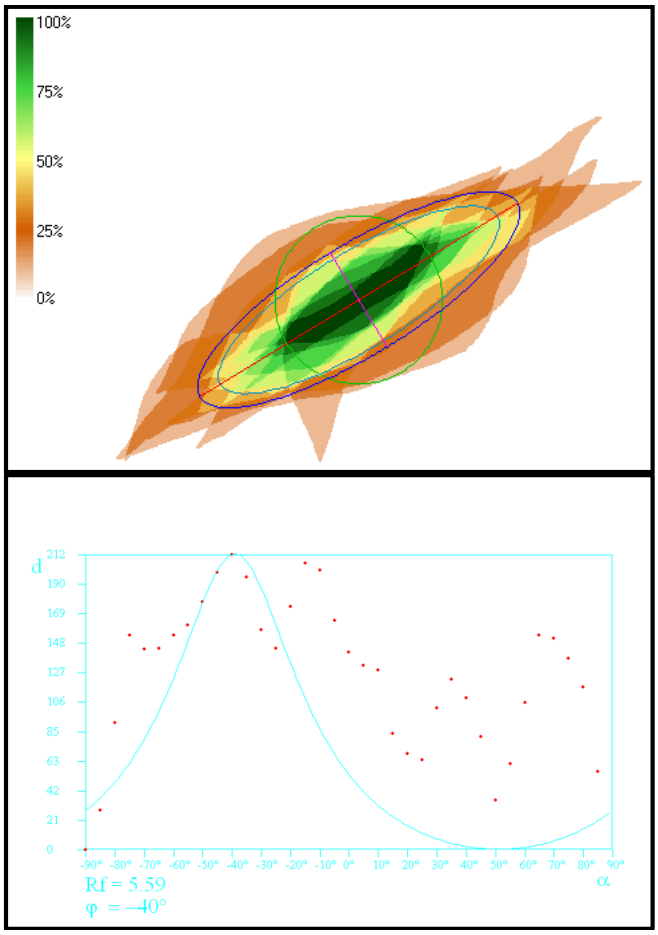
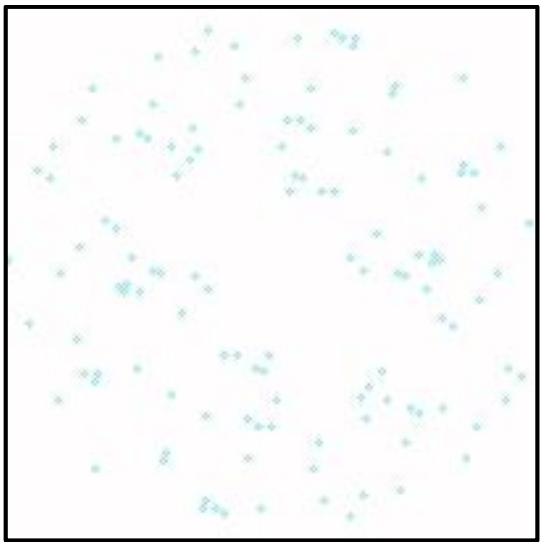
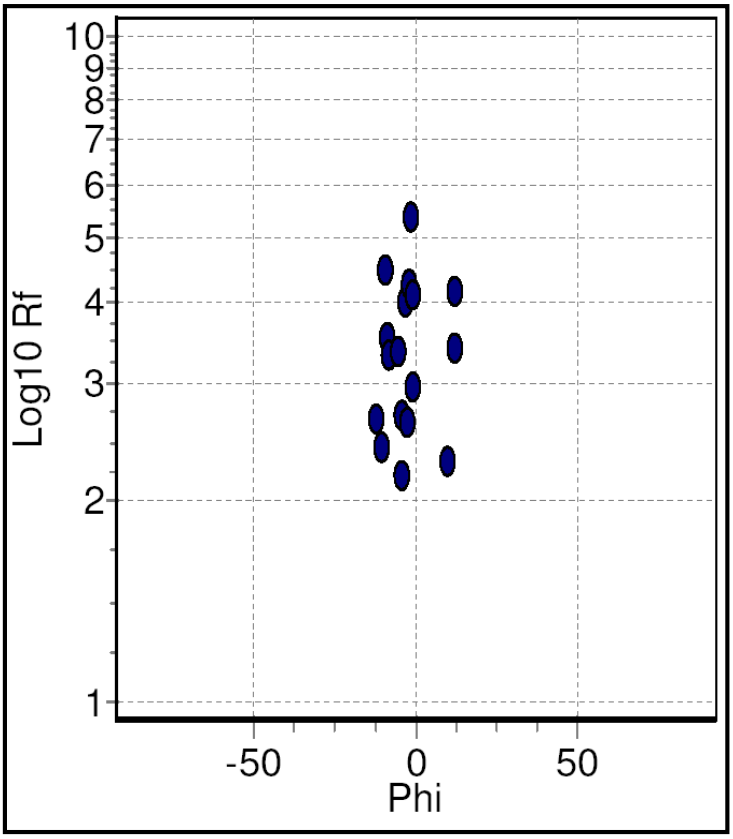
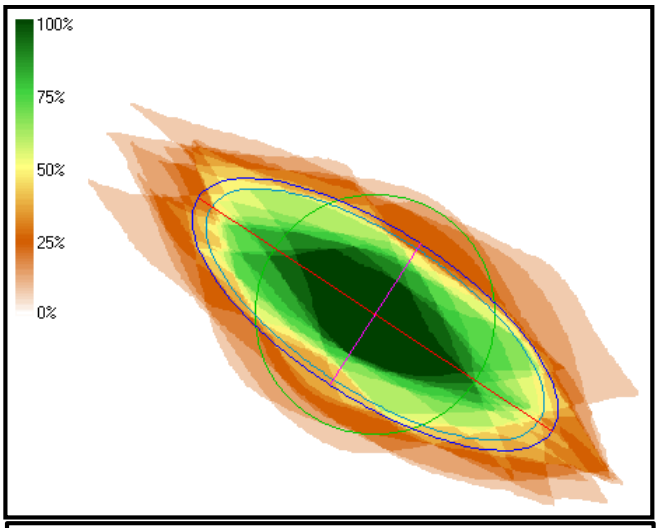


Figura A3.102: Corte paralelo ao **plano YZ** de quartzito rosa acinzentado, granulometria fina e micáceo, pertencente à Formação Sopa-Brumadinho (Membro Caldeirões) da região da Serra da Matriculada (amostra JC-84).







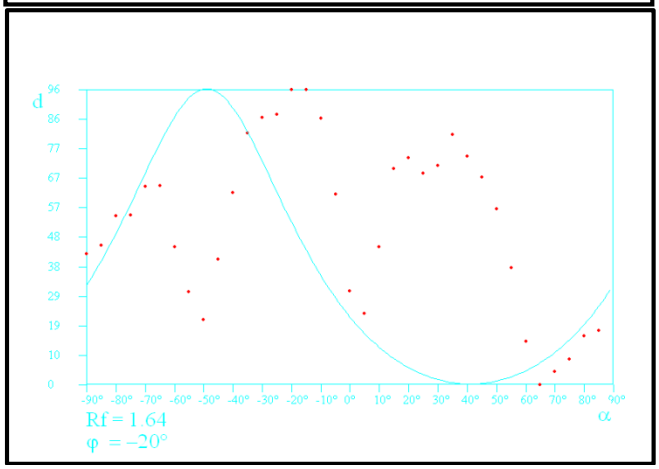
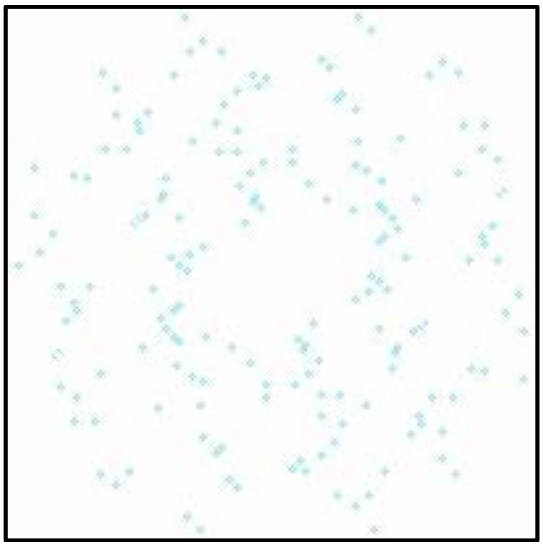
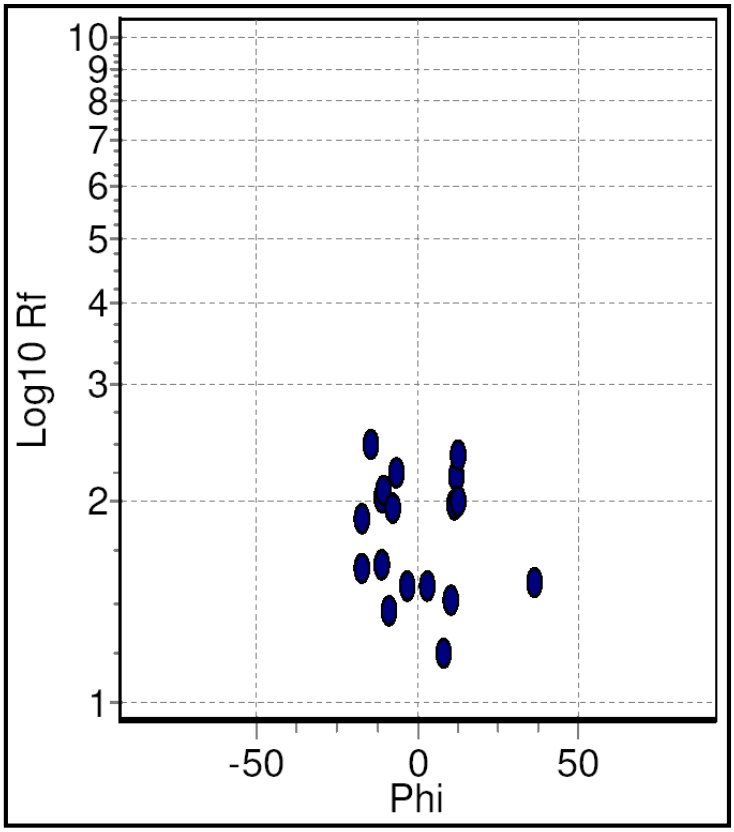
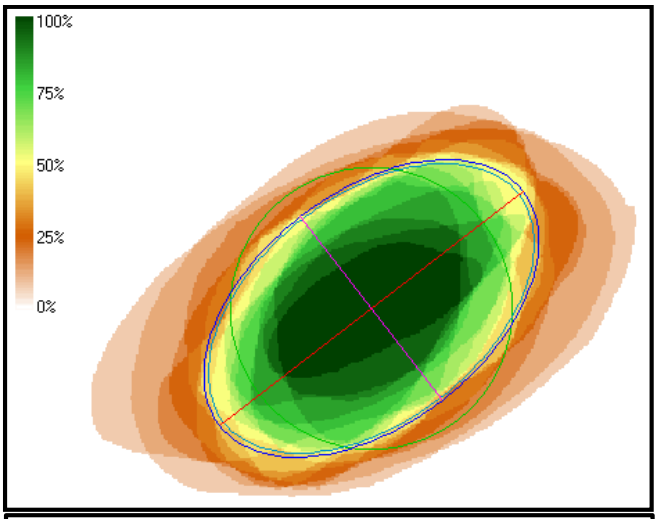


Figura A3.103: Resultados obtidos a partir da análise quantitativa da deformação em corte paralelo ao **plano XZ** da amostra JC-85, correspondente a quartzito localmente ferruginoso, granulometria fina e micáceo pertencente à Formação Sopa-Brumadinho (Membro Caldeirões), região da Serra da Matriculada. Comparar com os diagramas apresentados na Figura A3.104, correspondentes ao plano YZ.







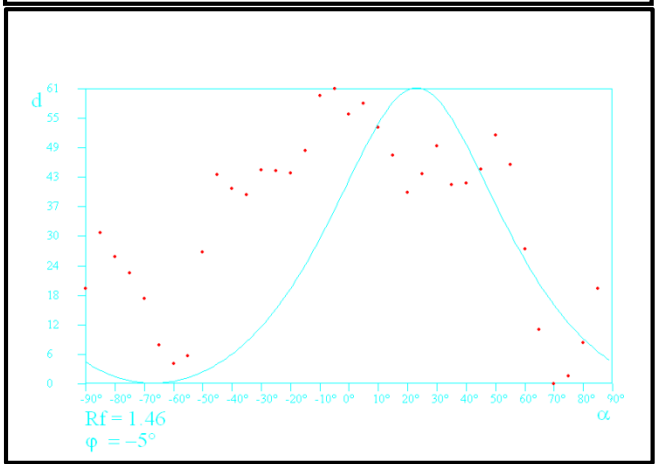
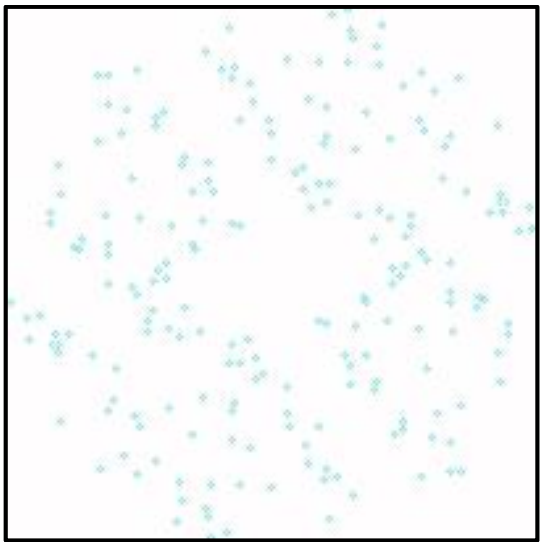
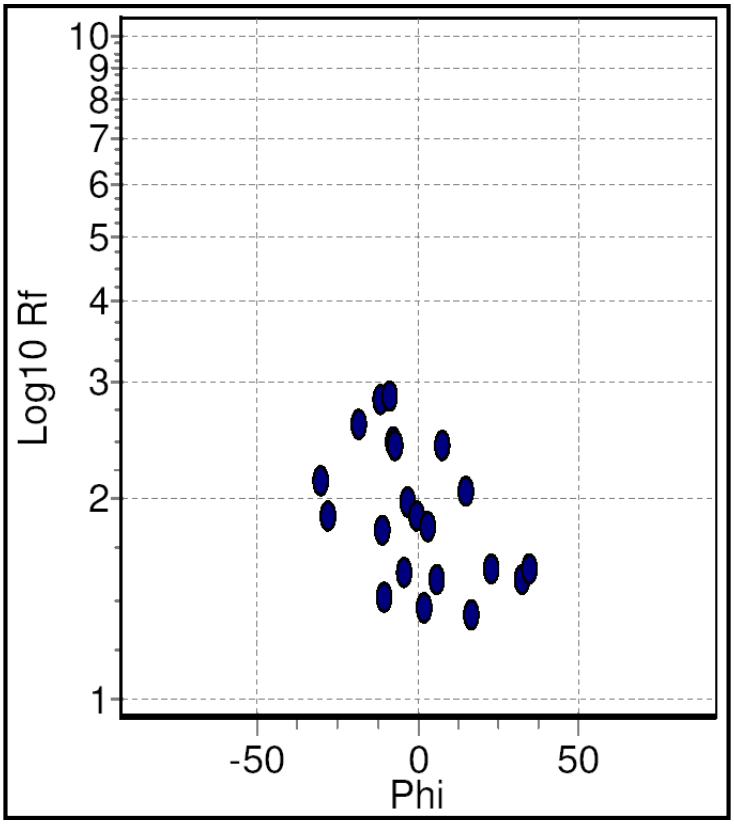
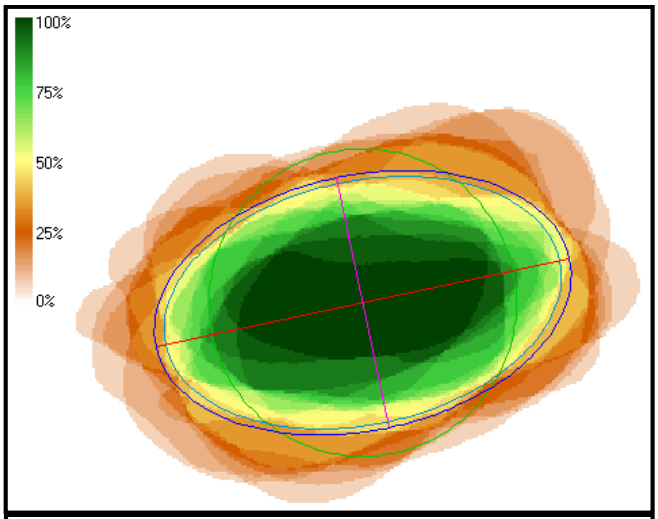


Figura A3.104: Resultados obtidos a partir da análise quantitativa da deformação em corte paralelo ao **plano YZ** da amostra JC-85, correspondente a quartzito localmente ferruginoso, granulometria fina e micáceo pertencente à Formação Sopa-Brumadinho (Membro Caldeirões), região da Serra da Matriculada, porção sudeste da Folha Diamantina.







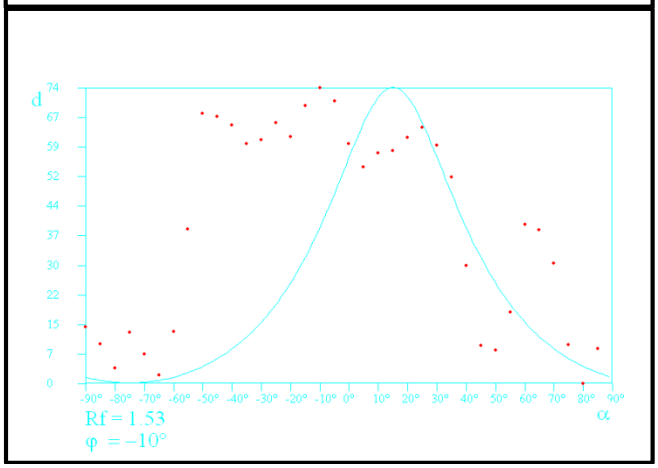


Figura A3.105: Amostra JC-87, representando quartzito rosa-avermelhado, granulometria fina, pouco micáceo, associado à Formação Sopa-Brumadinho (Membro Caldeirões), da região da Serra da Matriculada. O corte apresentado é paralelo ao **plano YZ**, caracterizando uma maior absorção da deformação pela matriz.

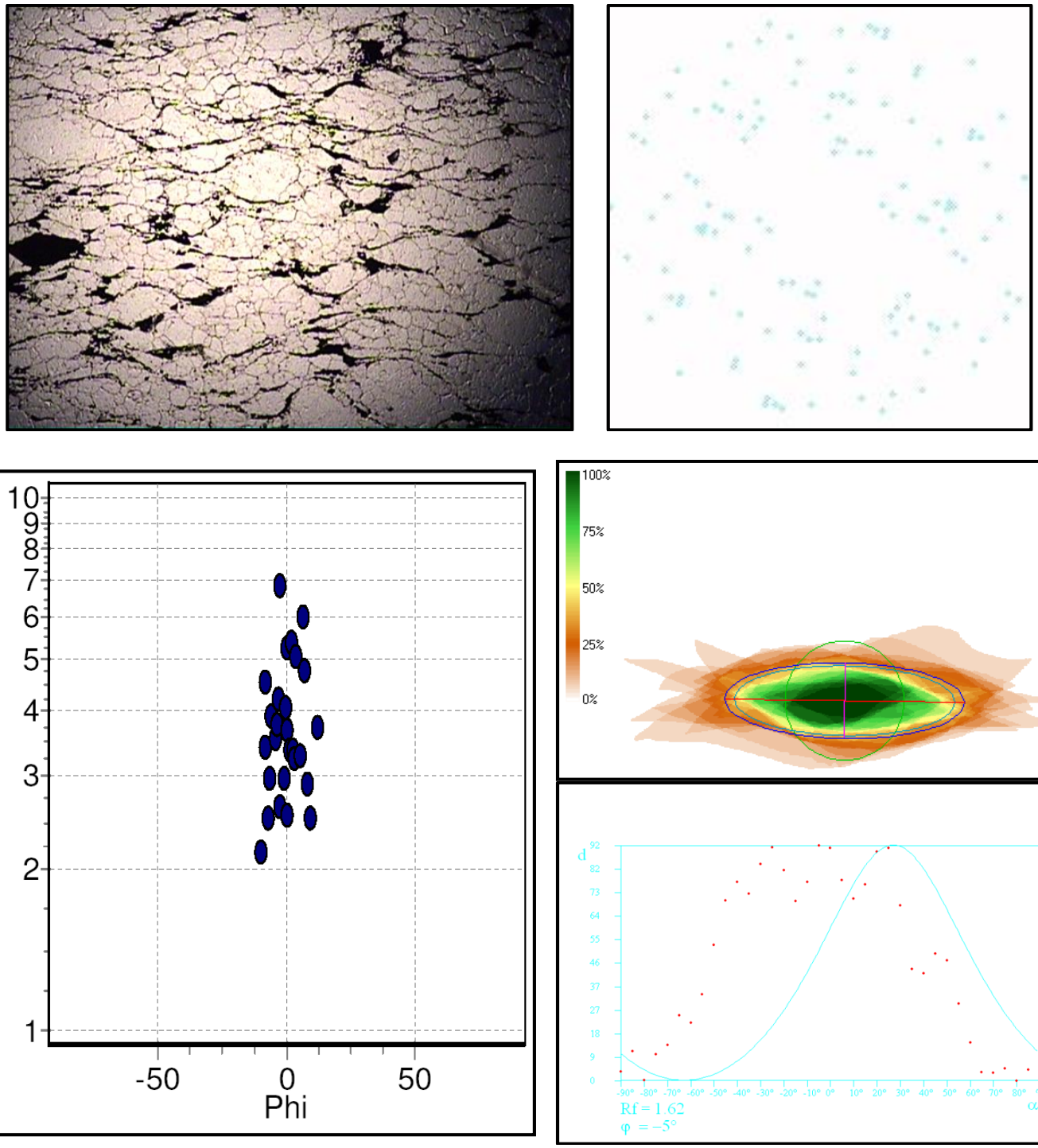
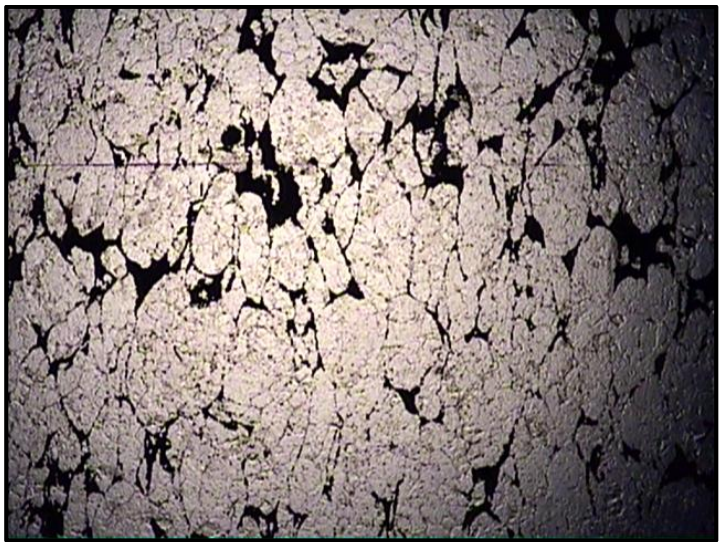
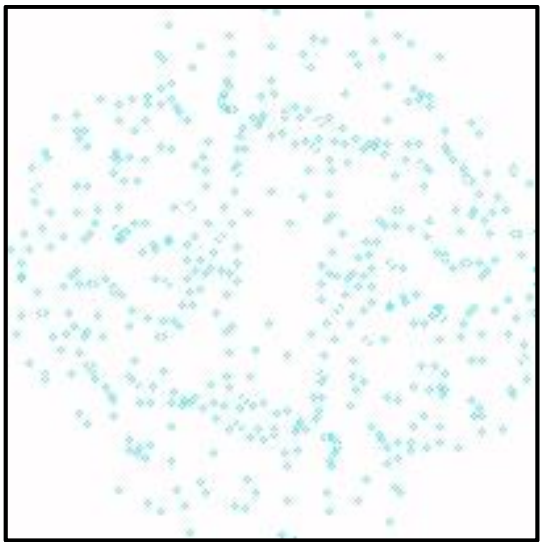
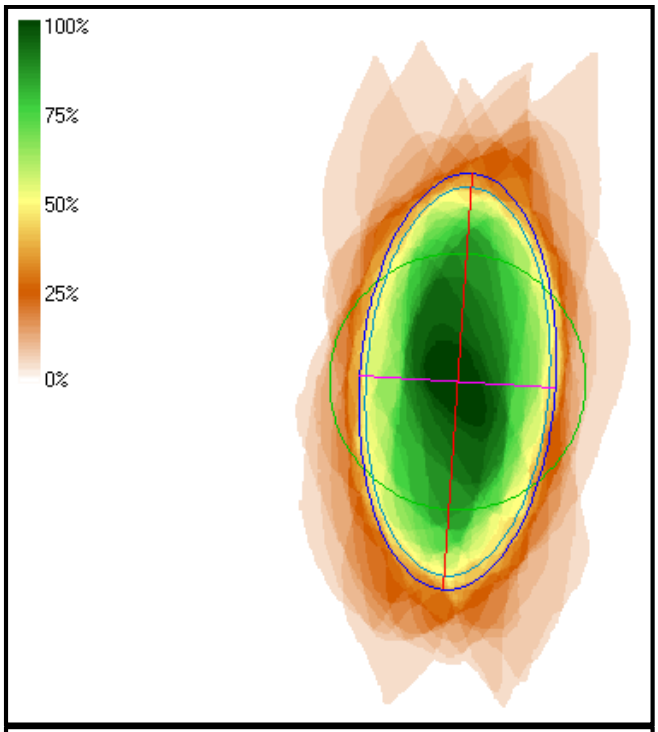
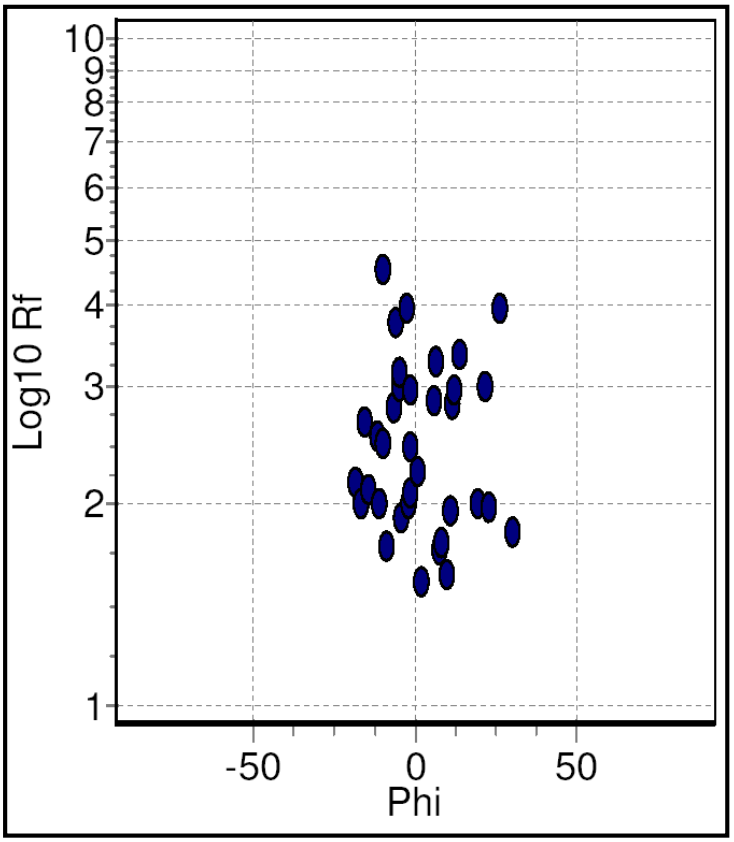


Figura A3.106: Quartzito cinza-alaranjado, granulometria fina, pouco micáceo, pertencente à Formação Sopa-Brumadinho (Membro Caldeirões), em corte paralelo ao **plano XZ** (amostra JC-88). Amostra coletada na região da Serra da Matriculada, porção sudeste da Folha Diamantina. Comparar com os resultados obtidos no corte YZ, mostrado na Figura A3.107.









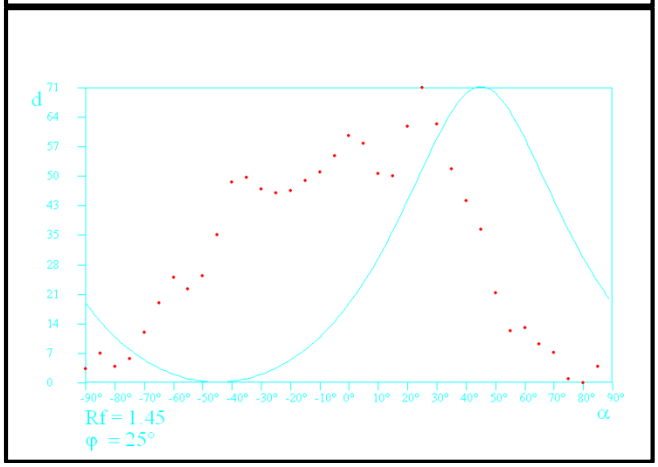
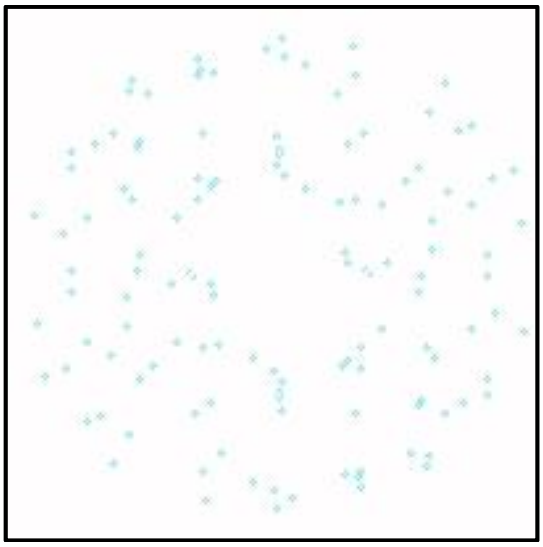
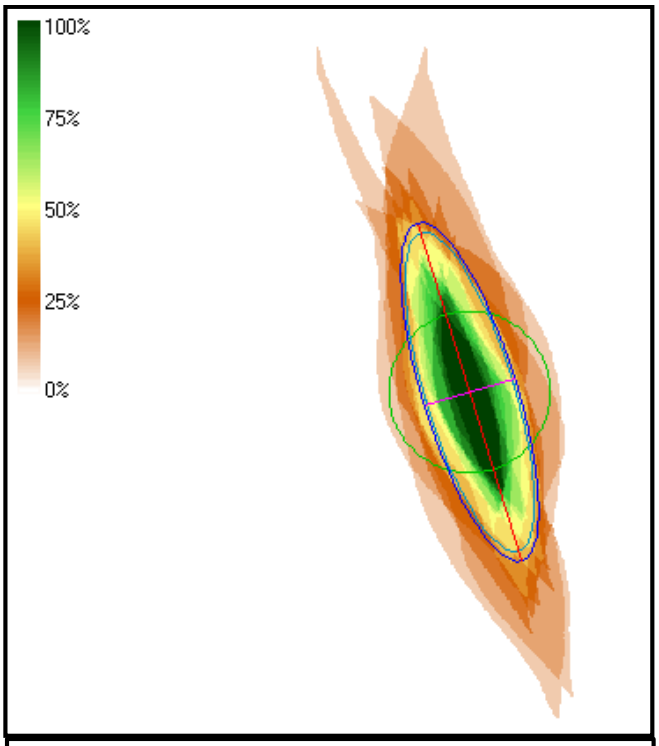
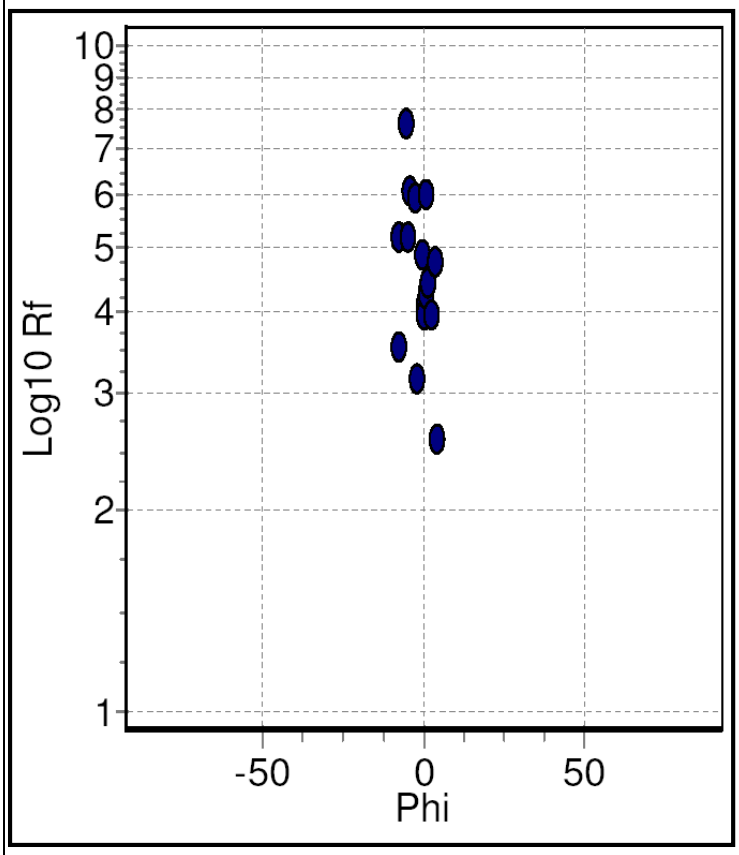


Figura A3.107: Corte paralelo ao **plano YZ** na amostra JC-88, correspondente a quartzito cinza-alaranjado, granulometria fina e micáceo do Membro Caldeirões (Formação Sopa-Brumadinho), região da Serra da Matriculada (sudeste da Folha Diamantina).







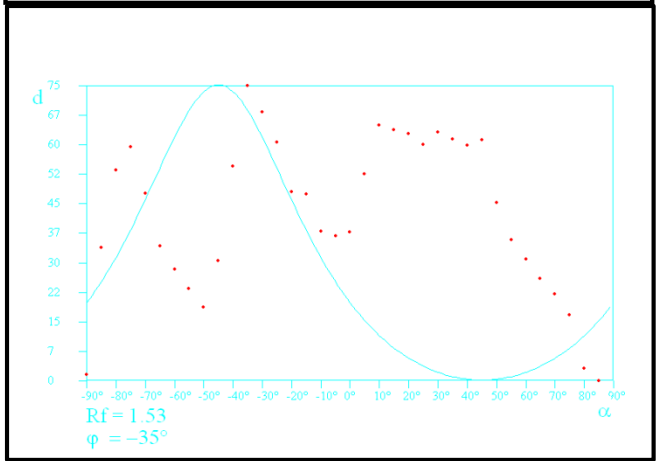
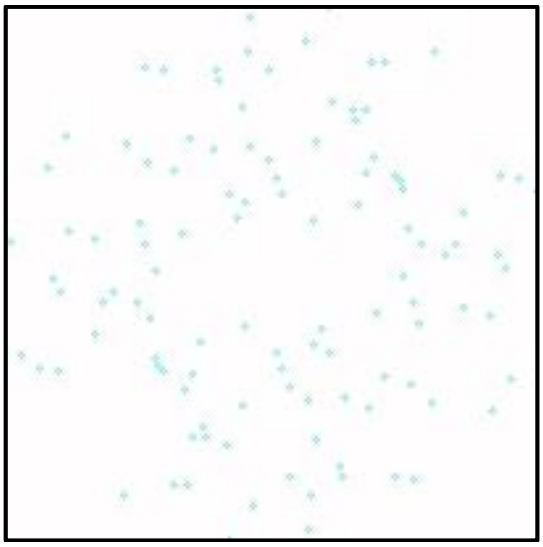
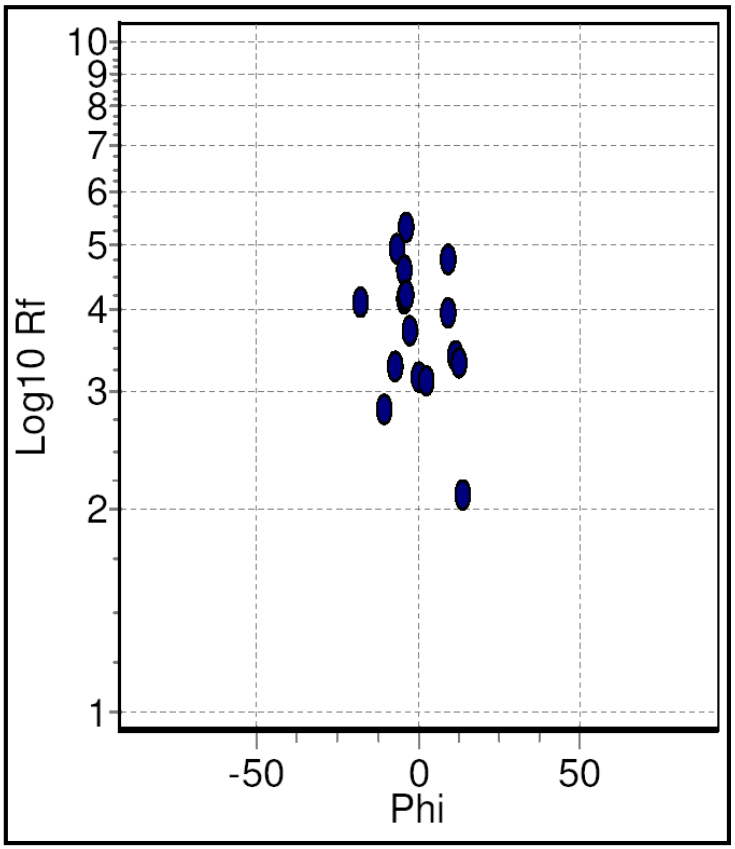
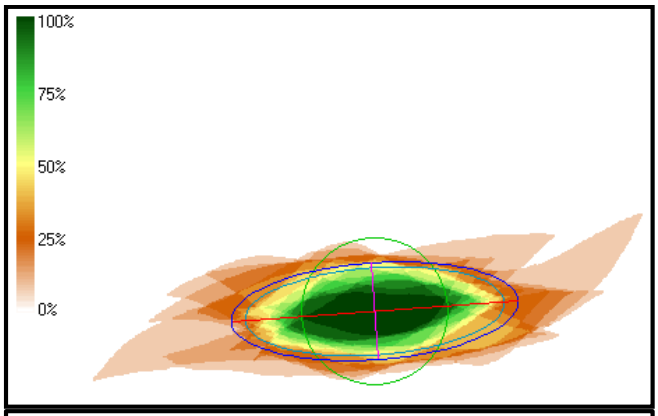


Figura A3.108: Amostra JC-89, representando quartzito cinza, de granulometria fina e micáceo da Formação Sopa-Brumadinho da região da Serra da Matriculada (sudeste da Folha Diamantina). O corte apresentado é paralelo ao **plano XZ**, caracterizando a alta deformação deste quartzito.







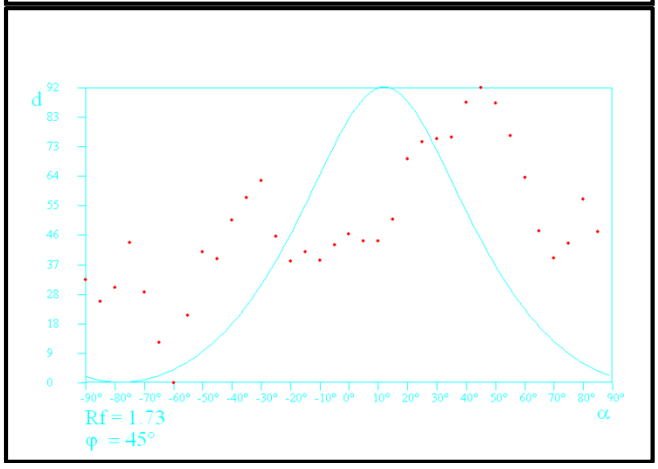
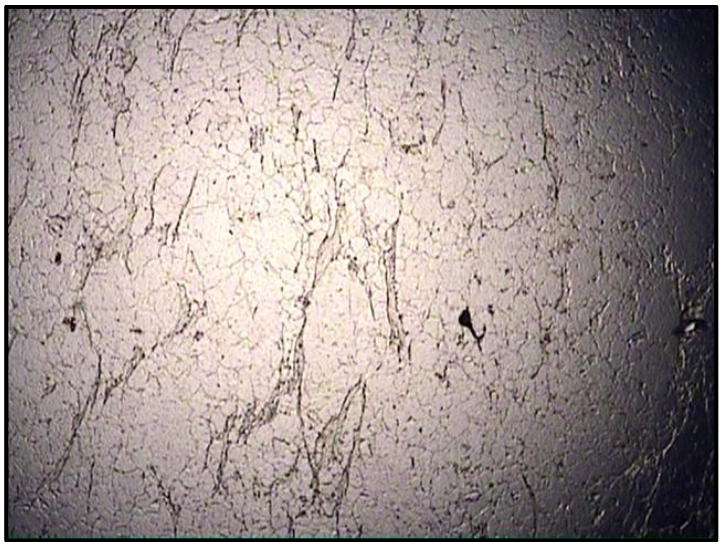
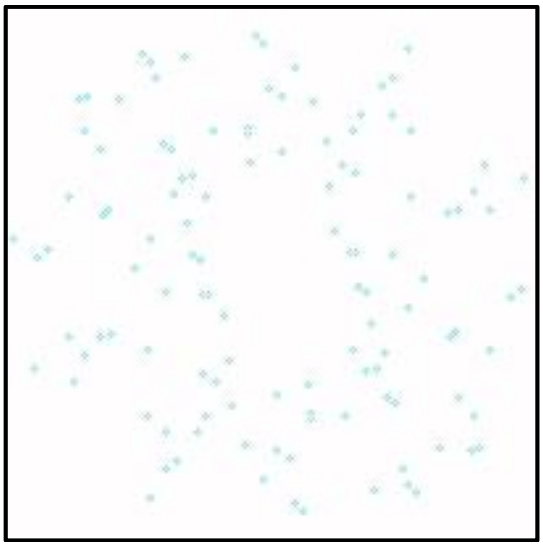
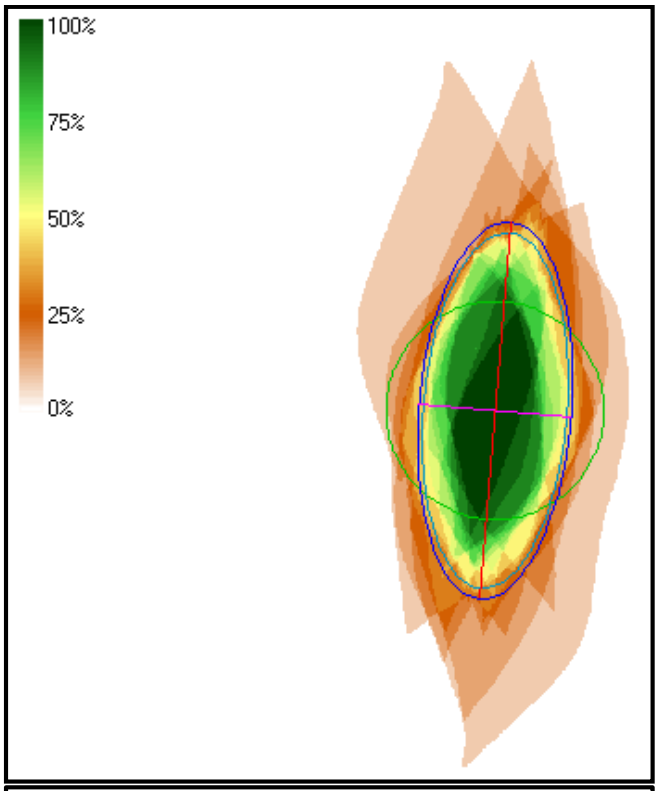
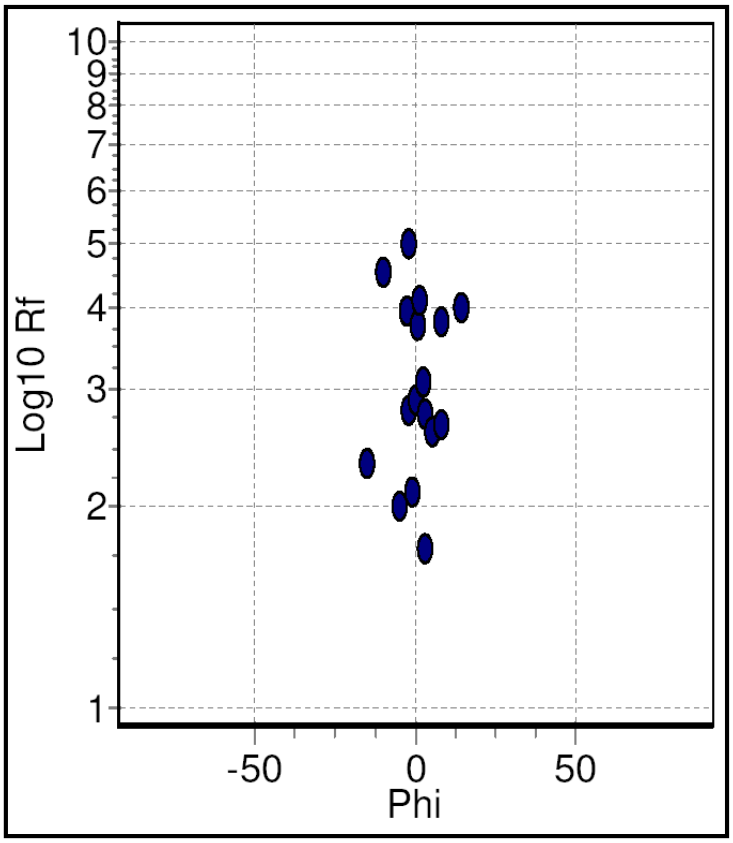


Figura A3.109: Corte paralelo ao **plano XZ** de quartzito ferruginoso, com granulometria variando de fina a média, pouco micáceo representante do Membro Caldeirões (Formação Sopa-Brumadinho), correspondente a amostra JC-90, região da Serra da Matriculada (sudeste da Folha Diamantina).









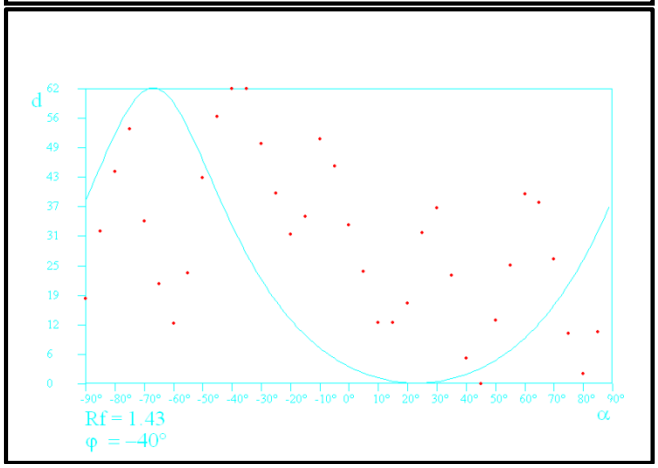
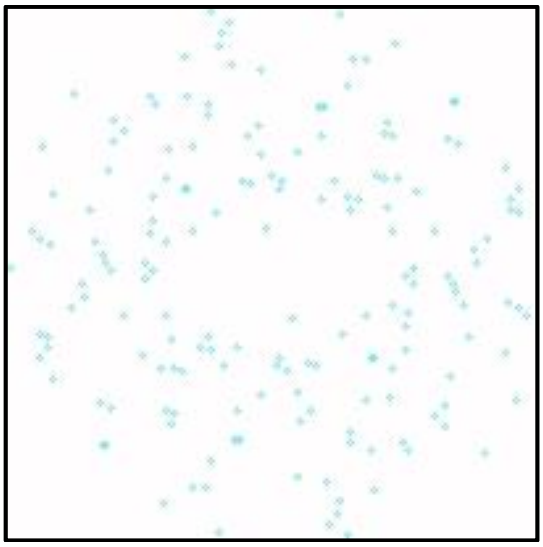
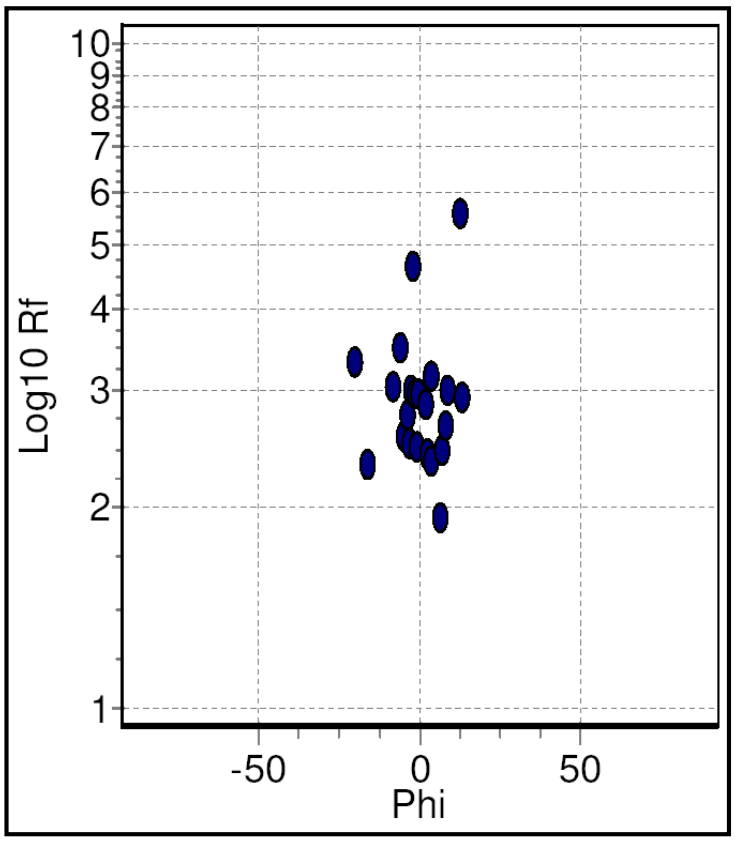


Figura A3.110: Corte paralelo ao **plano XZ** de quartzito médio, levemente rosado e pouco micáceo (amostra JC-91) do Membro Caldeirões da Formação Sopa-Brumadinho, da região da Serra da Matriculada (sudeste da Folha Diamantina).





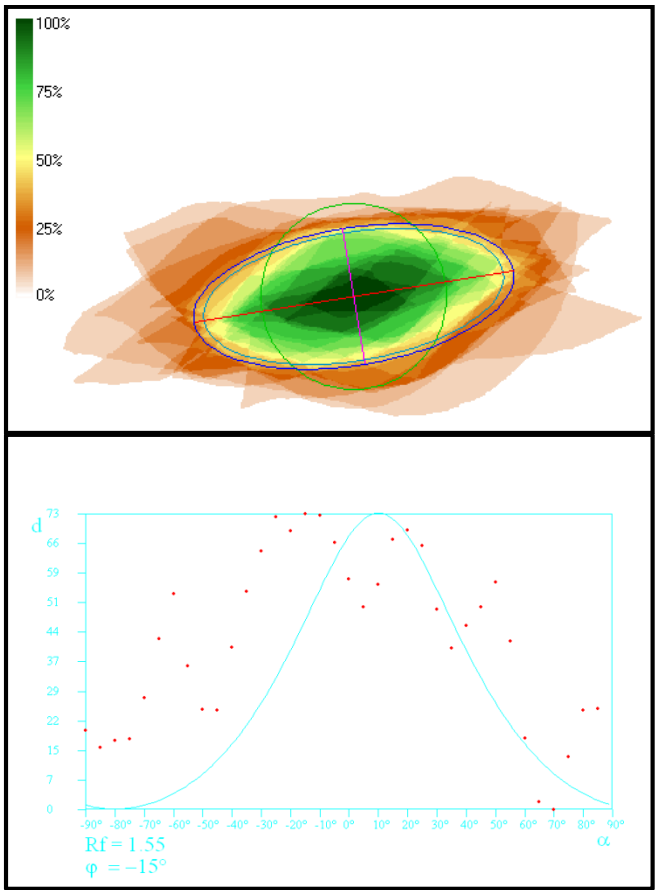
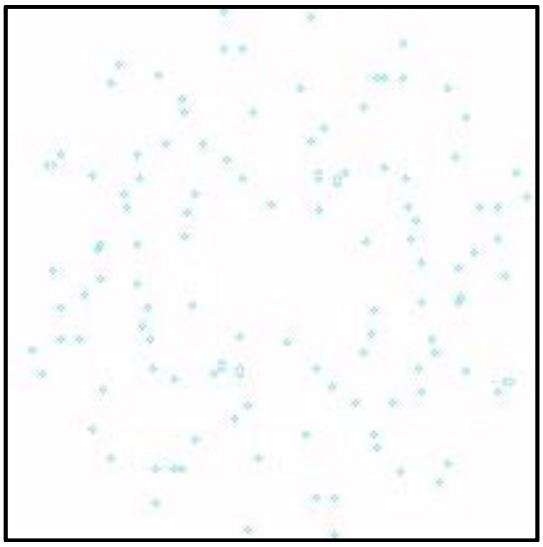
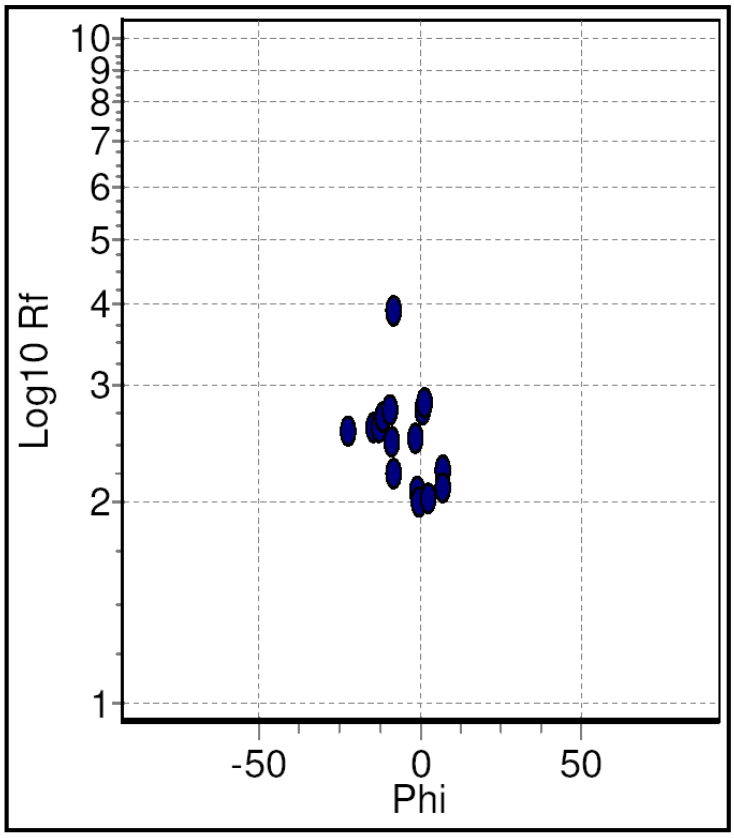
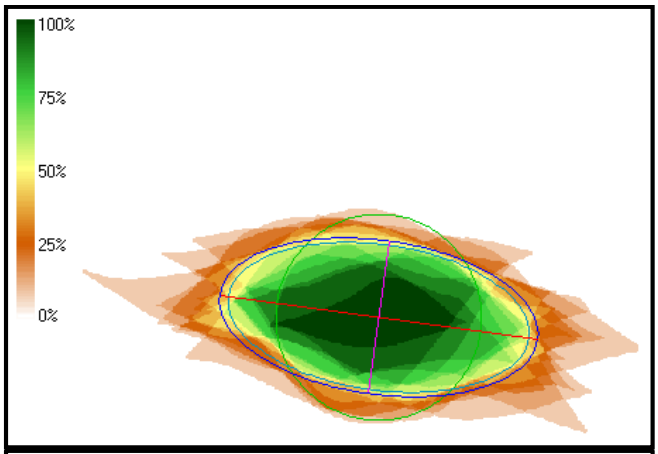


Figura A3.111: Corte paralelo ao **plano YZ** de quartzito médio, levemente rosado e pouco micáceo (amostra JC-91) do Membro Caldeirões da Formação Sopa-Brumadinho, da região da Serra da Matriculada (sudeste da Folha Diamantina).







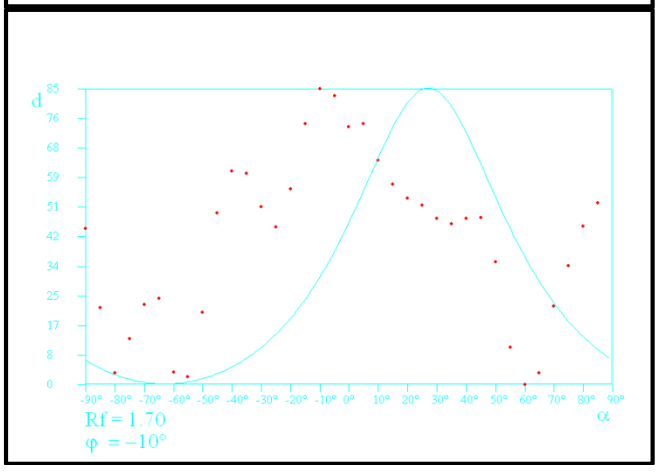
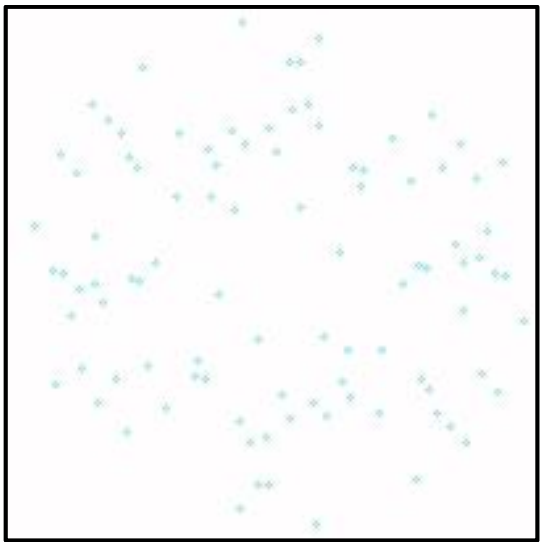
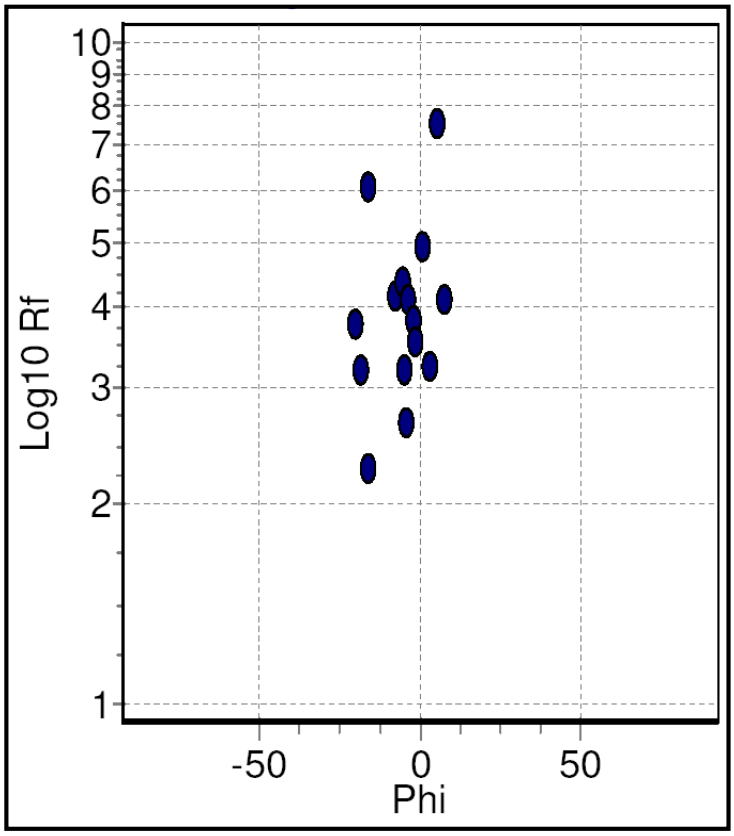
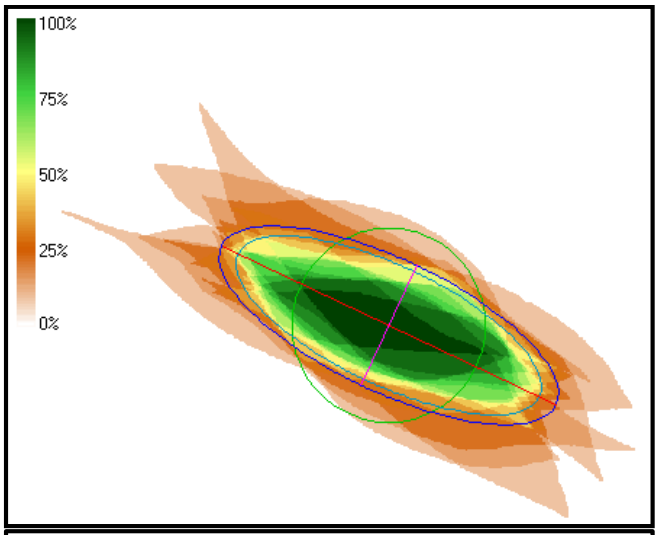


Figura A3.112: Amostra JC-92 em corte paralelo ao **plano XZ**, coletada na região da Serra da Matriculada, porção sudeste da Folha Diamantina. Trata-se de quartzito de granulometria variando de fina a média, de coloração levemente alaranjada, constituinte do "Nível C" da Formação São João da Chapada. A fotomicrografia foi tirada com lente de aumento de 5x.







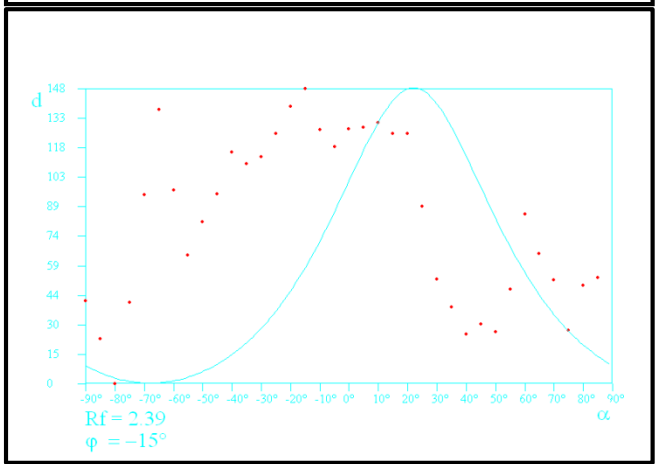
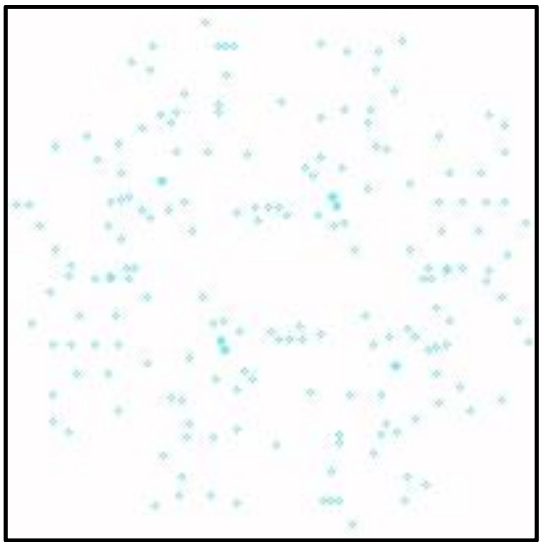
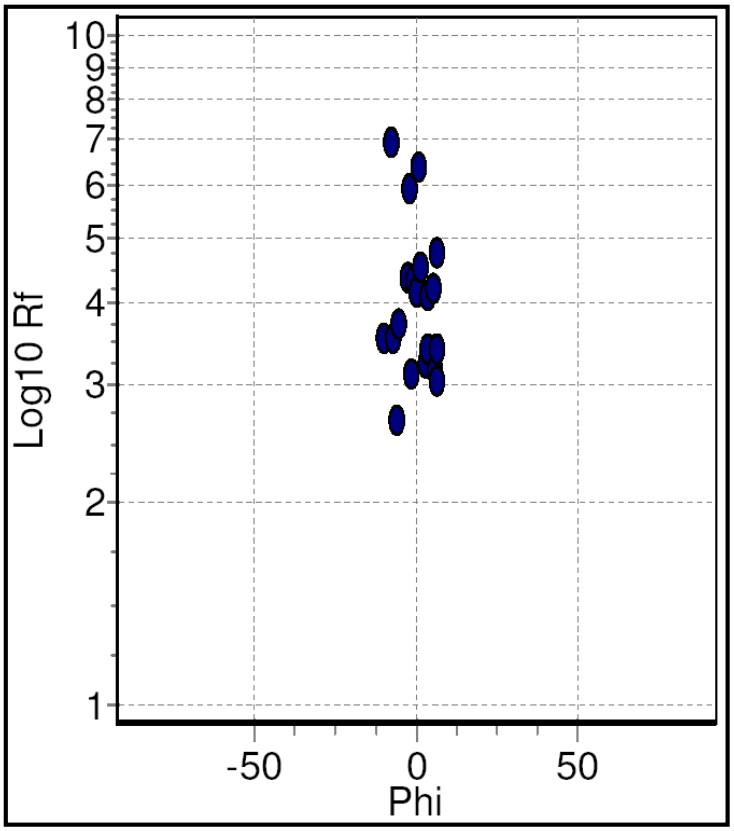


Figura A3.113: Corte paralelo ao **plano XZ** de quartzito levemente acinzentado, micáceo, granulometria fina a média do "Nível C" da Formação São João da Chapada, região da Serra da Matriculada, porção sudeste da Folha Diamantina (amostra JC-93). A fotomicrografia foi tirada com lente de aumento de 5x.





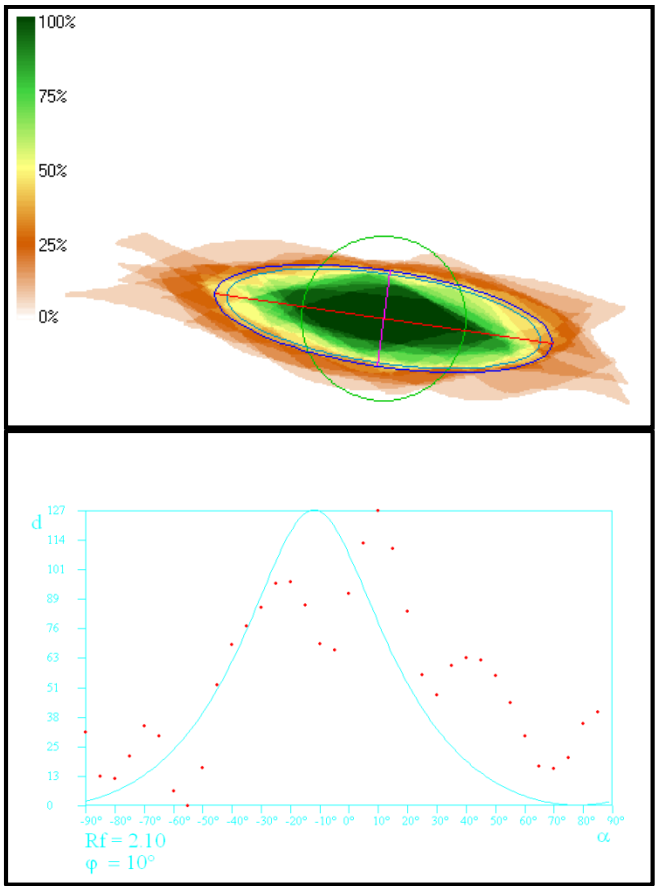
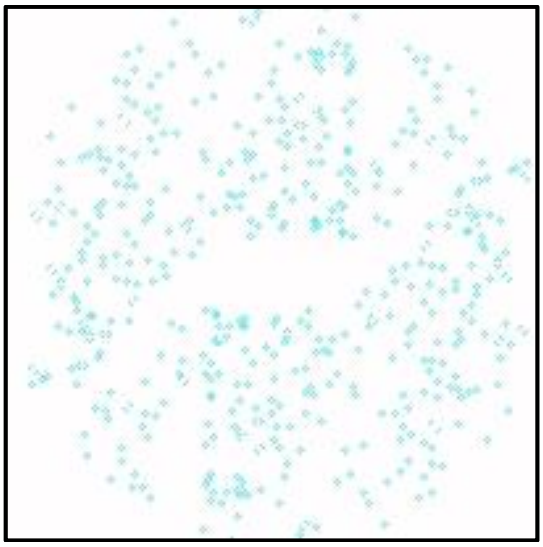
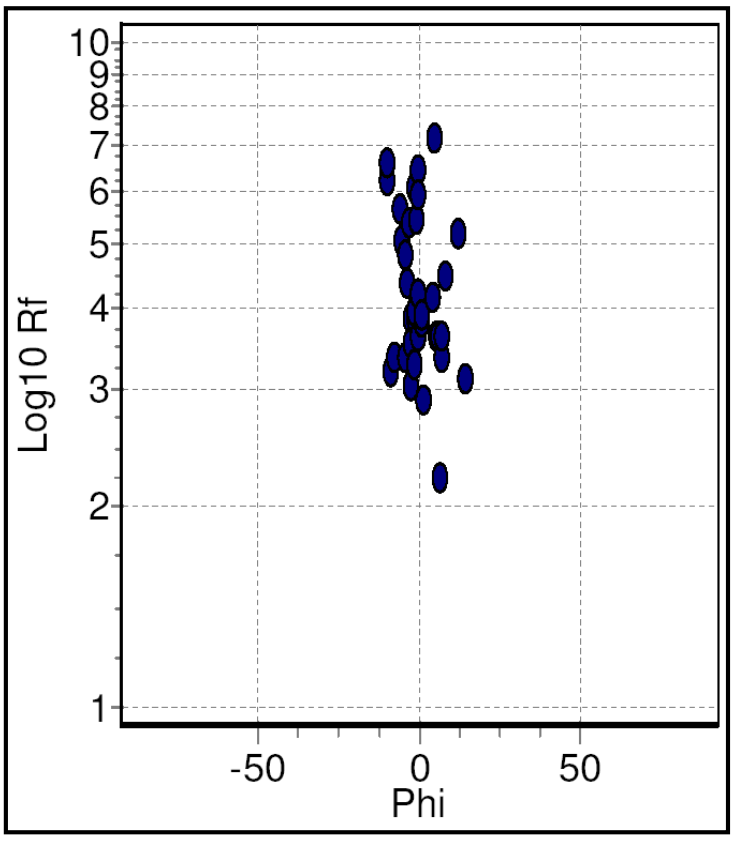
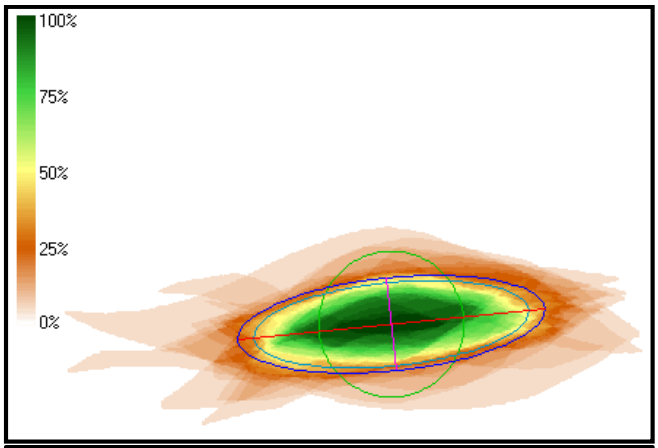


Figura A3.114: Corte paralelo ao **plano XZ** de quartzito rosa-acinzentado, com granulometria variando de fina a média, micáceo representante do "Nível C" da Formação São João da Chapada, correspondente a amostra JC-94, região da Serra da Matriculada (sudeste da Folha Diamantina).







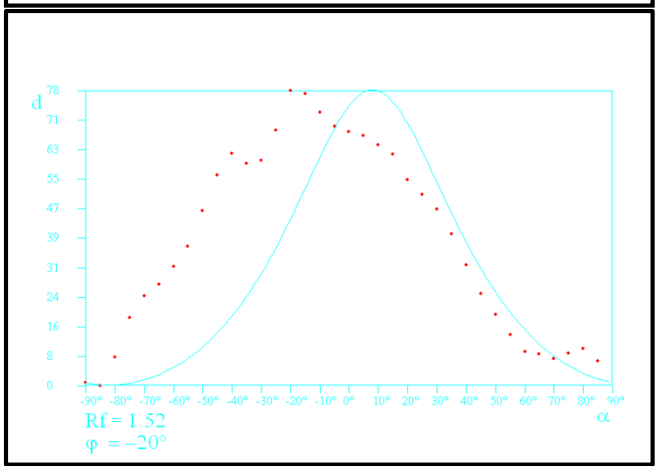


Figura A3.115: Quartzito cinza, granulometria fina e micáceo, pertencente ao Membro Caldeirões da Formação Sopa-Brumadinho, região da Serra da Matriculada (porção sudeste da Folha Diamantina). Análise realizada em seção paralela ao **plano XZ** na amostra JC-102. A fotomicrografia foi tirada com lente de aumento de 5x. Comparar com os resultados do corte no plano YZ (Figura A3.116).

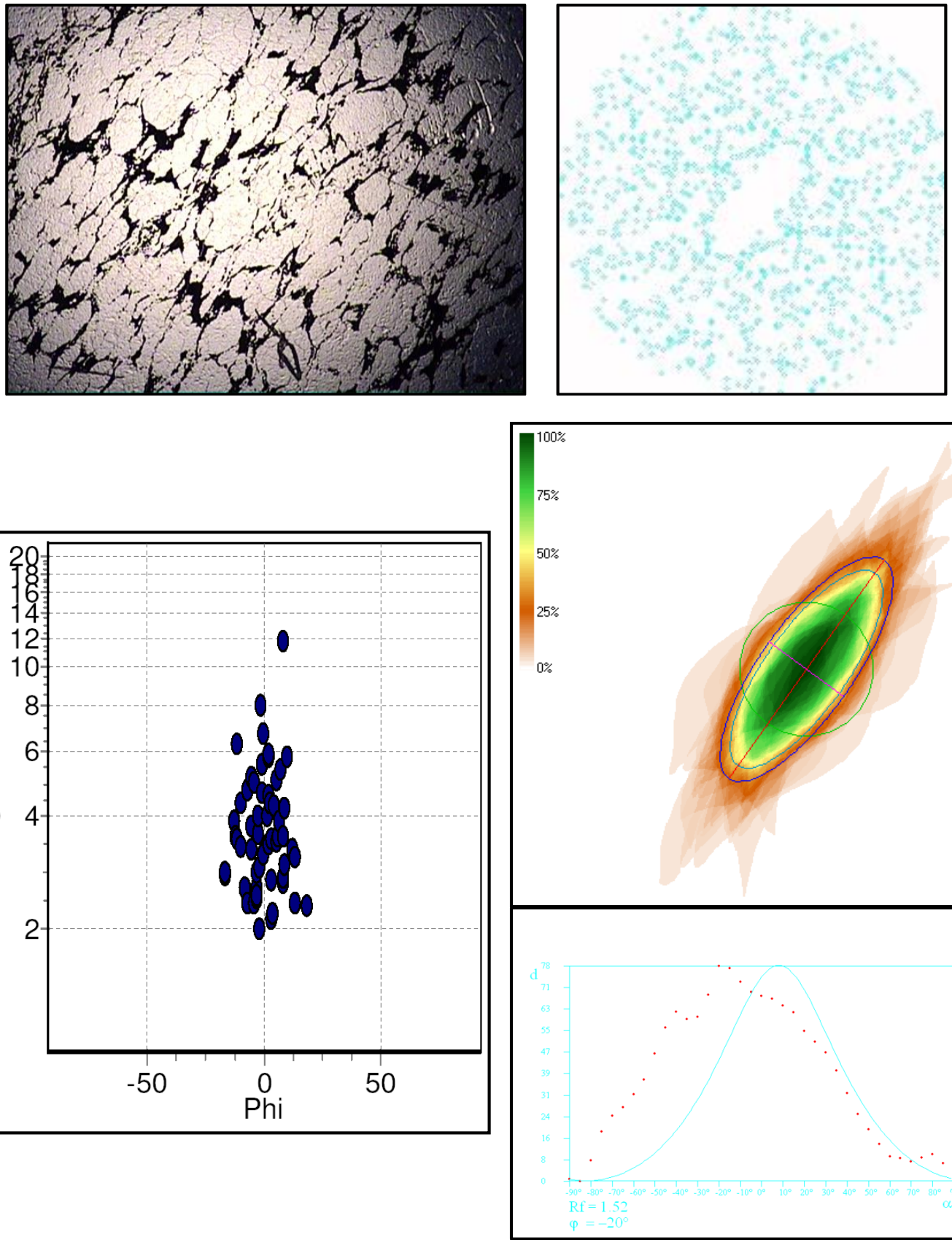
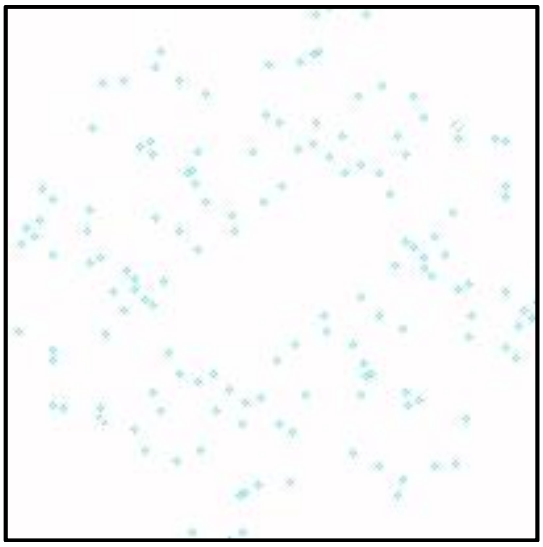
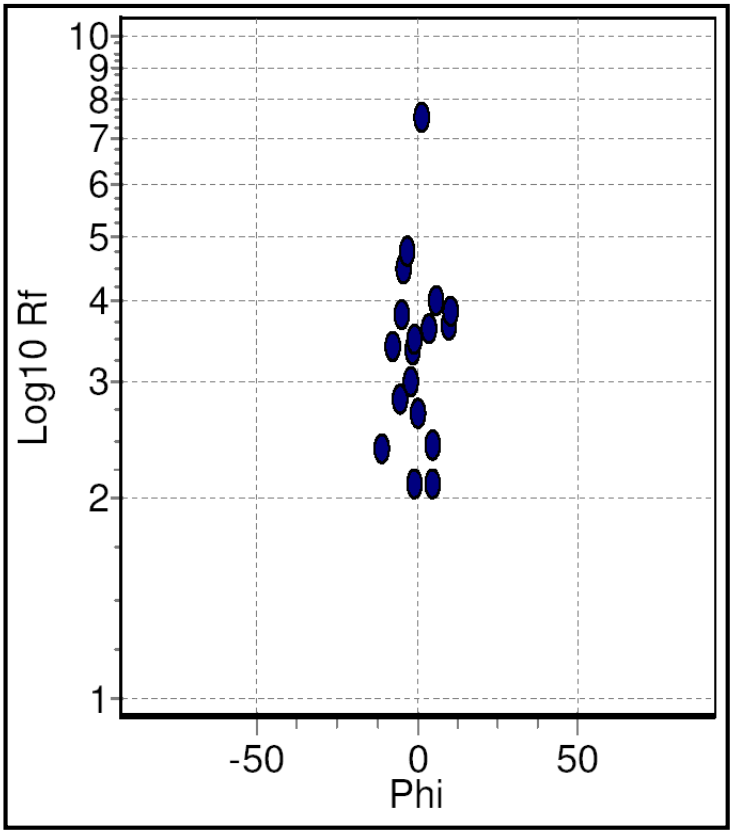
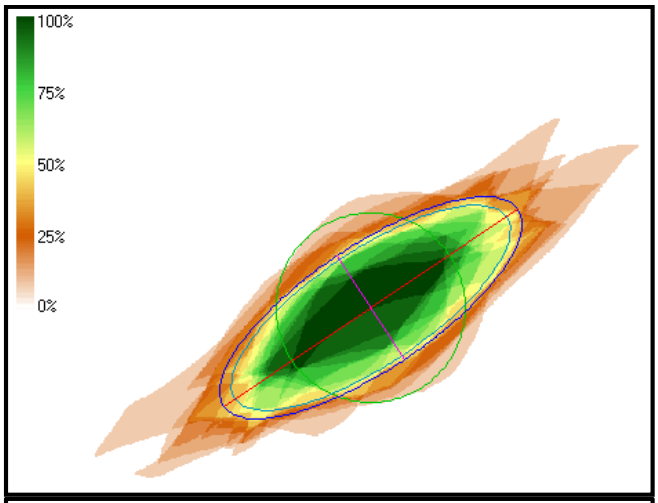


Figura A3.116: Quartzito cinza, granulometria fina e micáceo, pertencente ao Membro Caldeirões da Formação Sopa-Brumadinho, região da Serra da Matriculada (porção sudeste da Folha Diamantina). Análise realizada em seção paralela ao **plano YZ** na amostra JC-102. A fotomicrografia foi tirada com lente de aumento de 5x.







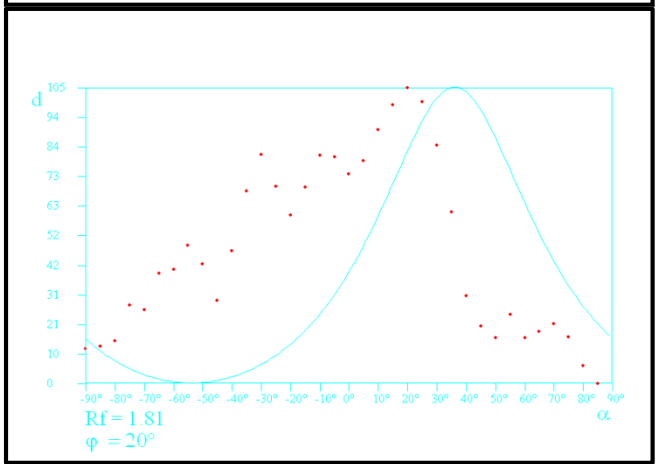
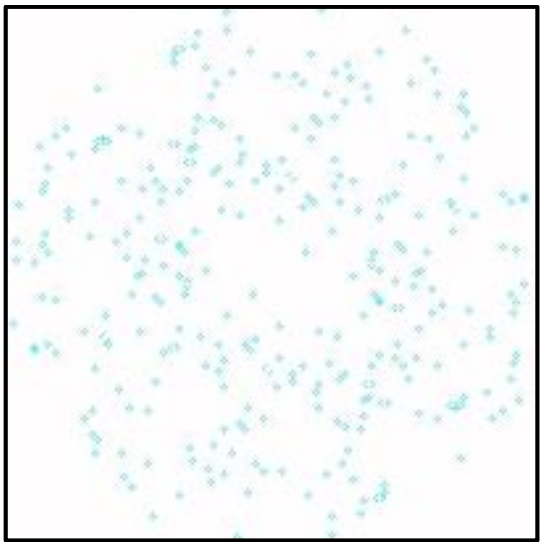
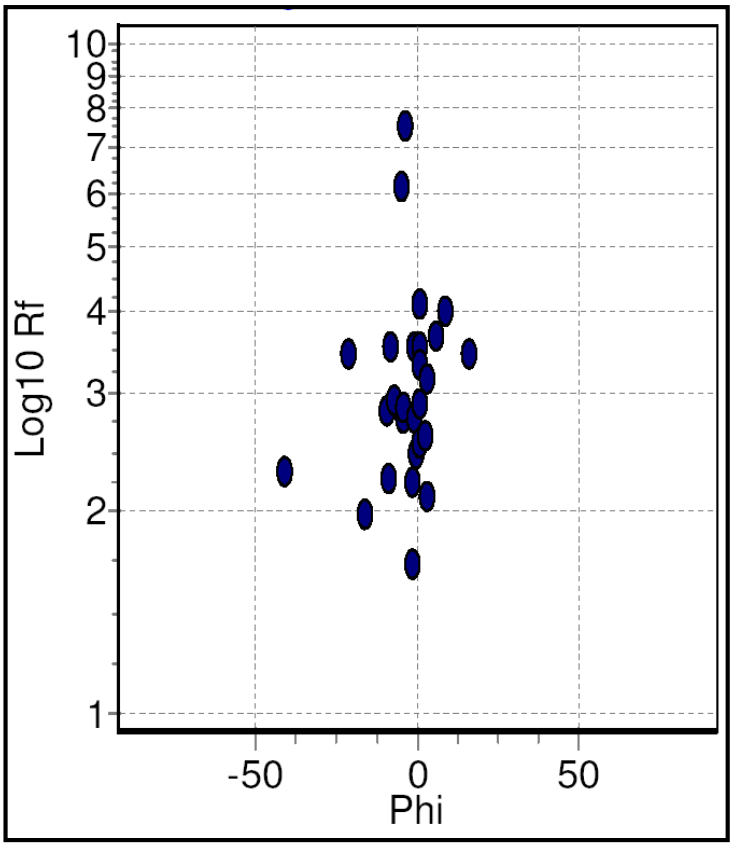


Figura A3.117: Corte paralelo ao **plano XZ** na amostra JC-103, relacionada a um quartzito rosa alaranjado, de granulometria fina a média, micáceo, pertencente ao Membro Caldeirões (Formação Sopa-Brumadinho). Amostra coletada na região da Serra da Matriculada (porção sudeste da Folha Diamantina). A fotomicrografia foi tirada com lente de aumento de 5x.





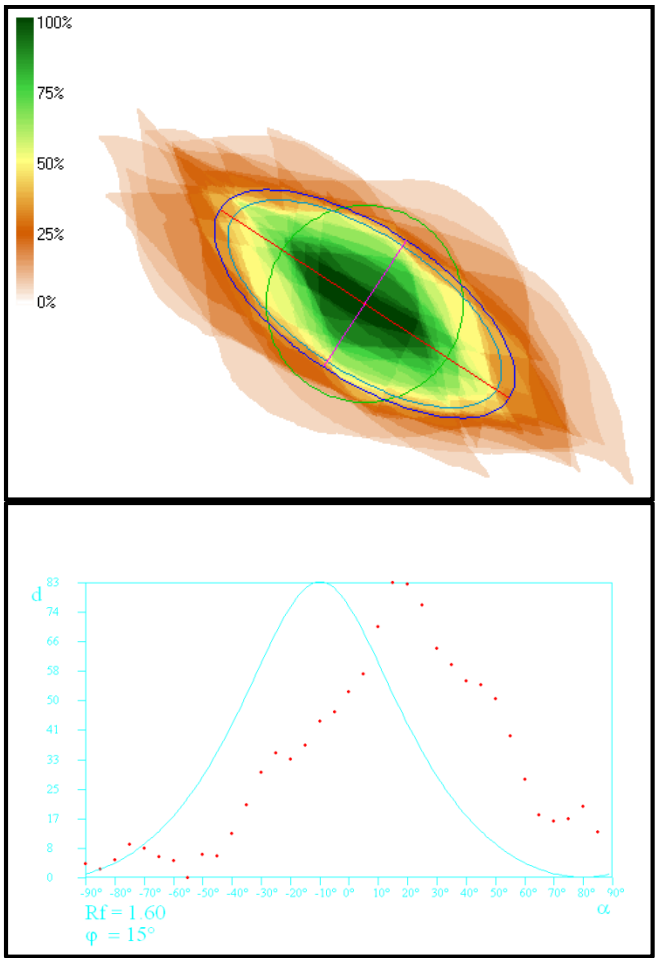
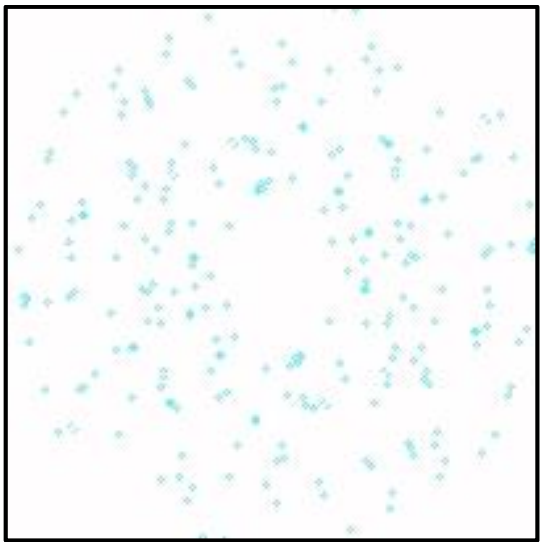
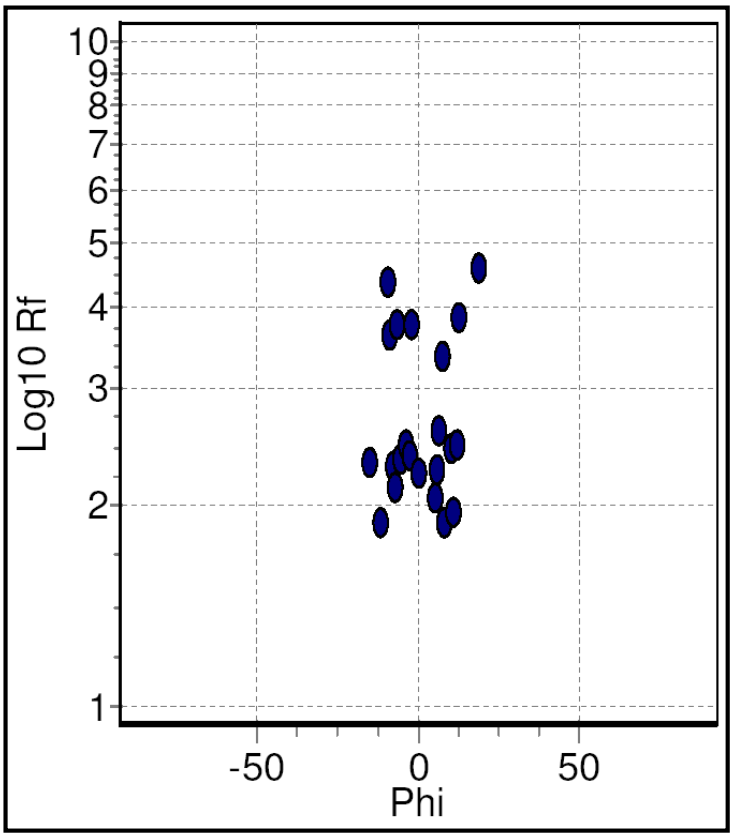
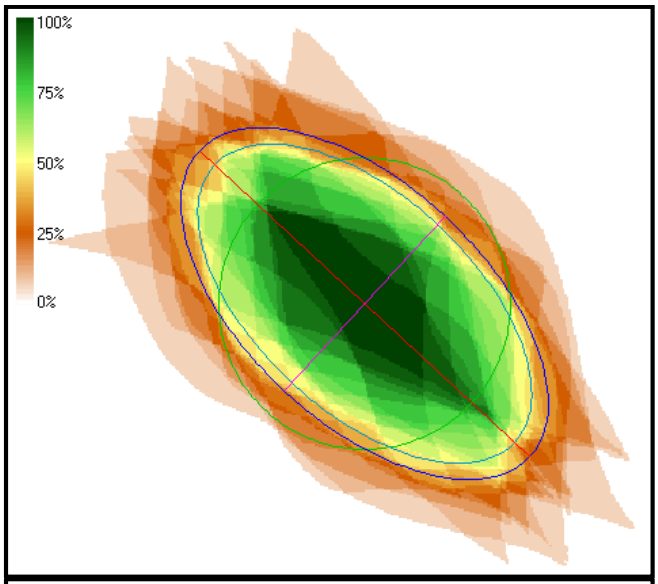


Figura A3.118: Quartzito rosa-alaranjado, de granulometria fina a média, pertencente à Formação Sopa-Brumadinho (Membro Caldeirões), região da Serra da Matriculada (porção sudeste da Folha Diamantina). A seção analisada corresponde a um corte paralelo ao **plano XZ** da amostra JC-104. A fotomicrografia foi tirada com lente de aumento de 5x.







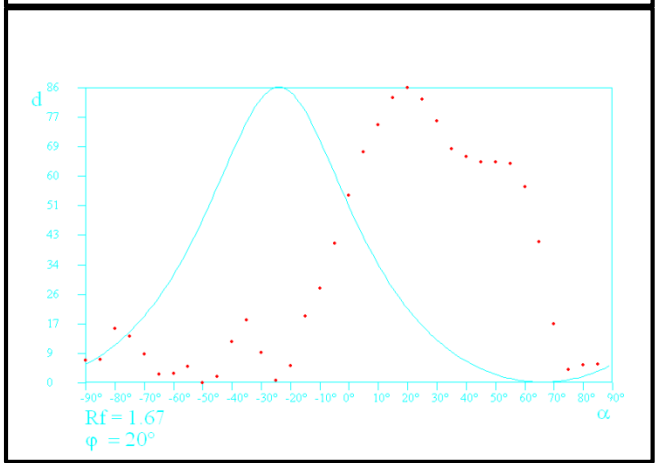
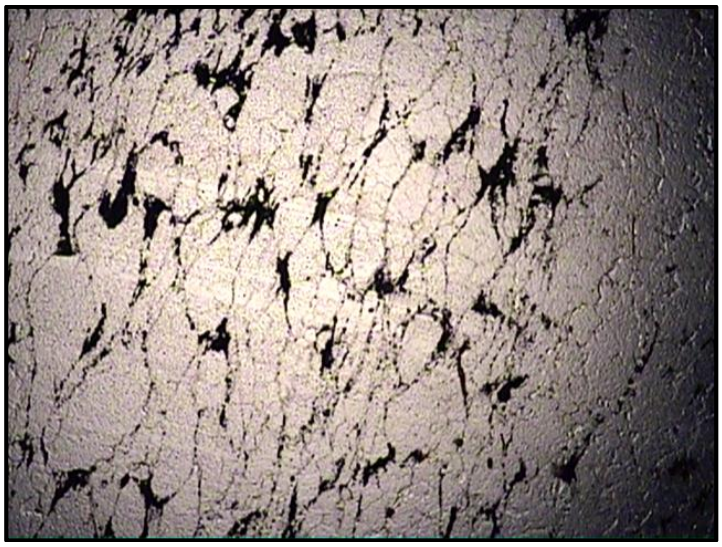
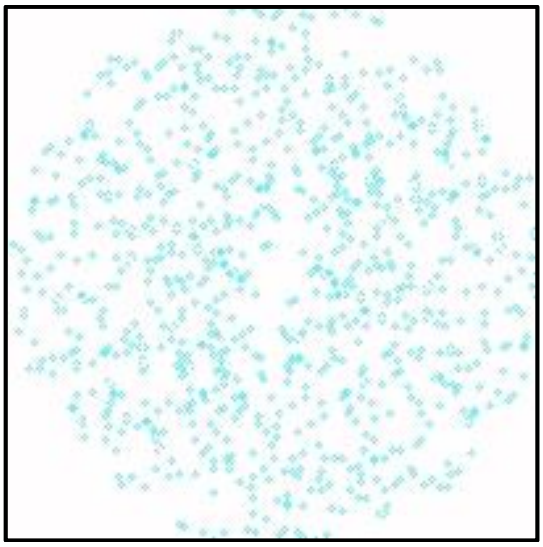
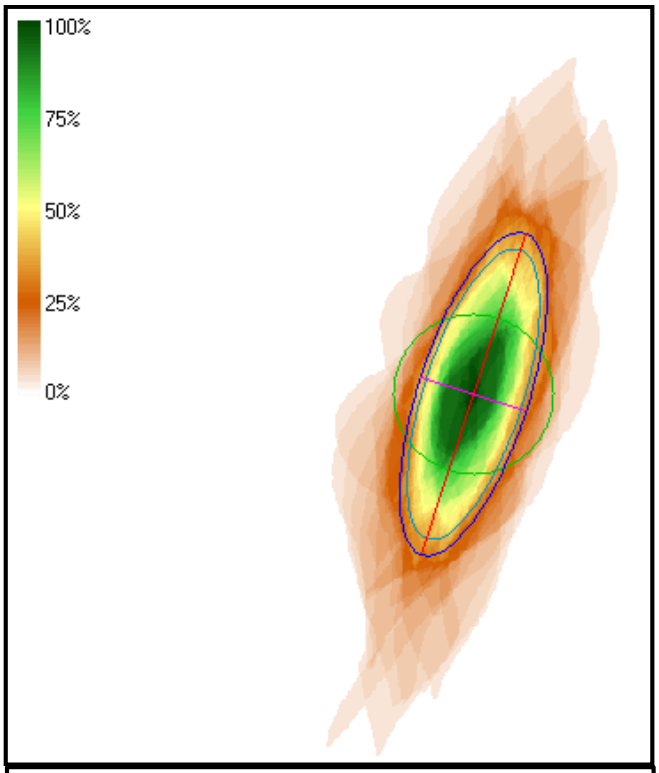
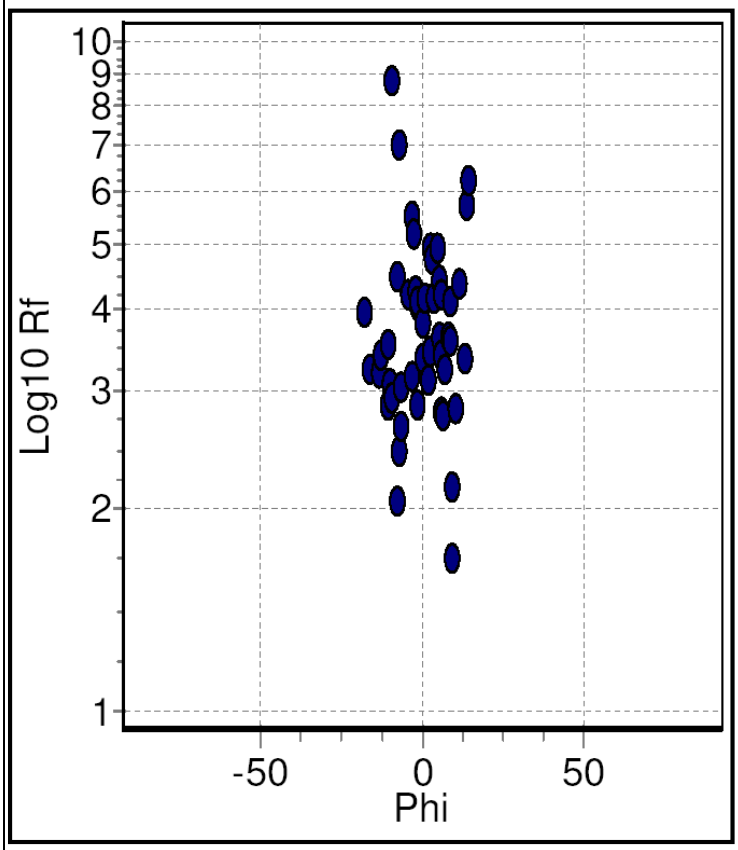


Figura A3.119: Corte paralelo ao **plano XZ** de quartzito rosa-alaranjado, de granulometria fina, pouco micáceo (amostra JC-108), da Formação Sopa-Brumadinho (Membro Caldeirões), região da Serra da Matriculada (porção sudeste da Folha Diamantina). A fotomicrografia foi tirada com lente de aumento de 5x.









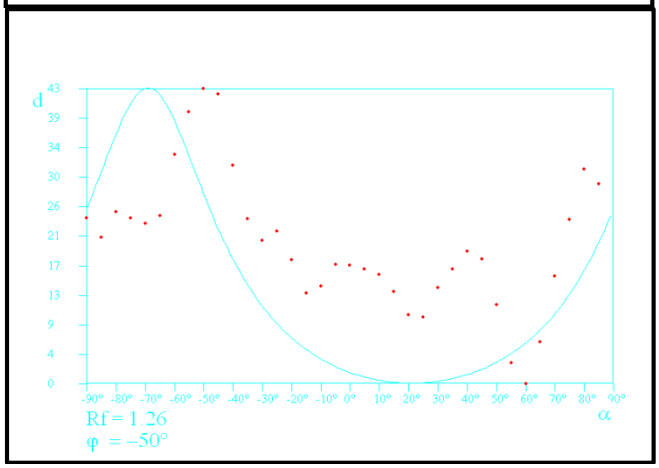
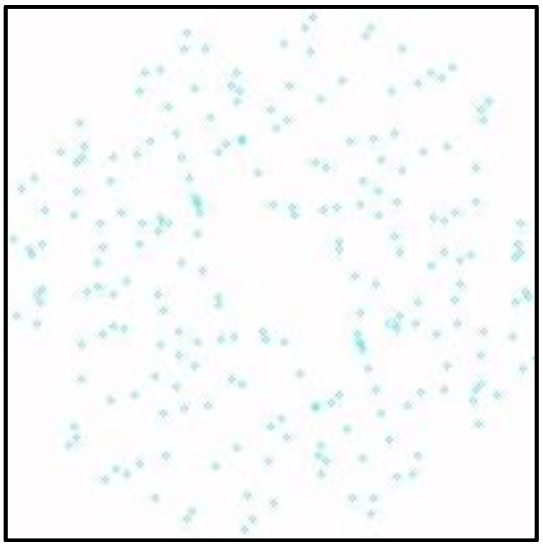
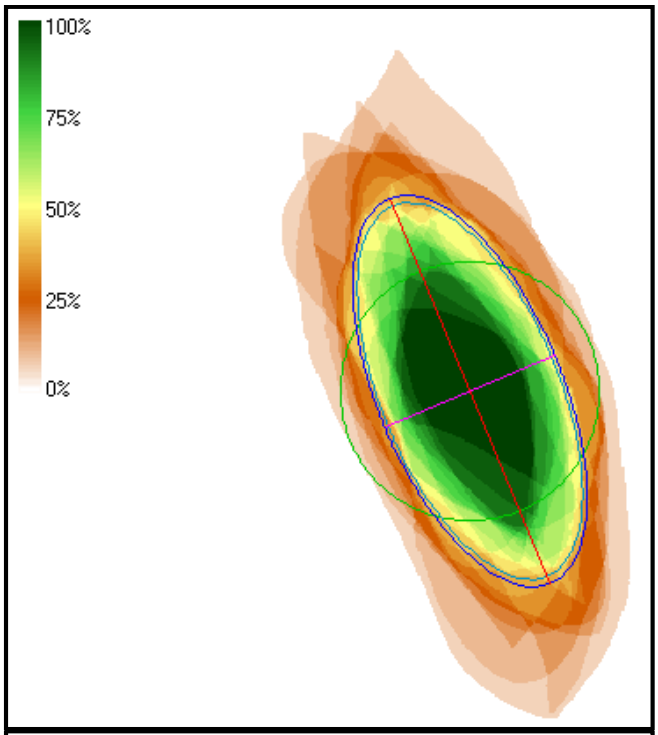
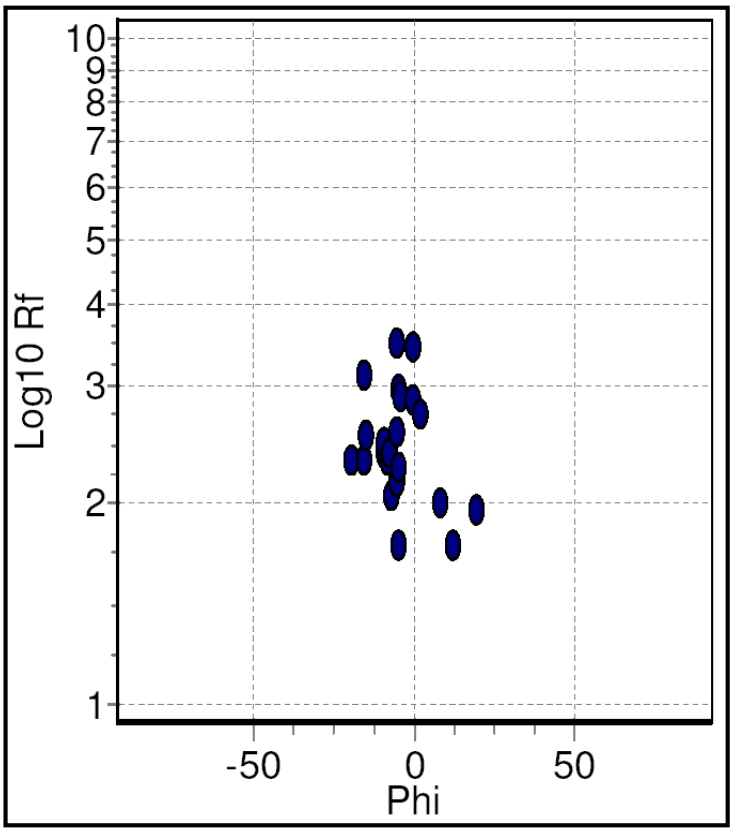


Figura A3.120: Resultados obtidos a partir da análise quantitativa da deformação em corte paralelo ao **plano XZ** da amostra JC-110, correspondente a quartzito cinza de granulometria fina pertencente à Formação Sopa-Brumadinho (Membro Caldeirões).







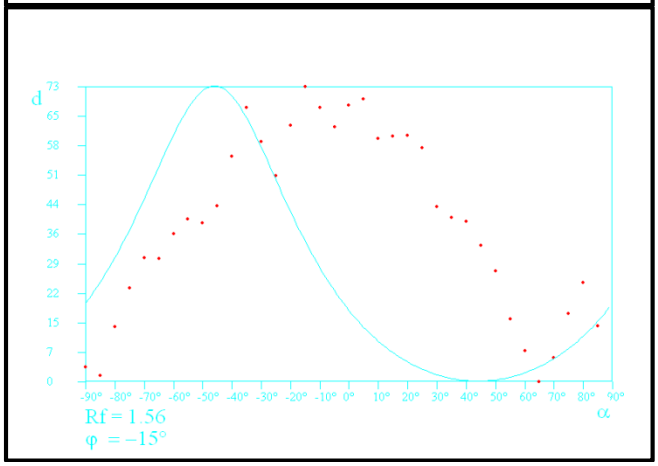
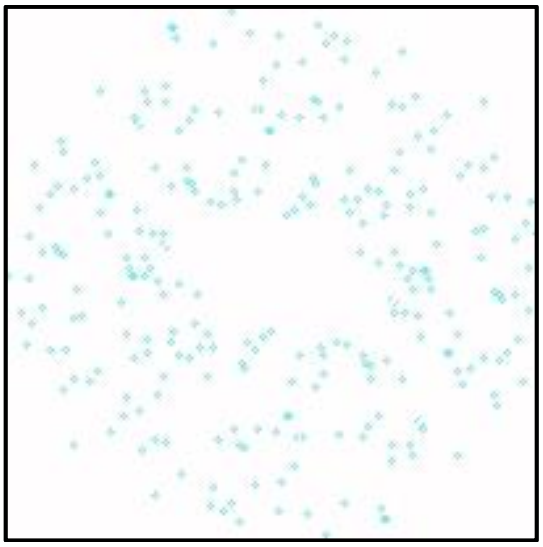
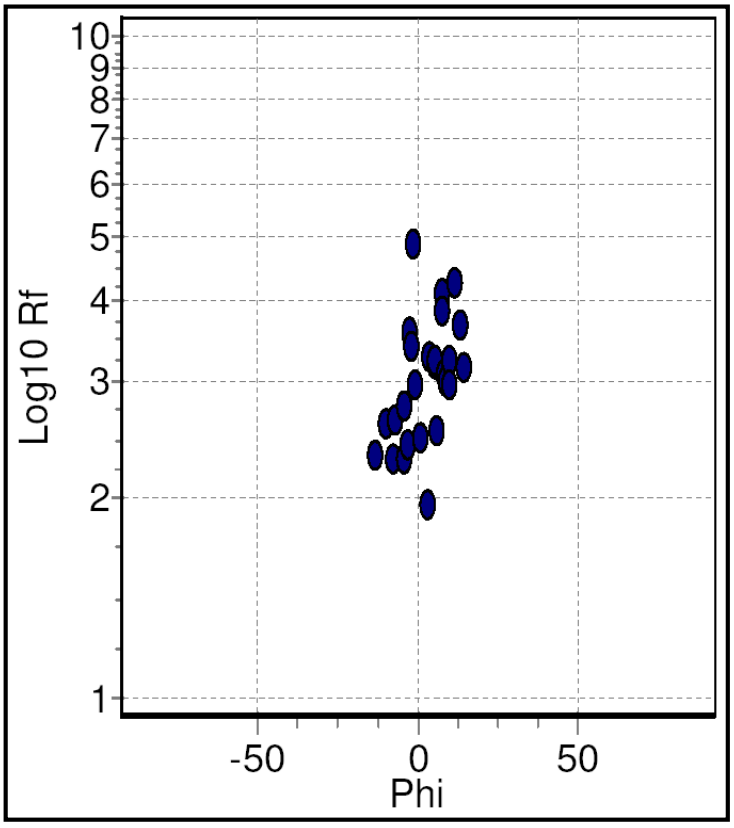


Figura A3.121: Quartzito rosa-alaranjado, granulometria média e pouco micáceo pertencente ao Membro Caldeirões (Formação Sopa-Brumadinho) da região da Serra da Matriculada. A seção analisada corresponde à corte paralelo ao **plano XZ** da amostra JC-114.





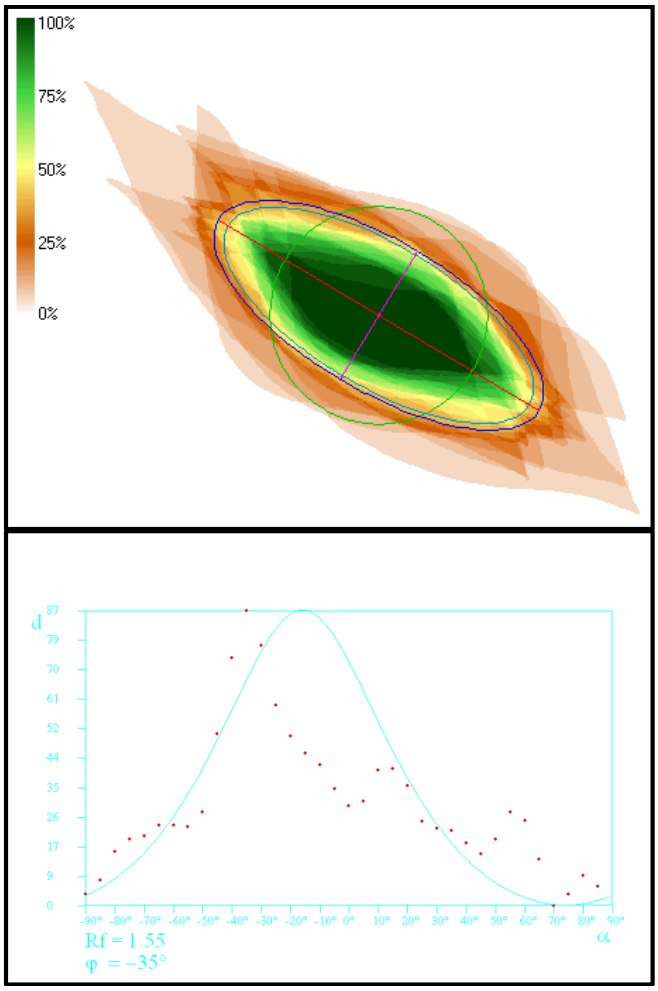
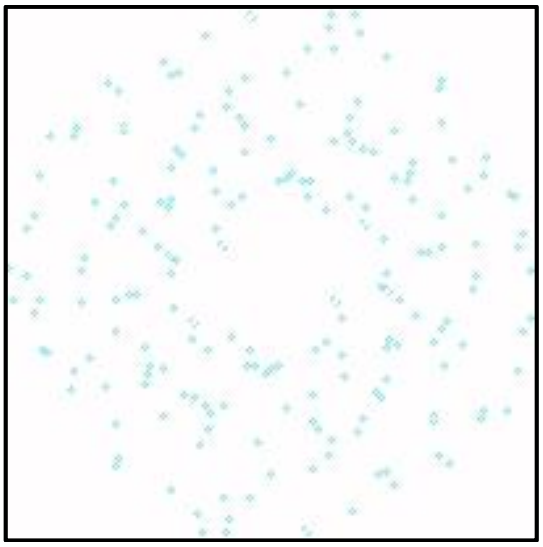
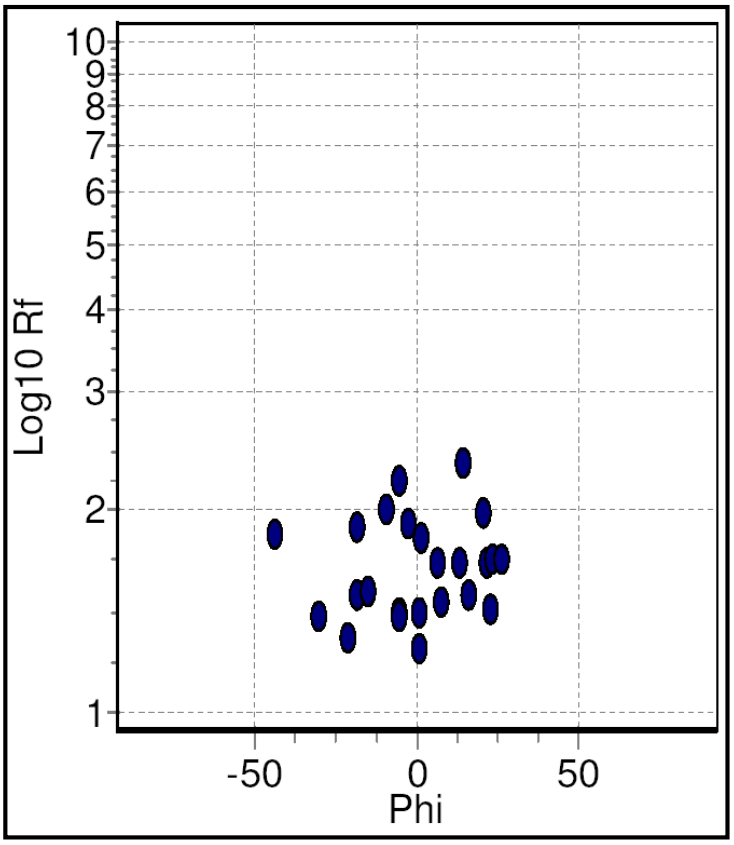
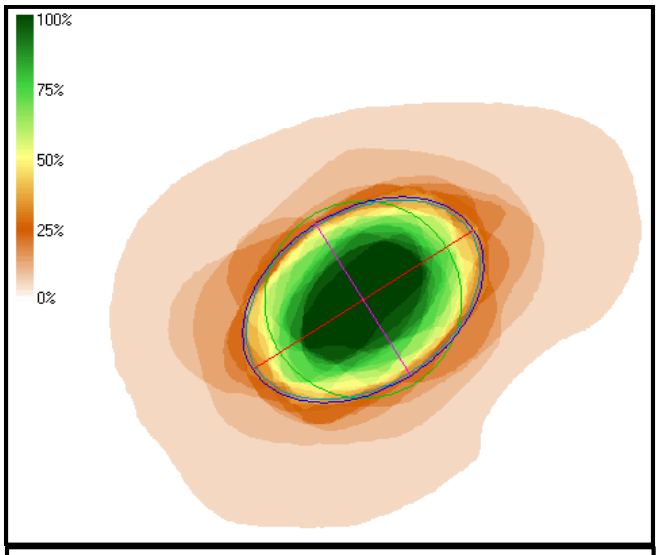


Figura A3.122: Corte paralelo ao **plano XZ** de amostra (JC-116) de quartzito branco, localmente ferruginoso, granulometria fina e micáceo amostrado em afloramento do "Nível C" da Formação São João da Chapada, região da Serra da Matriculada, sudeste da Folha Diamantina. Comparar com os diagramas apresentados na Figura A3.123, correspondentes ao plano YZ.







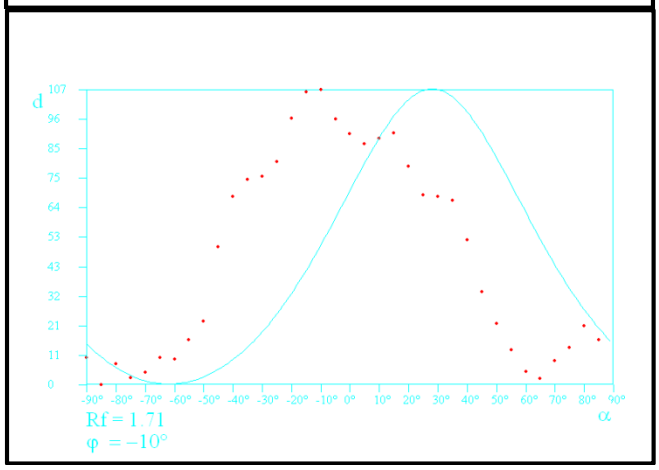
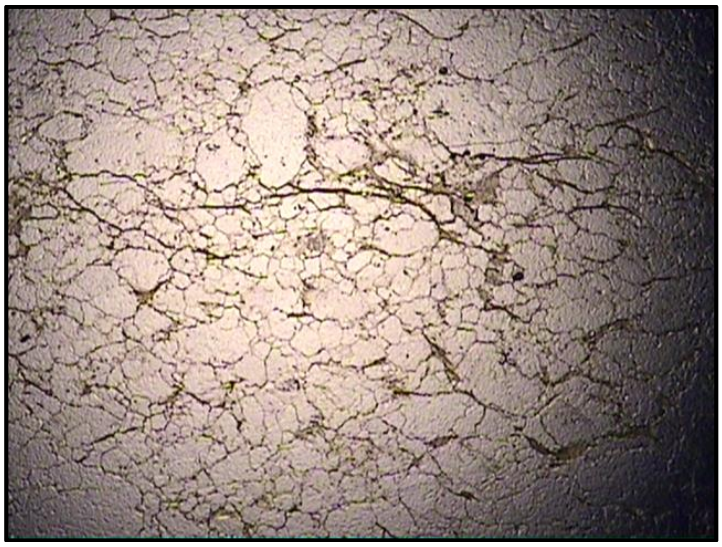
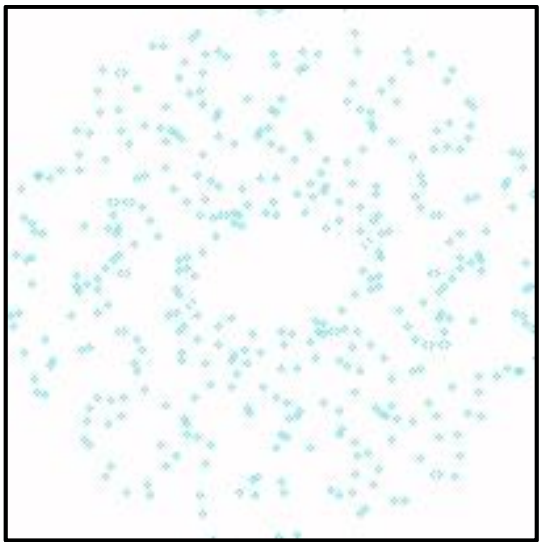
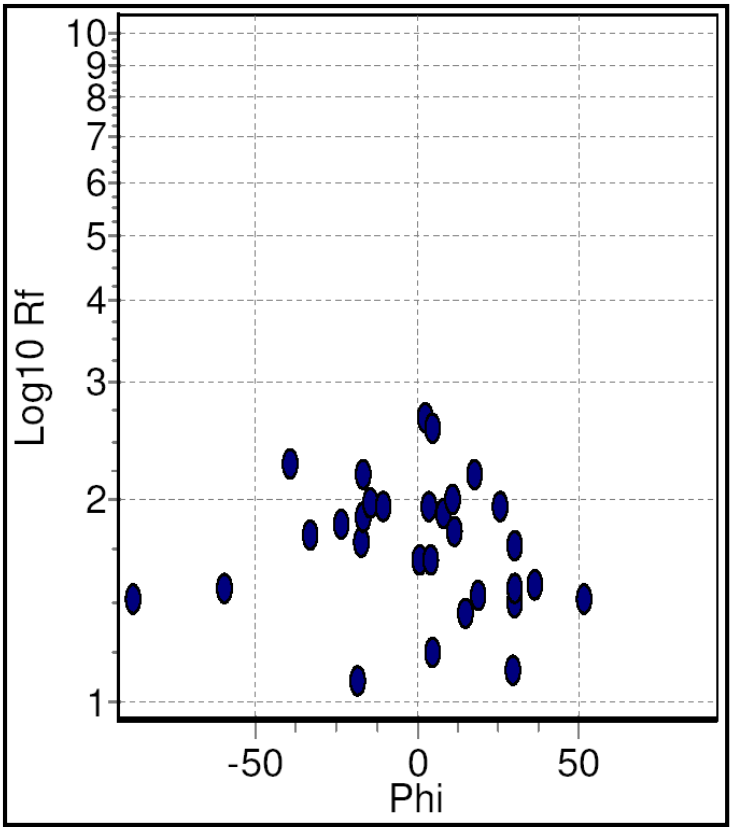
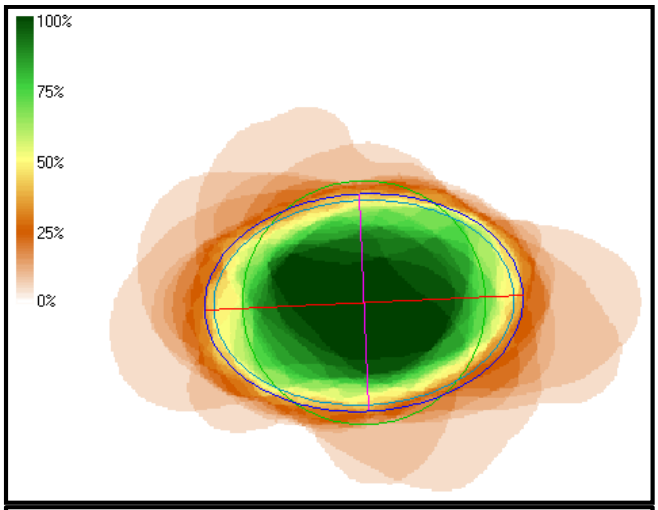


Figura A3.123: Corte paralelo ao **plano YZ** de amostra (JC-116) de quartzito branco, localmente ferruginoso, granulometria fina e micáceo amostrado em afloramento do "Nível C" da Formação São João da Chapada, região da Serra da Matriculada, sudeste da Folha Diamantina.









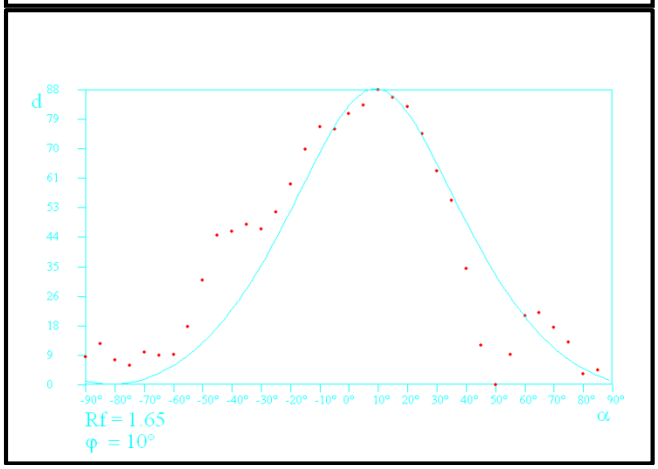
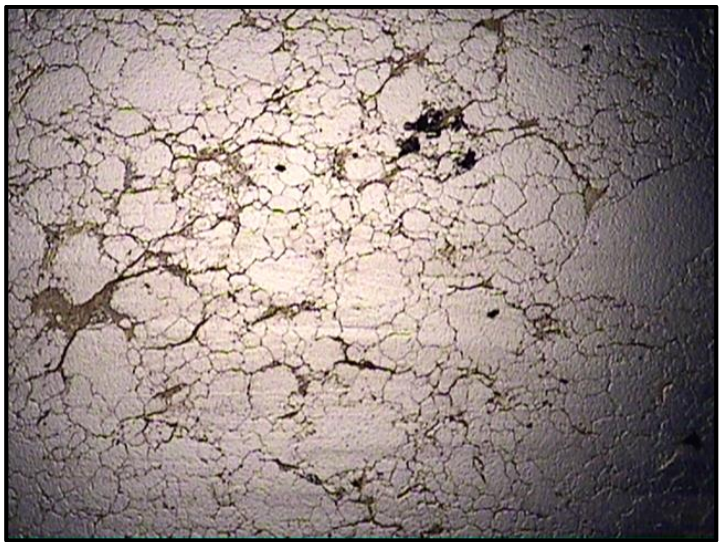
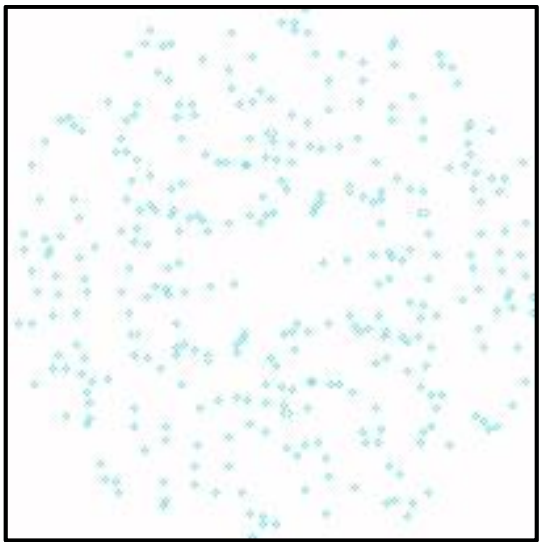
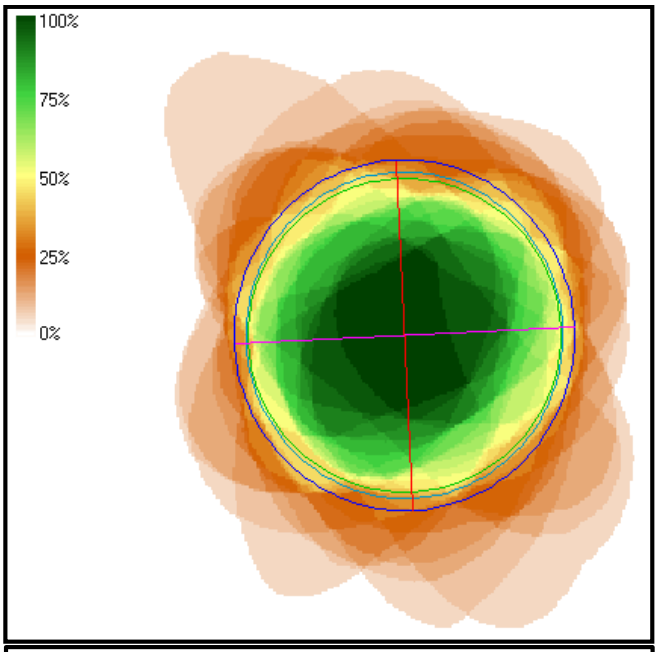
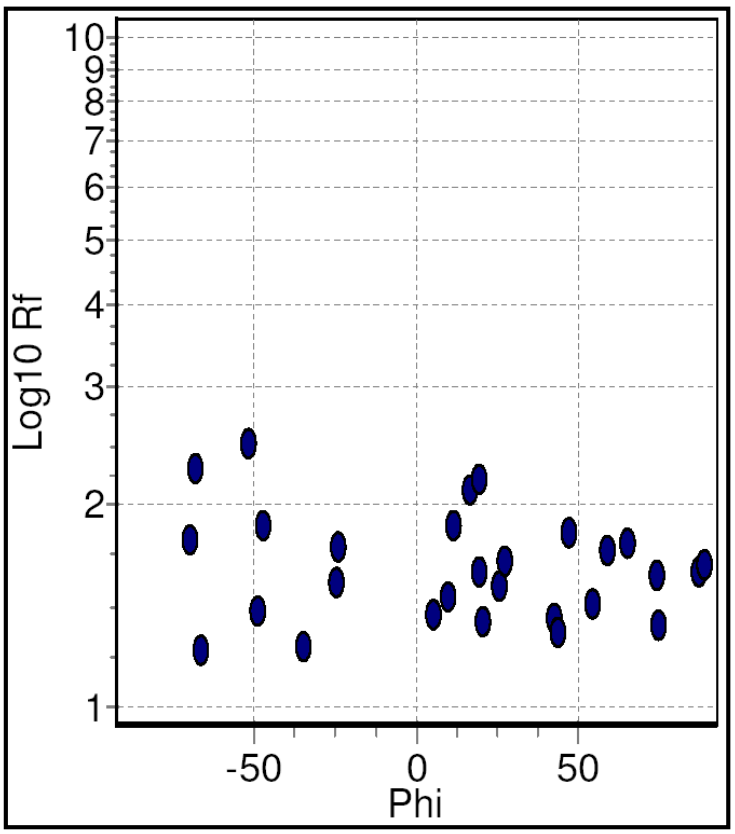


Figura A3.124: Resultados obtidos a partir da análise quantitativa da deformação em corte paralelo ao **plano XZ** da amostra JC-117, correspondente a quartzito branco a levemente alaranjado, de granulometria fina, micáceo do "Nível C" da Formação São João da Chapada, na região da Serra da Matriculada. Comparar com os diagramas apresentados na Figura A3.125, correspondentes ao plano YZ.









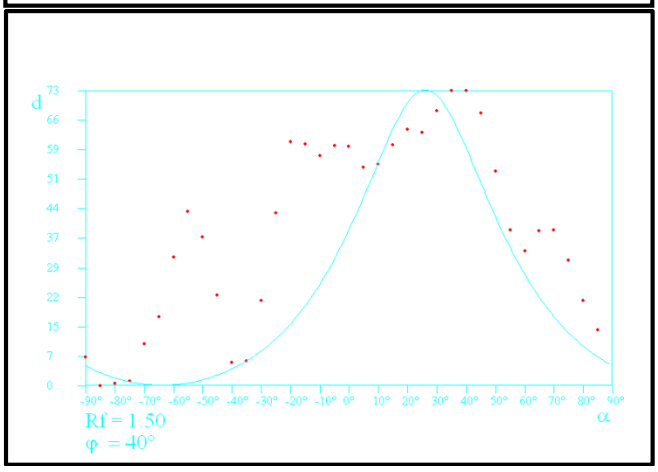
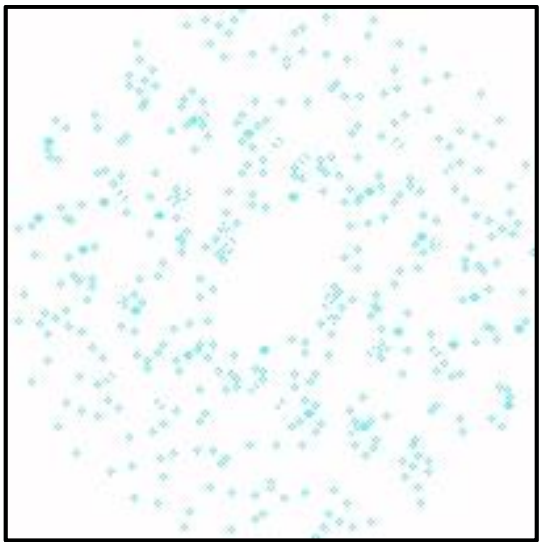
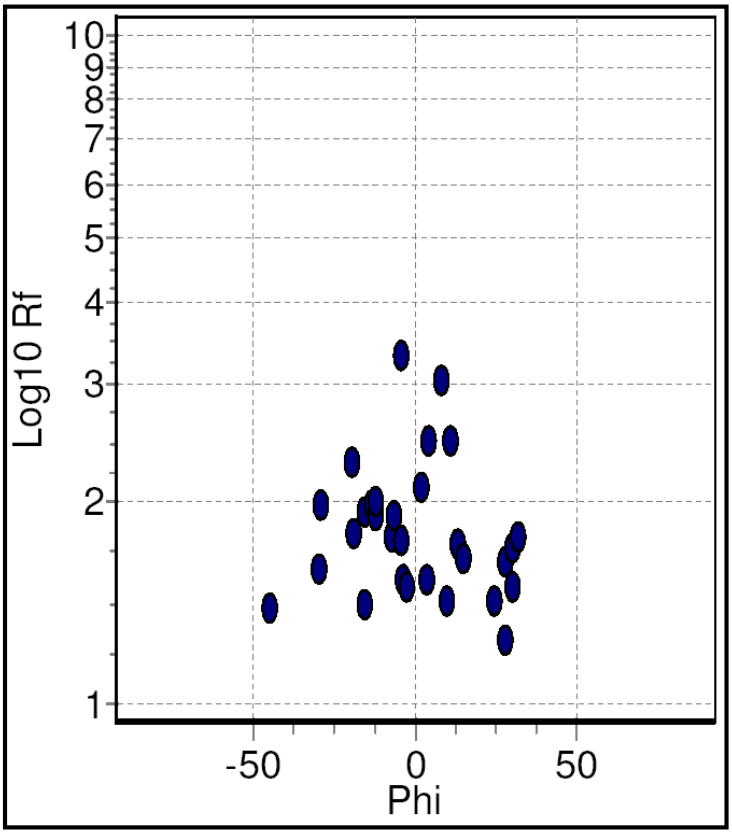
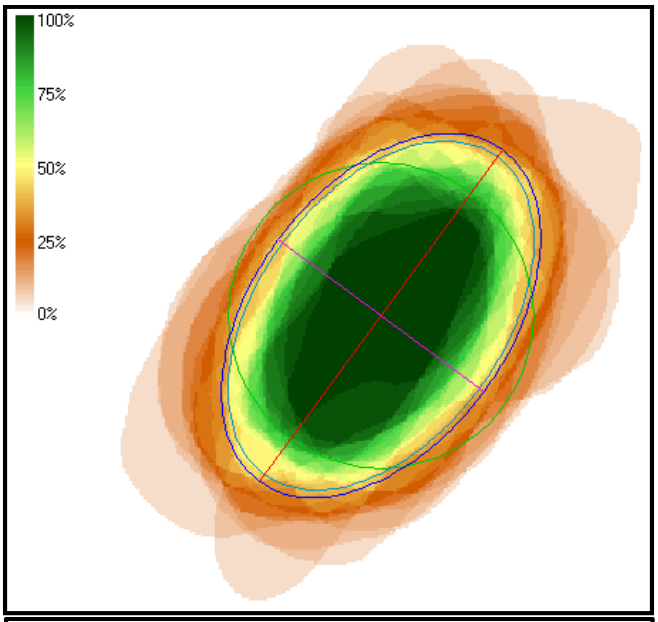


Figura A3.125: Resultados obtidos a partir da análise quantitativa da deformação em corte paralelo ao **plano YZ** da amostra JC-117, correspondente a quartzito branco a levemente alaranjado, de granulometria fina e micáceo pertencente ao "Nível C" da Formação São João da Chapada, região da Serra da Matriculada.







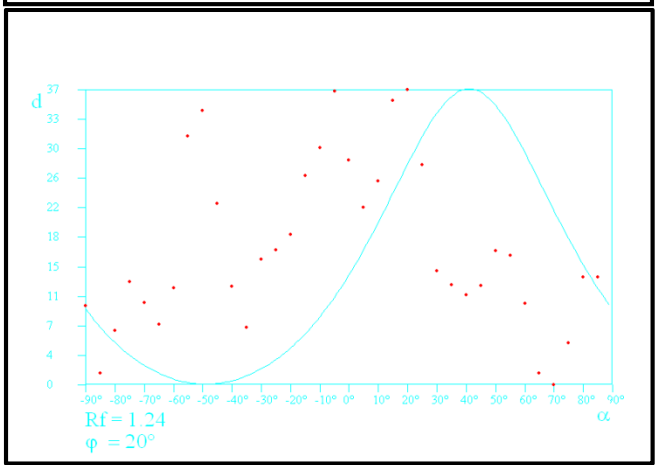
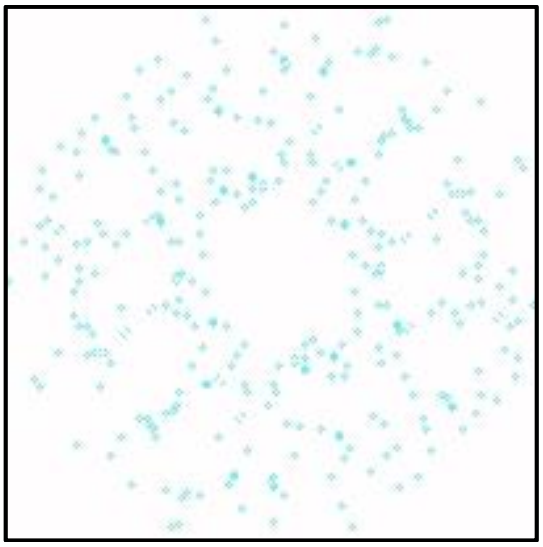
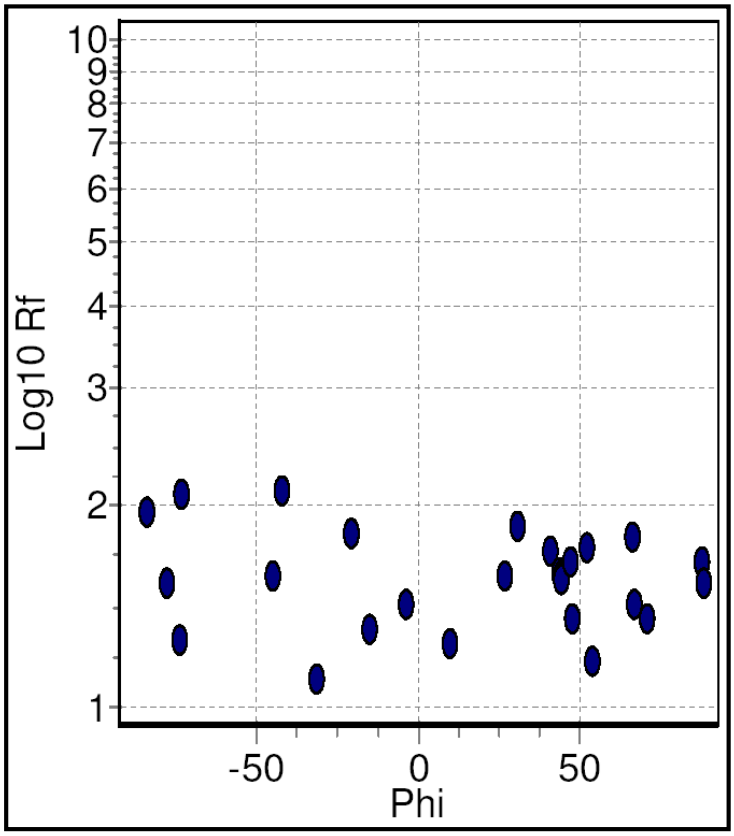
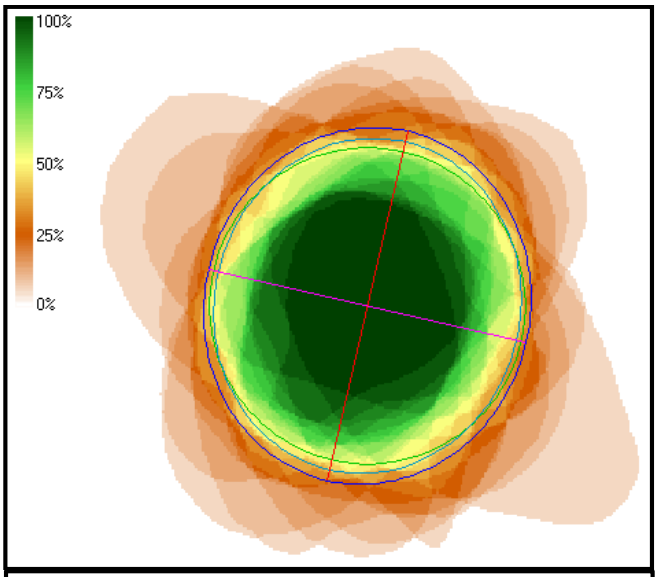


Figura A3.126: Amostra JC-120 em corte paralelo ao **plano XZ**, correspondente a quartzito branco de granulometria fina, pouco micáceo, pertencente ao "Nível C" da Formação São João da Chapada, região da Serra da Matriculada, porção sudeste da Folha Diamantina. Comparar com os resultados mostrados na Figura A3.127.







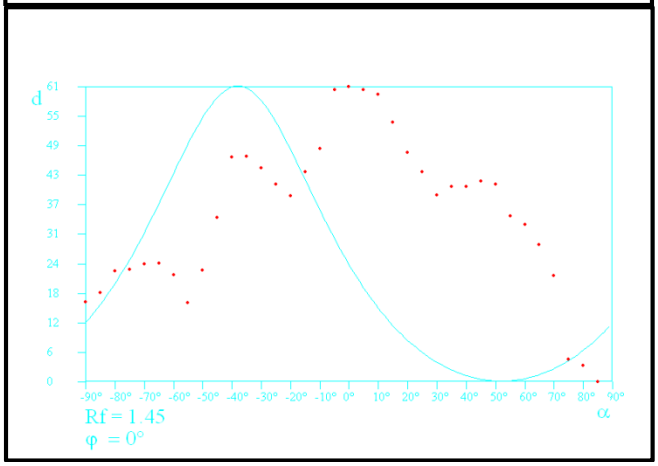
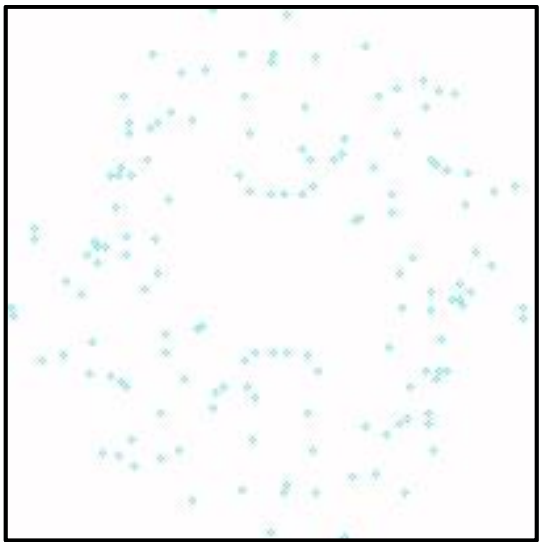
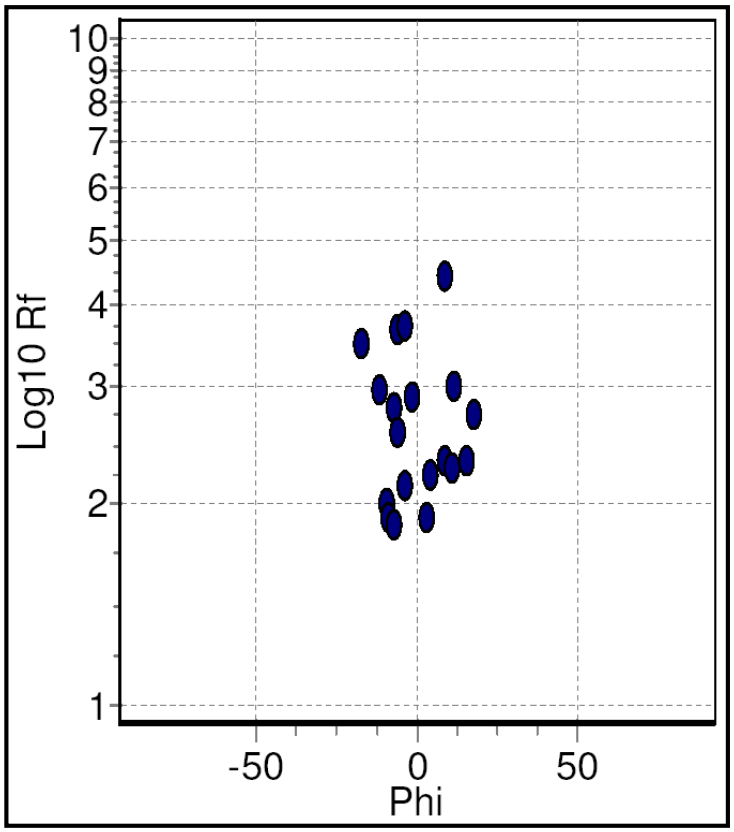
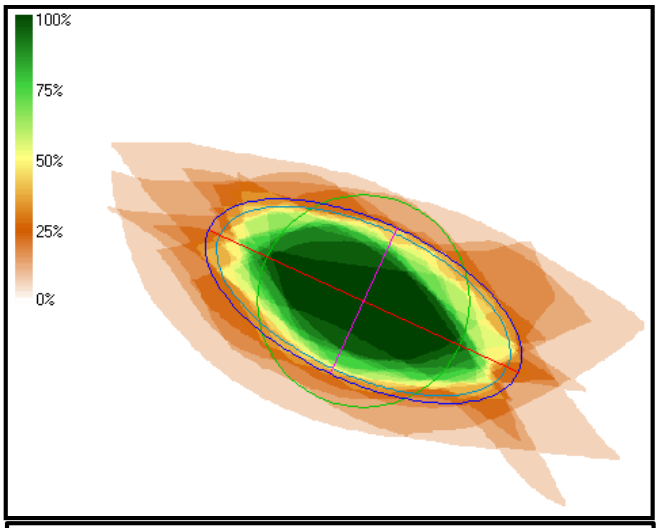


Figura A3.127: Amostra JC-120 em corte paralelo ao **plano YZ**, correspondente a quartzito branco de granulometria fina, pouco micáceo, pertencente ao "Nível C" da Formação São João da Chapada, região da Serra da Matriculada, porção sudeste da Folha Diamantina.







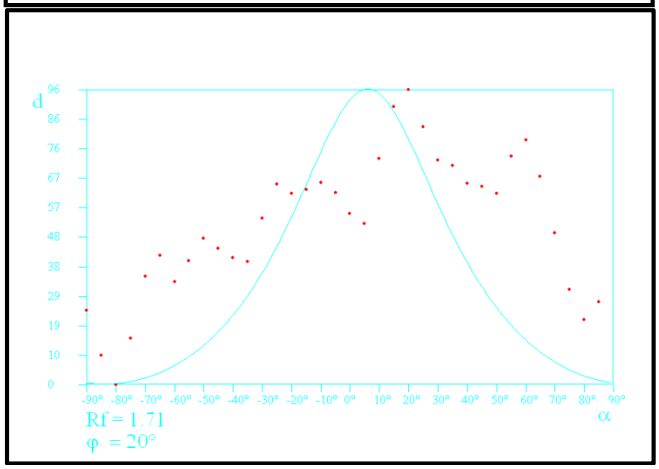
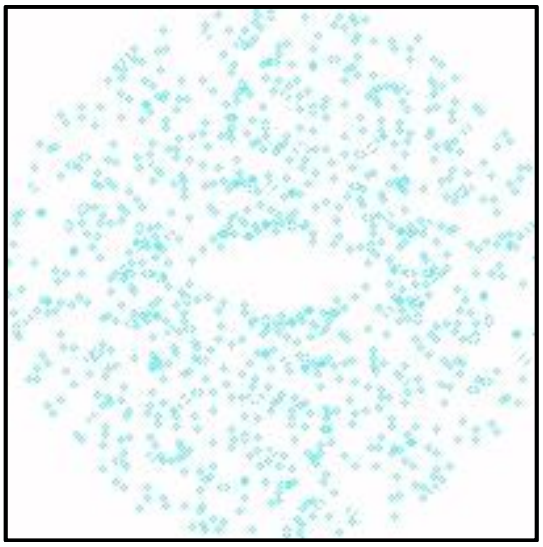
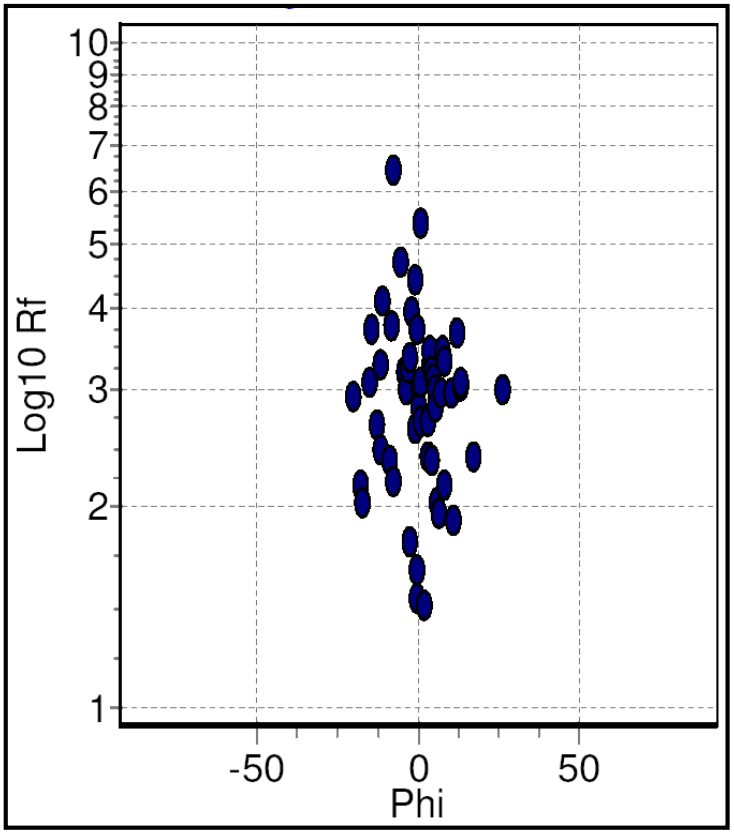
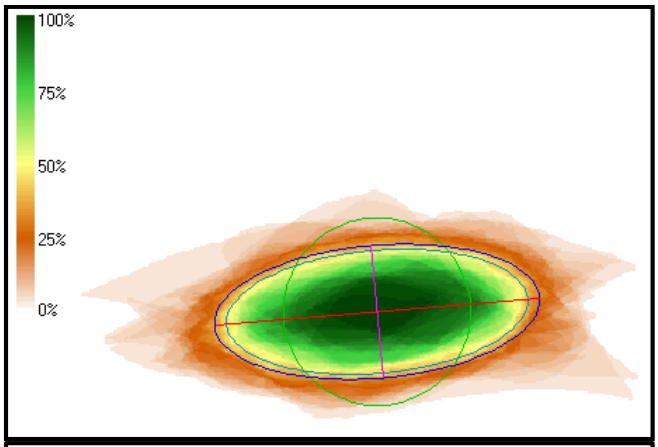


Figura A3.128: Amostra JC-121 em corte paralelo ao **plano XZ**, correspondente a quartzito branco de granulometria fina, micáceo, contendo estratificações cruzadas, associada ao "Nível C" da Formação São João da Chapada, região da Serra da Matriculada, sudeste da Folha Diamantina.







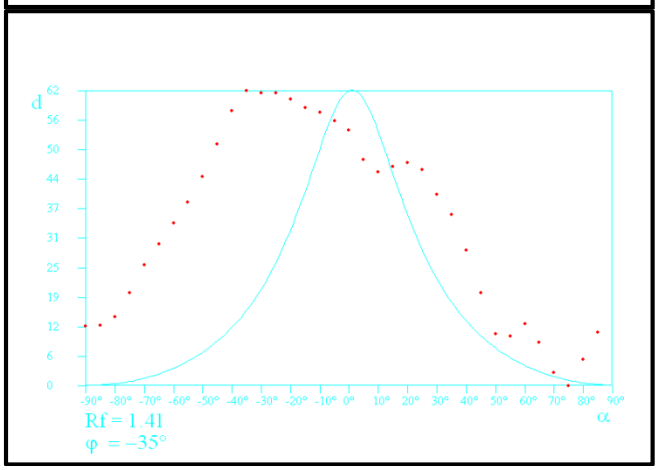
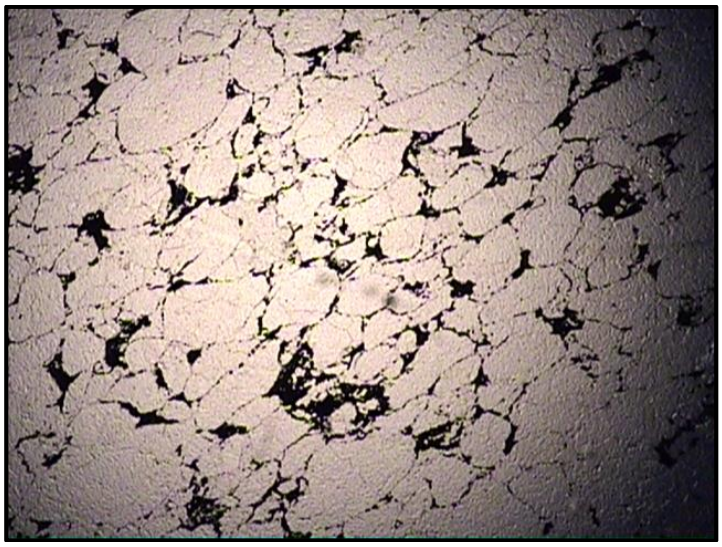
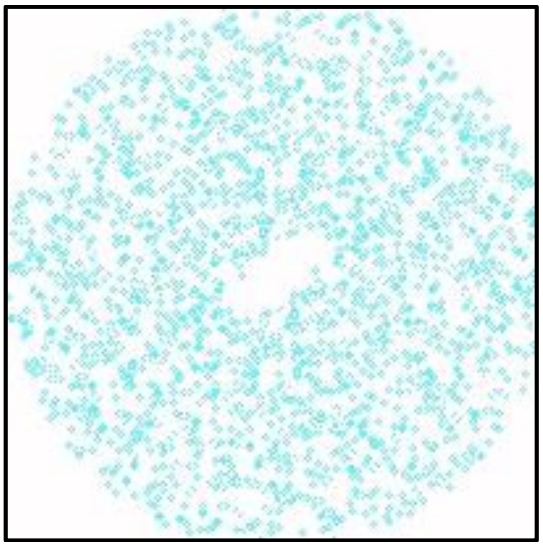
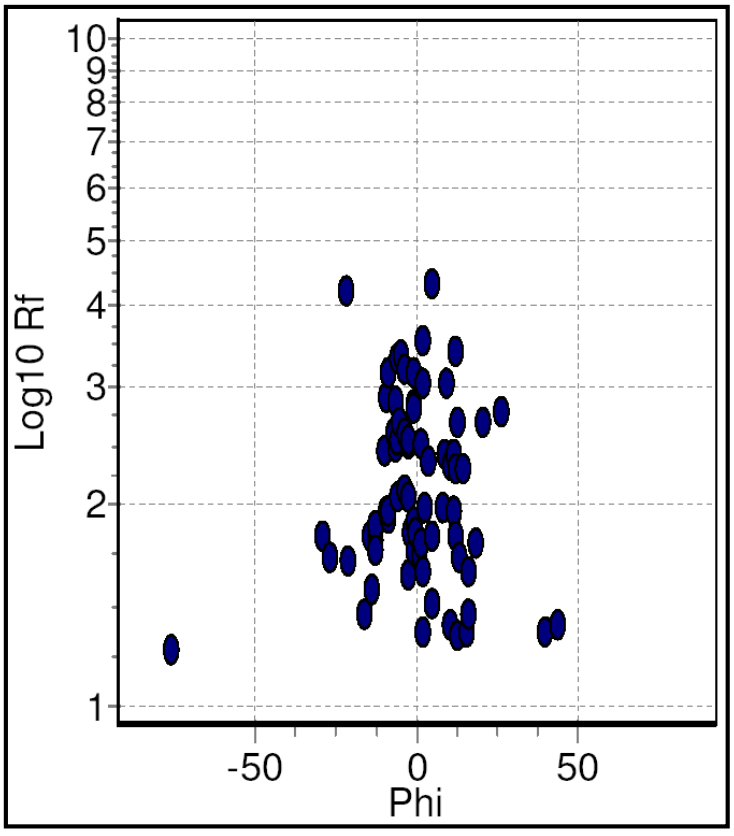
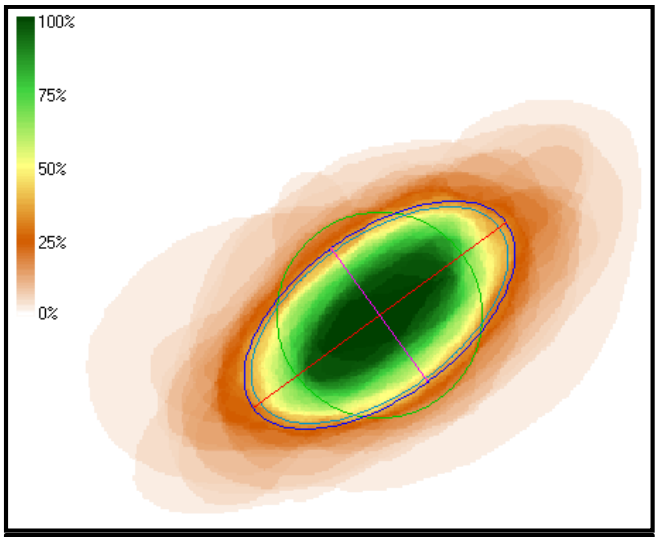


Figura A3.129: Quartzito fino a médio, micáceo, localmente ferruginoso, contendo estratificações cruzadas pertencente ao Membro Caldeirões da Formação Sopa-Brumadinho, da região da Serra da Matriculada. A seção analisada trata-se de um corte paralelo ao **plano XZ** da amostra JC-125, sendo interessante a comparação de seus resultados com aqueles mostrados na Figura A3.130.









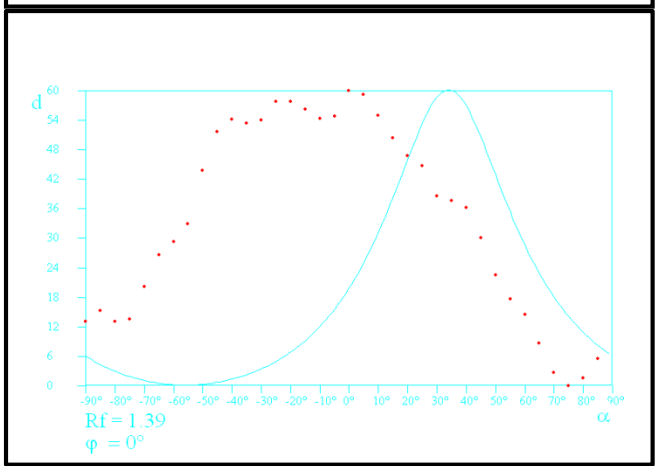
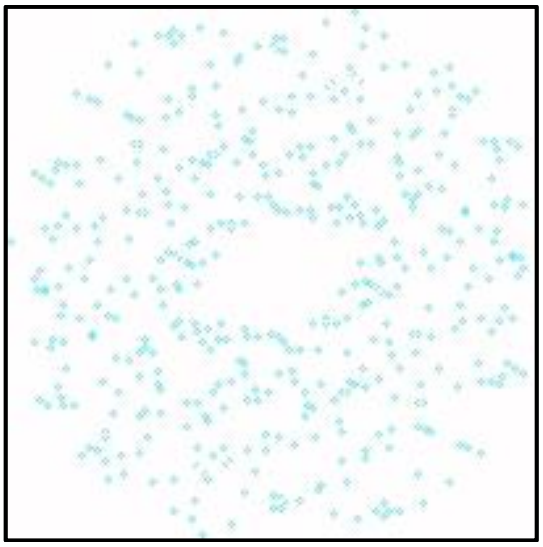
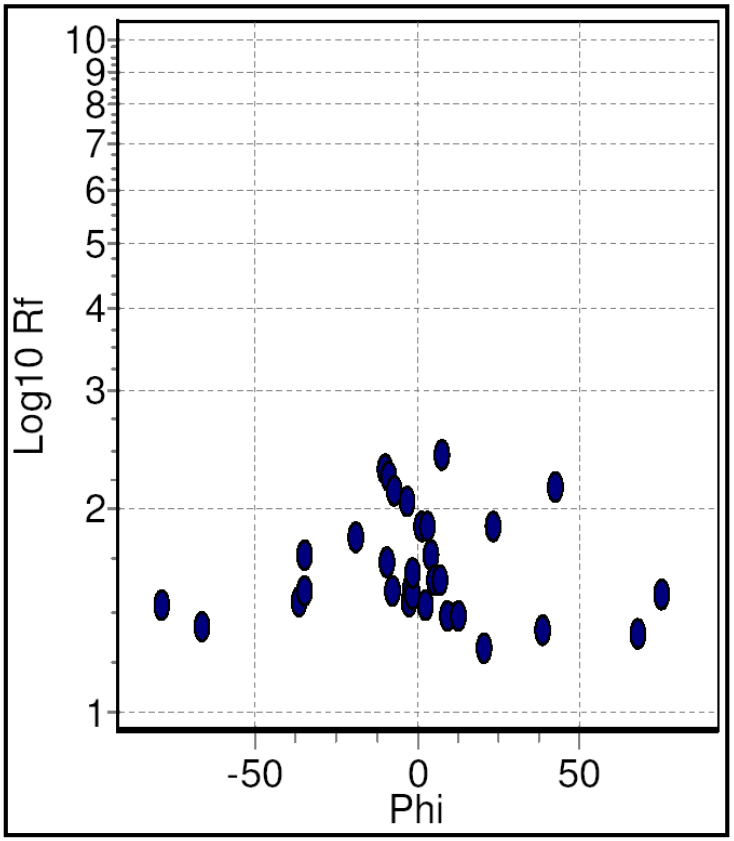


Figura A3.130: Quartzito fino a médio, micáceo, localmente ferruginoso, contendo estratificações cruzadas, pertencente ao Membro Caldeirões da Formação Sopa-Brumadinho, da região da Serra da Matriculada. A seção analisada trata-se de um corte paralelo ao **plano YZ** da amostra JC-125, sendo interessante a comparação de seus resultados com aqueles mostrados na Figura A3.129.





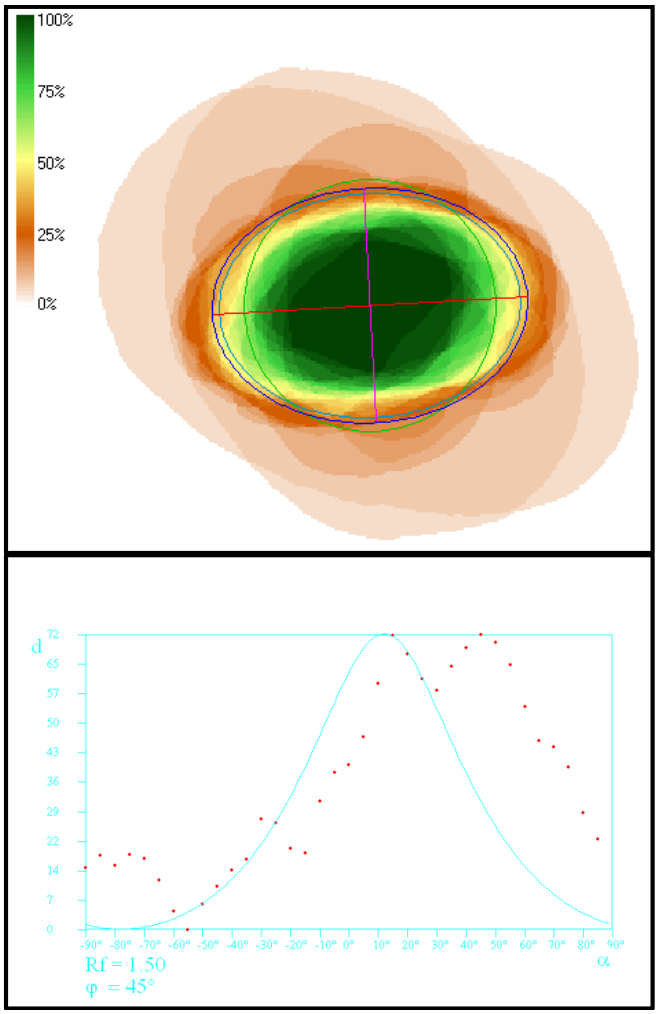
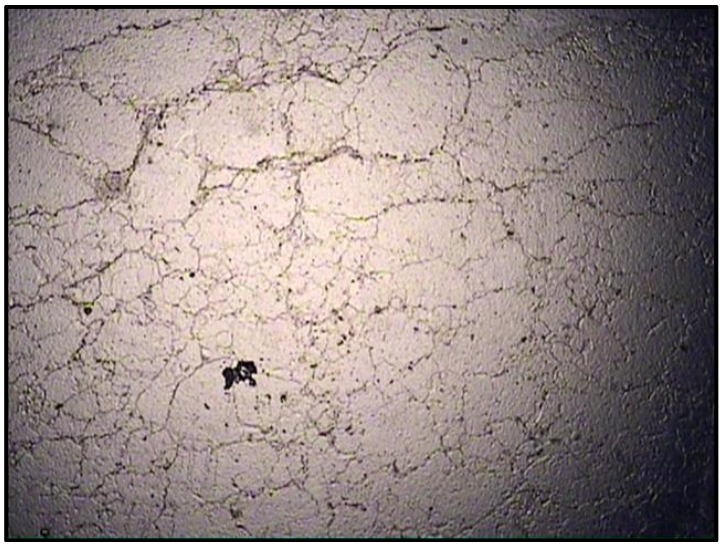
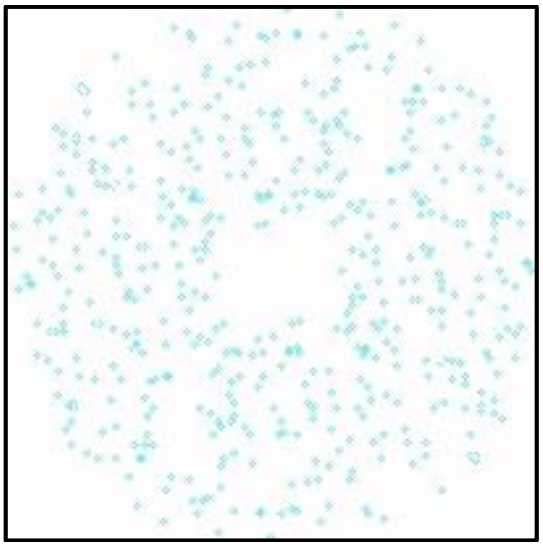
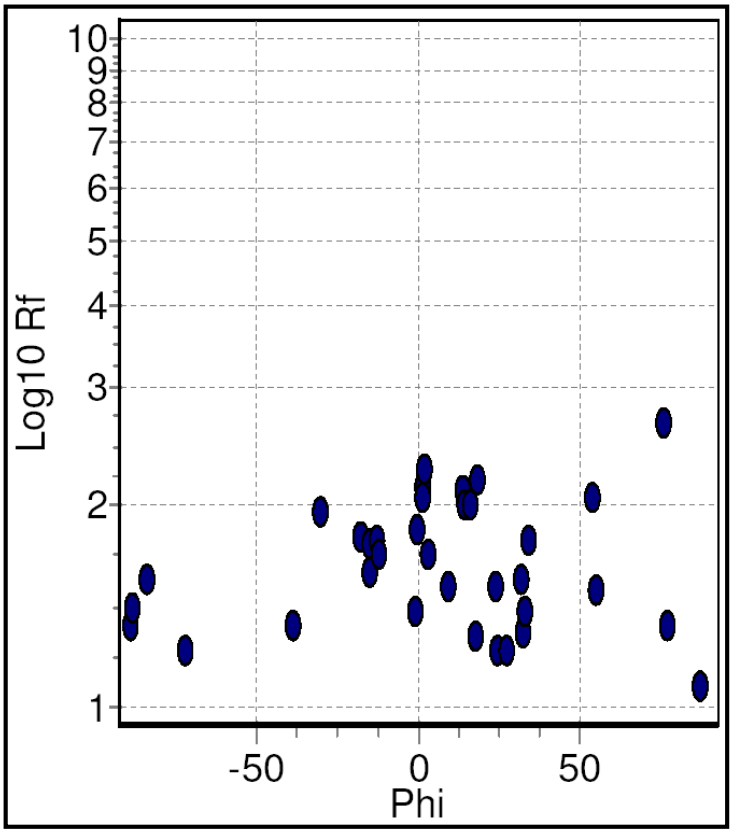
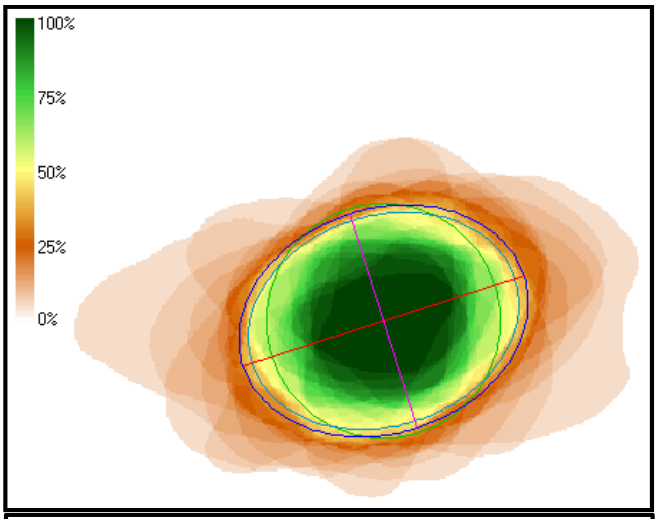


Figura A3.131: Resultados obtidos a partir da análise quantitativa da deformação em corte paralelo ao **plano XZ** da amostra JC-127, correspondente a quartzito branco, granulometria média e micáceo pertencente à Formação Sopa-Brumadinho (Membro Caldeirões). Comparar com os diagramas apresentados na Figura A3.132, correspondentes ao plano YZ.









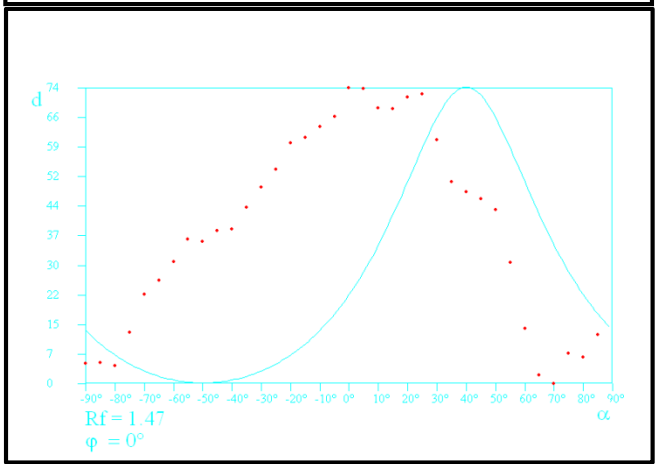
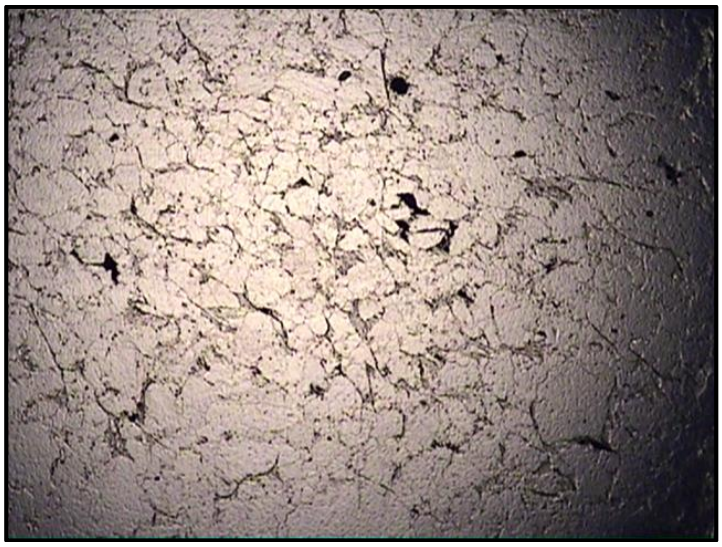
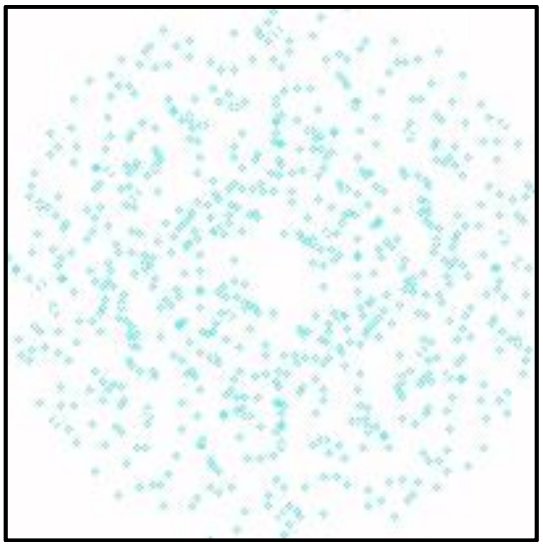
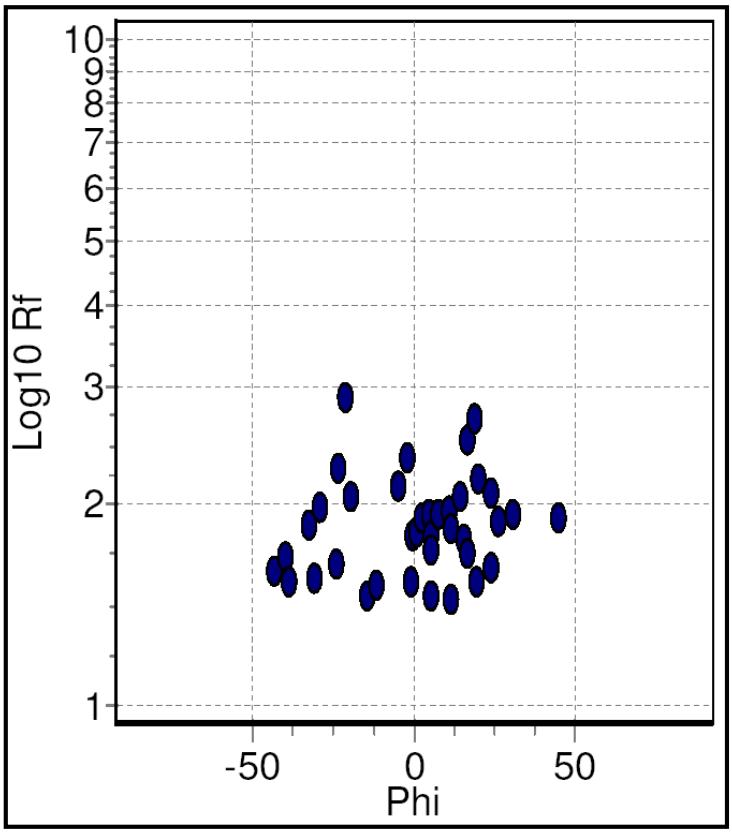
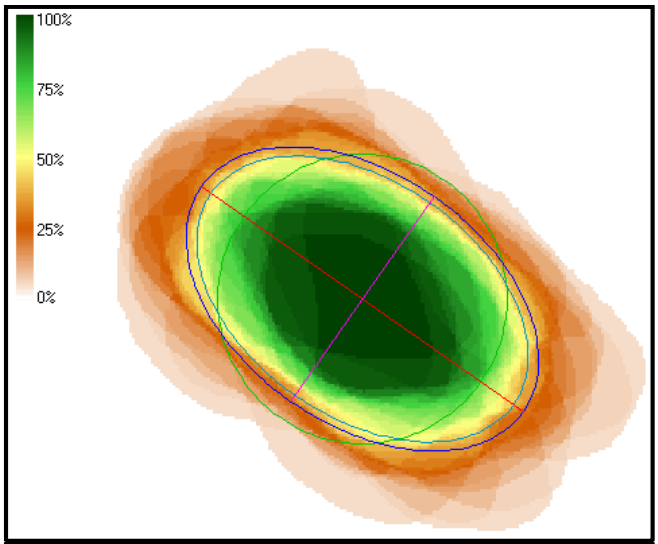


Figura A3.132: Resultados obtidos a partir da análise quantitativa da deformação em corte paralelo ao **plano YZ** da amostra JC-127, correspondente a quartzito branco, granulometria média e micáceo pertencente à Formação Sopa-Brumadinho (Membro Caldeirões). Comparar com os diagramas apresentados na Figura A3.131, correspondentes ao plano XZ.









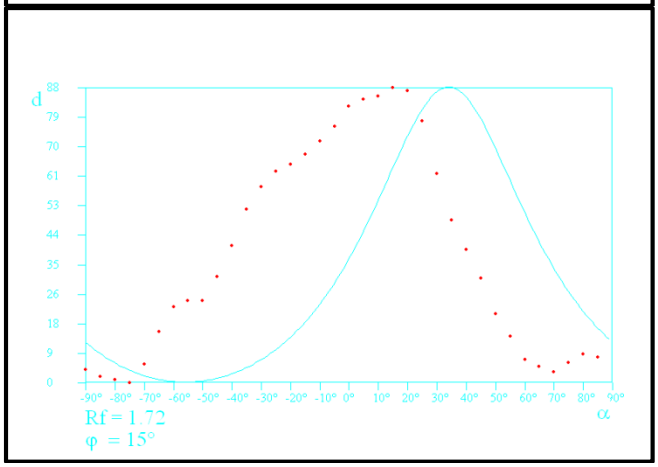
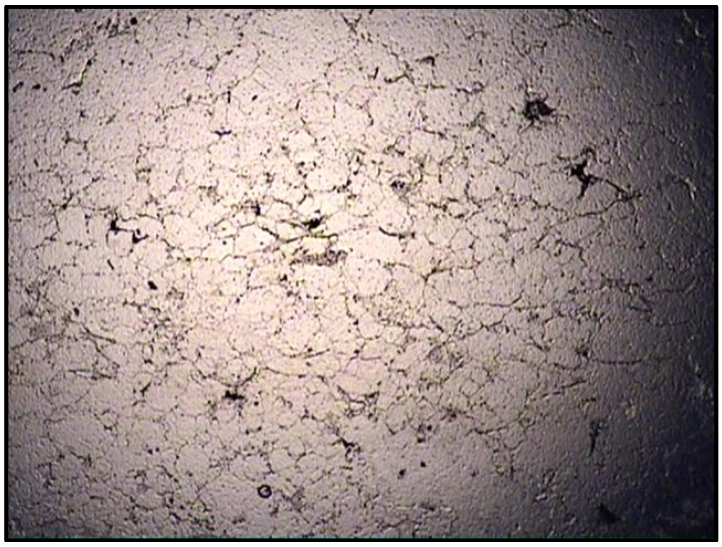
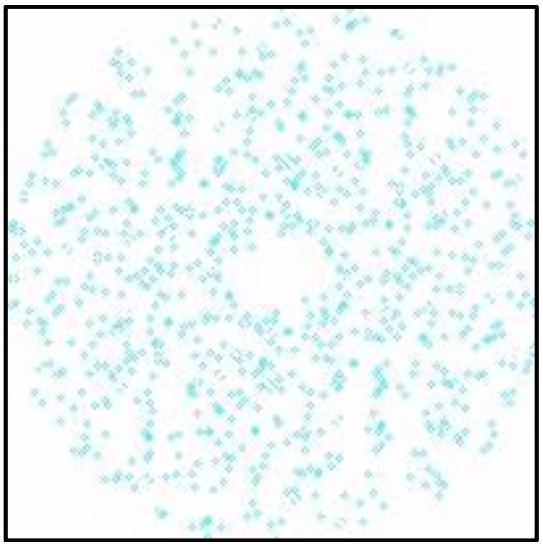
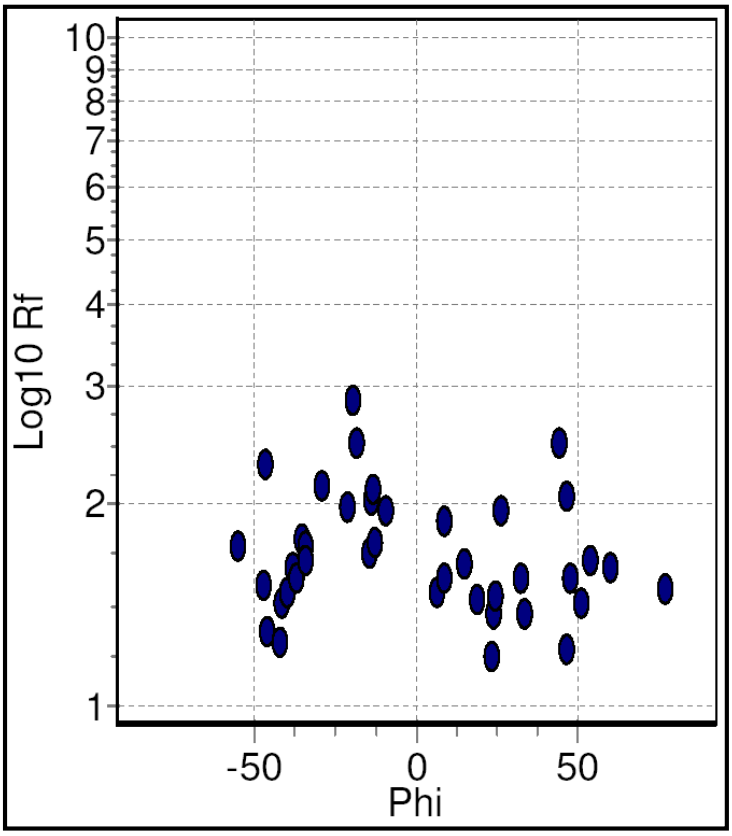
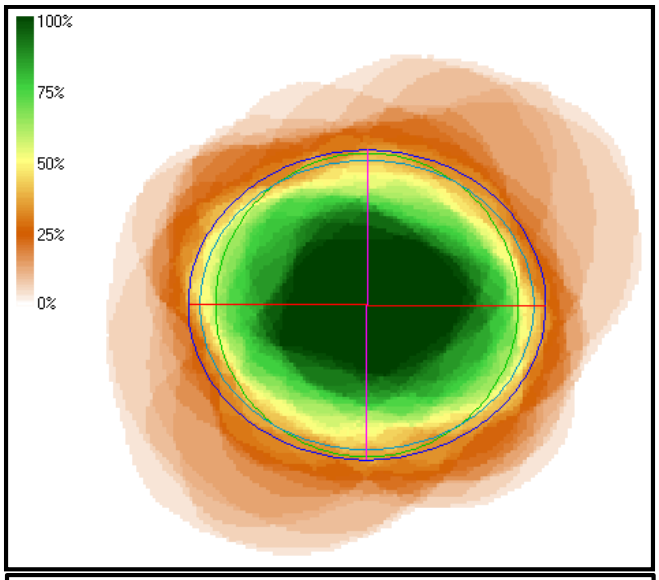


Figura A3.133: Quartzito rosa-acinzentado, granulometria variando de média a grossa, pouco micáceo, pertencente ao Membro Caldeirões da Formação Sopa-Brumadinho, em corte paralelo ao **plano XZ** (amostra JC-129). Amostra coletada na região da Serra da Matriculada, porção sudeste da Folha Diamantina. Comparar com os resultados obtidos no corte YZ, mostrado na Figura A3.134.









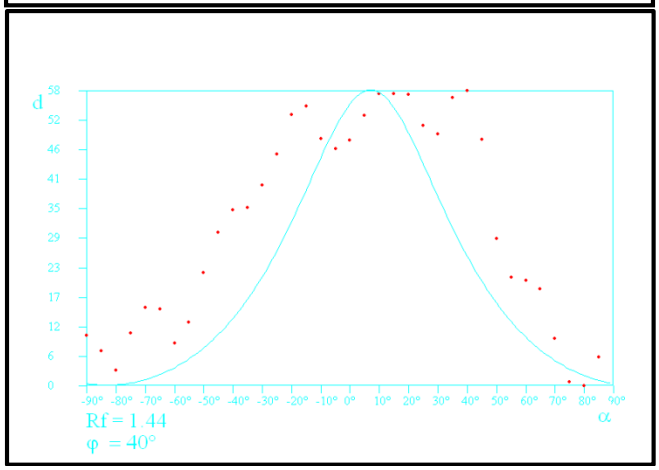
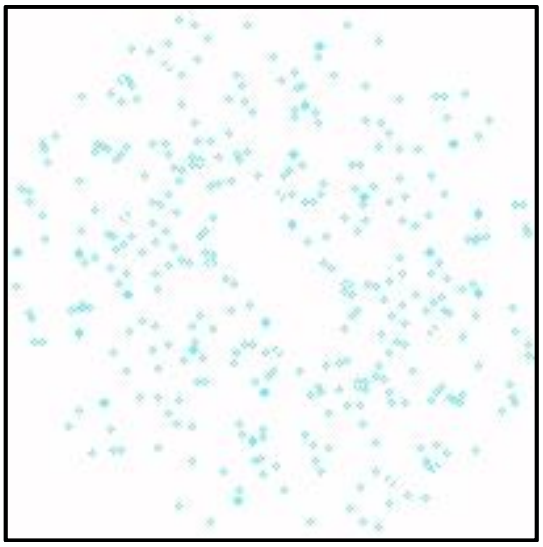
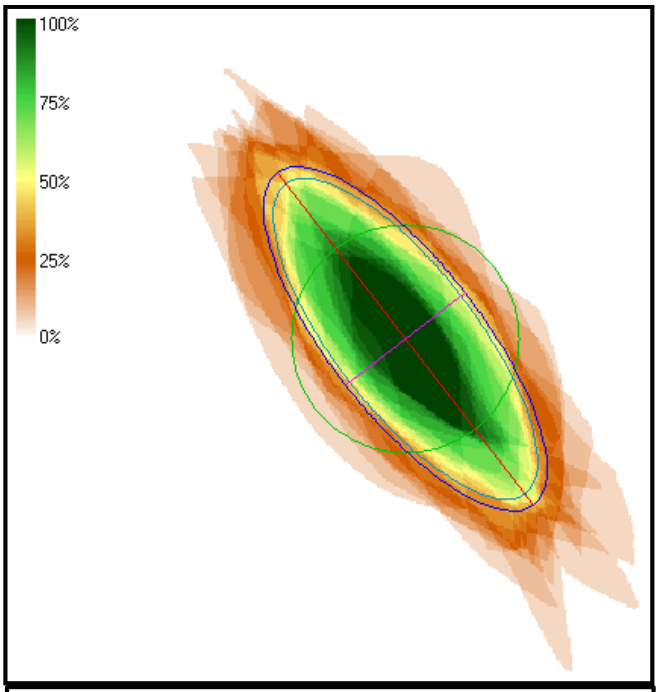
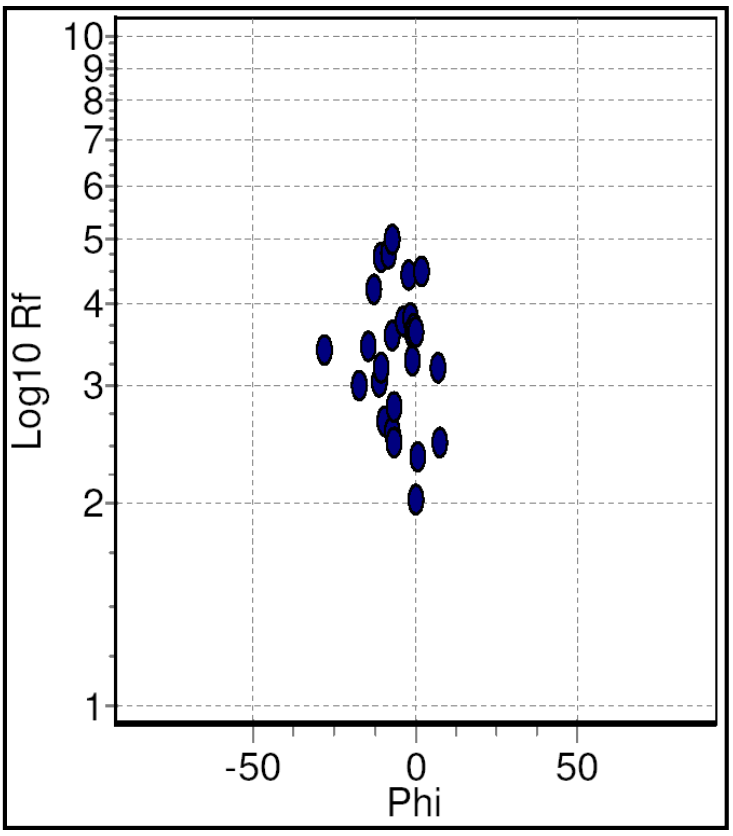


Figura A3.134: Corte paralelo ao **plano YZ** na amostra JC-129, correspondente a quartzito rosa-acinzentado, granulometria variando de média a grossa e pouco micáceo da Formação Sopa-Brumadinho (Membro Caldeirões), região da Serra da Matriculada (sudeste da Folha Diamantina).







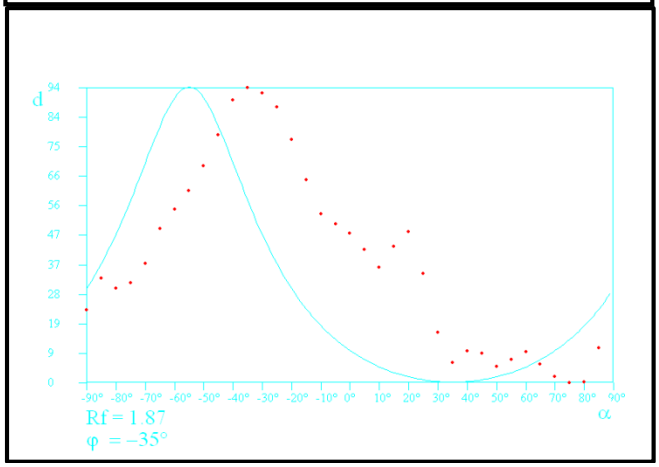
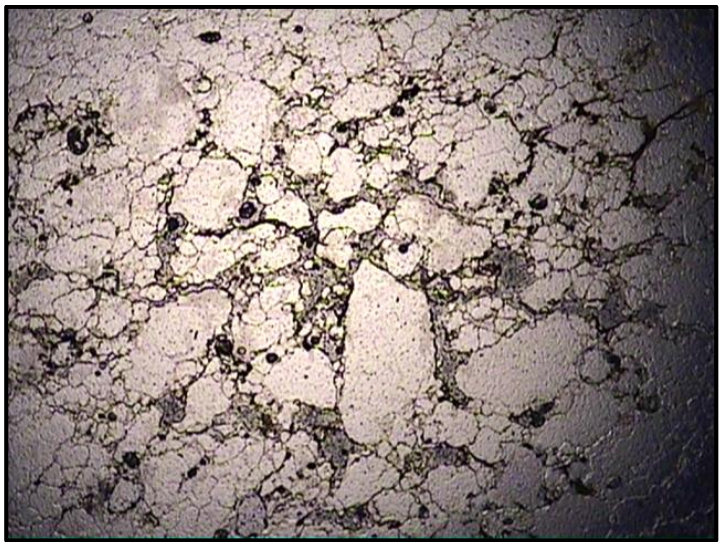
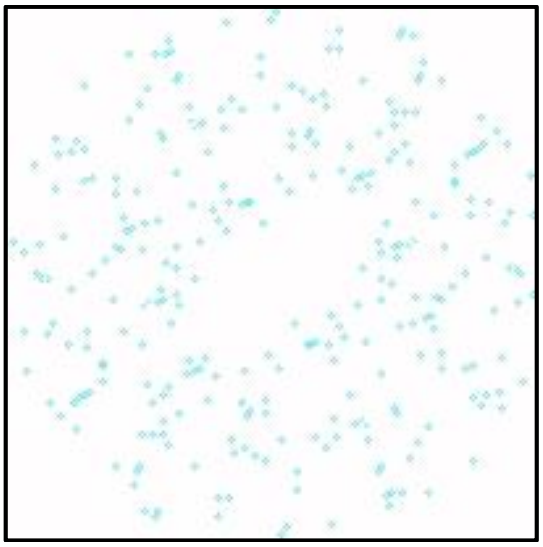
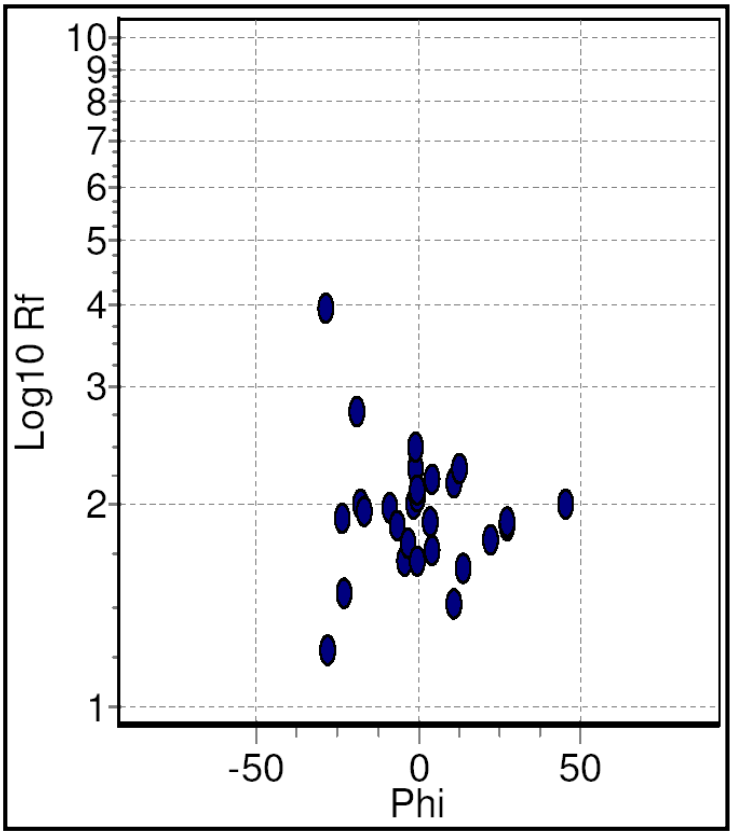
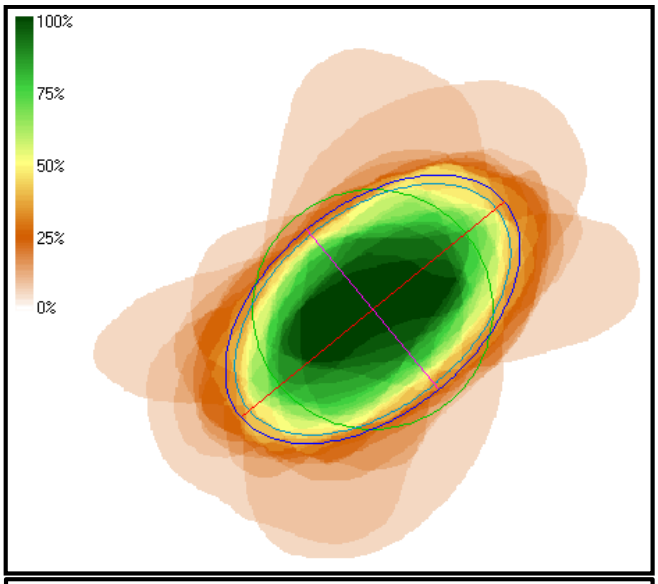


Figura A3.135: Corte paralelo ao **plano XZ** de quartzito levemente rosado, com granulometria média, pouco micáceo representante do Membro Caldeirões (Formação Sopa-Brumadinho), correspondente a amostra JC-131, região da Serra da Matriculada (sudeste da Folha Diamantina).









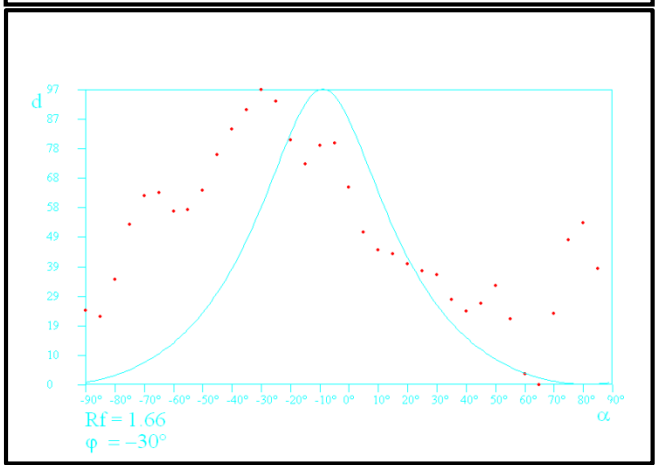
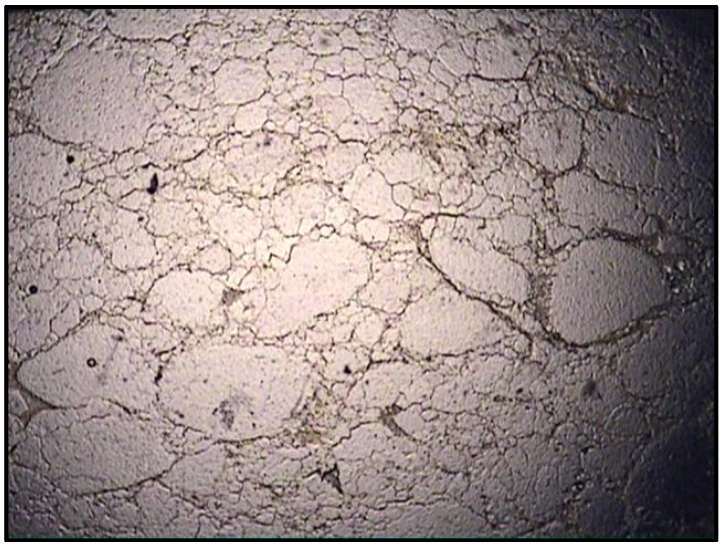
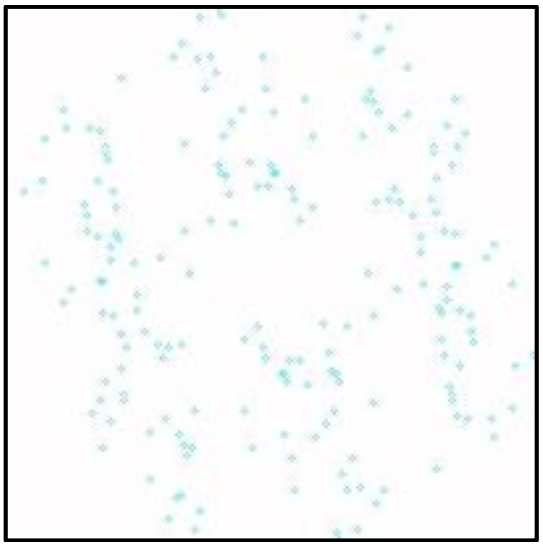
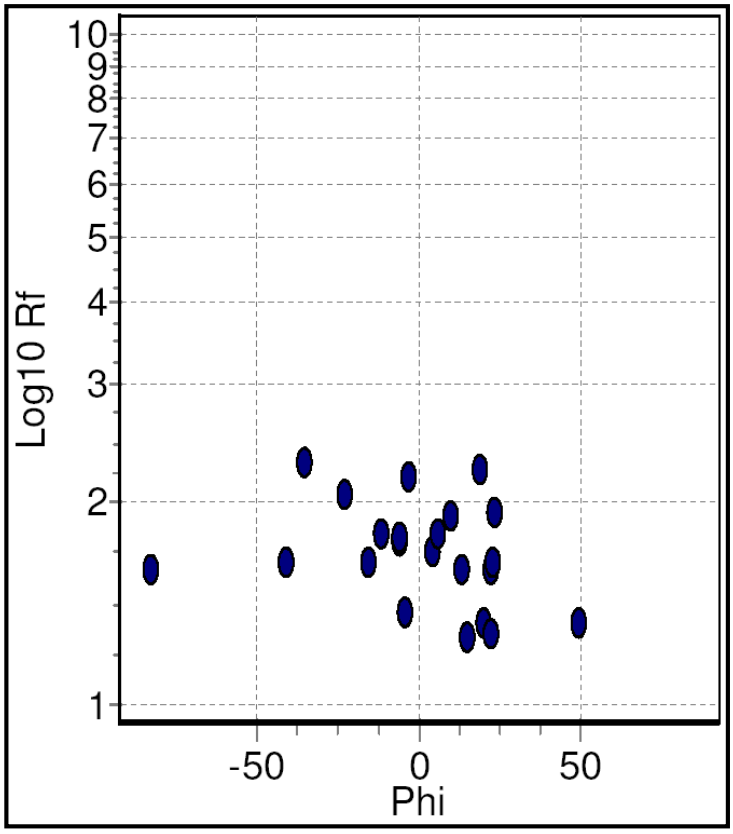
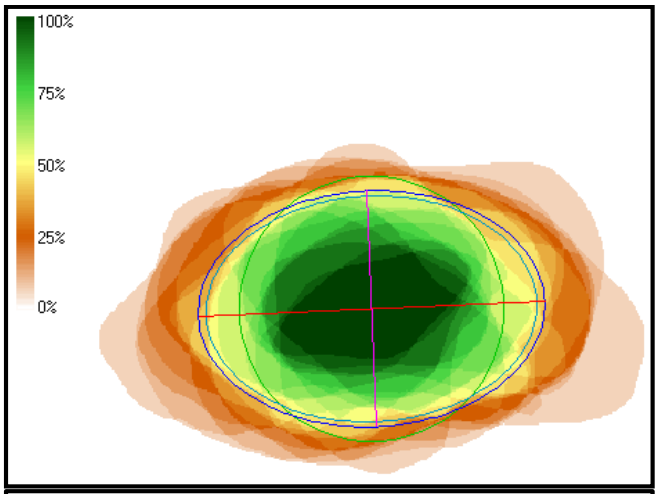


Figura A3.136: Corte paralelo ao **plano XZ** na amostra JC-132, correspondente a quartzito rosa-acinzentado, granulometria média e pouco micáceo associado ao Membro Caldeirões da Formação Sopa-Brumadinho, região da Serra da Matriculada (sudeste da Folha Diamantina).









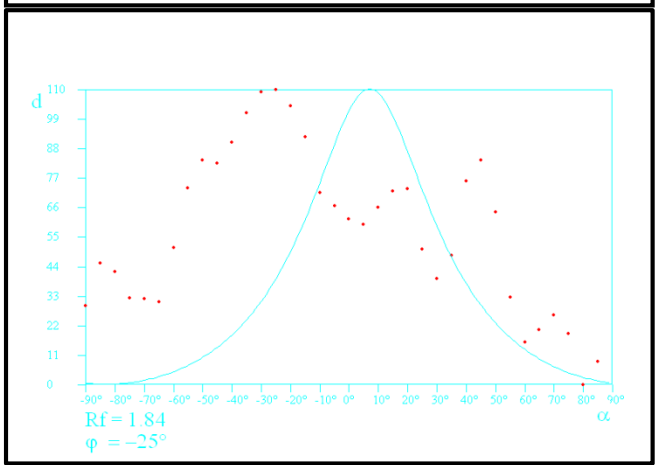
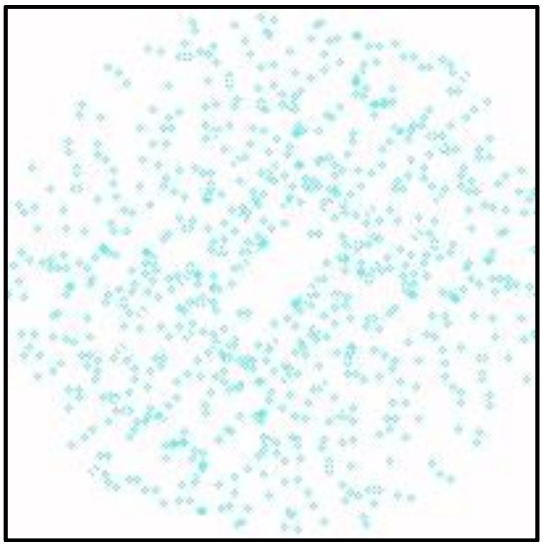
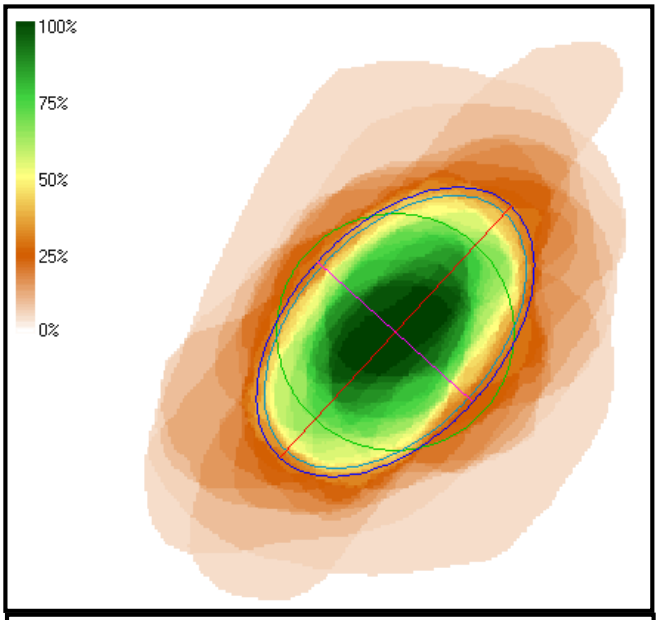
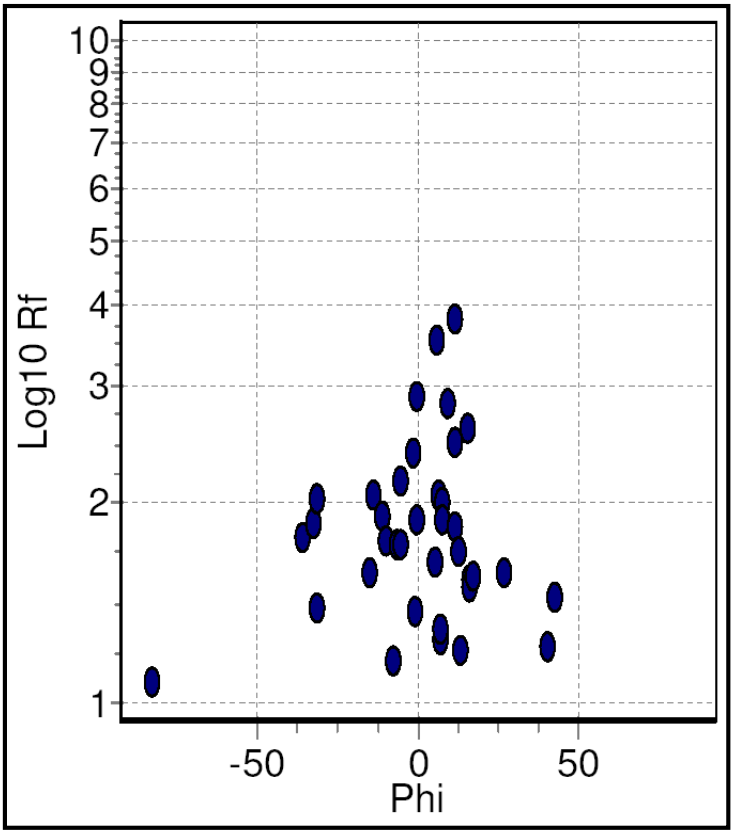


Figura A3.137: Corte paralelo ao **plano YZ** na amostra JC-132, correspondente a quartzito rosa-acinzentado, granulometria média e pouco micáceo associado ao Membro Caldeirões da Formação Sopa-Brumadinho, região da Serra da Matriculada (sudeste da Folha Diamantina).







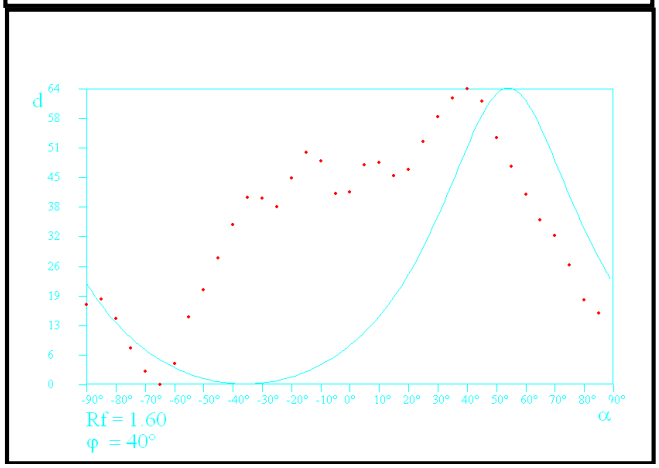
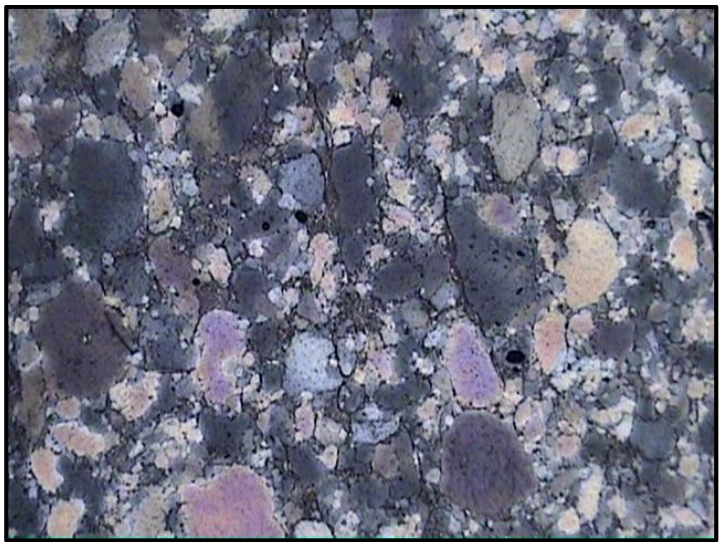
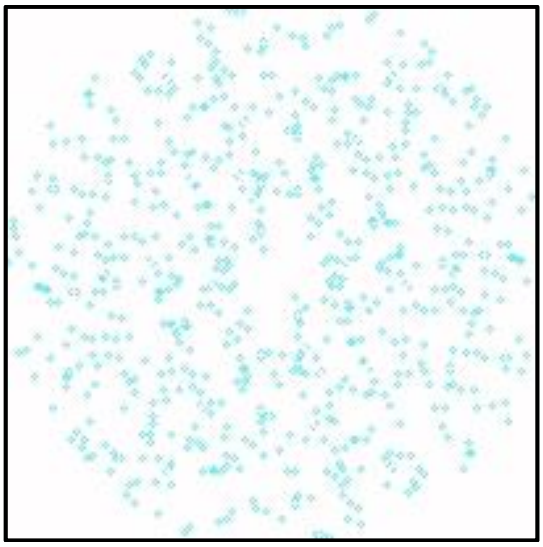
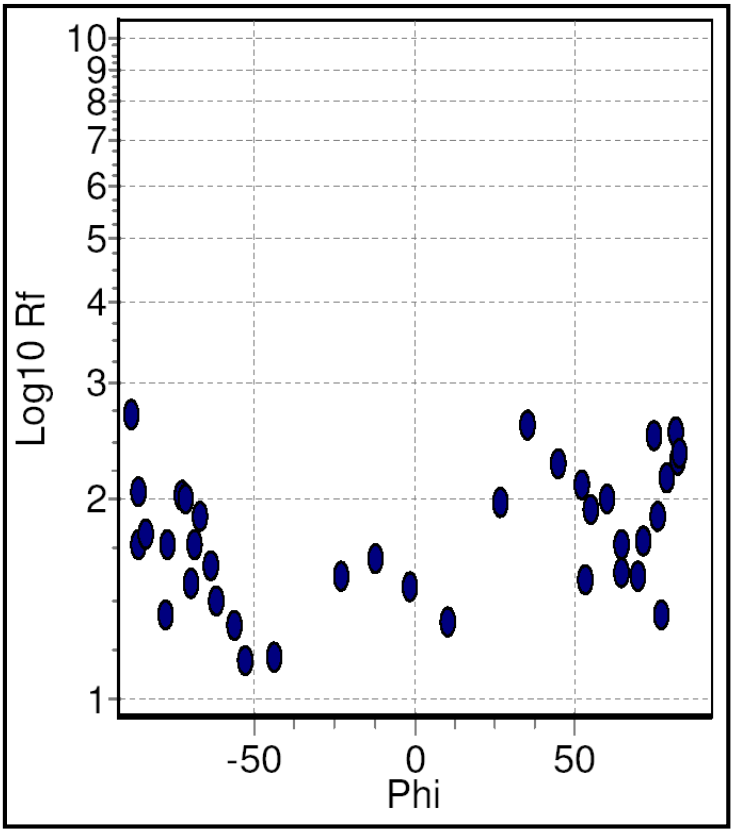


Figura A3.138: Nível de metabrecha (amostra JC-31) associado a quartzito ferruginoso do Membro Caldeirões da Formação Sopa-Brumadinho em corte paralelo ao **plano XZ**, coletado a oeste da Serra da Miúda. Comparar com os resultados mostrados na Figura A3.139.







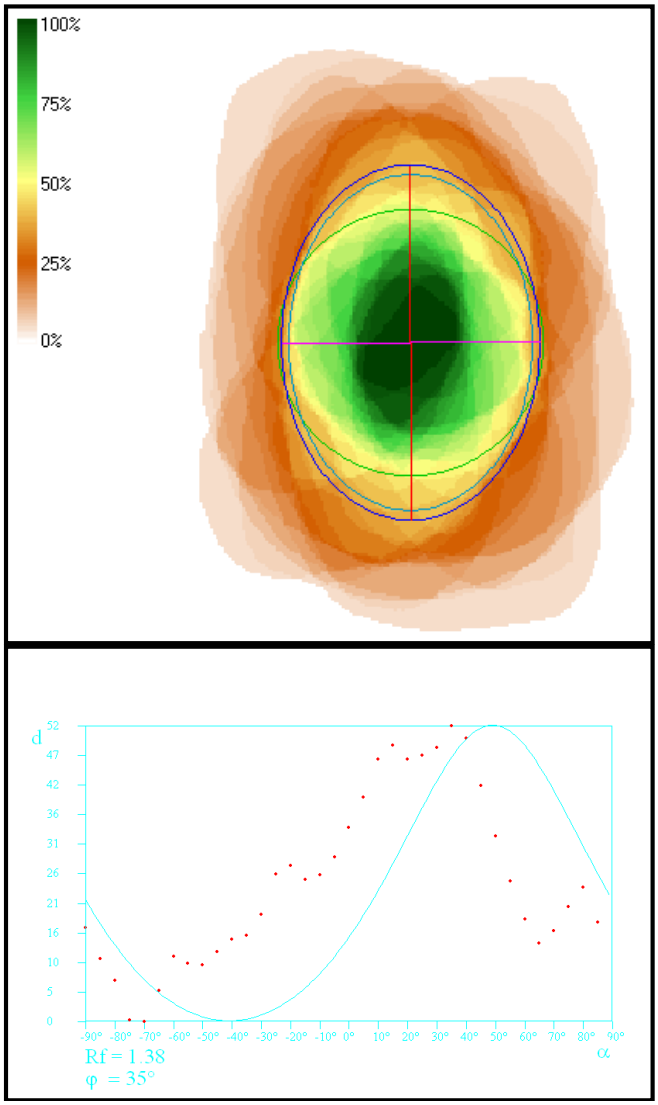
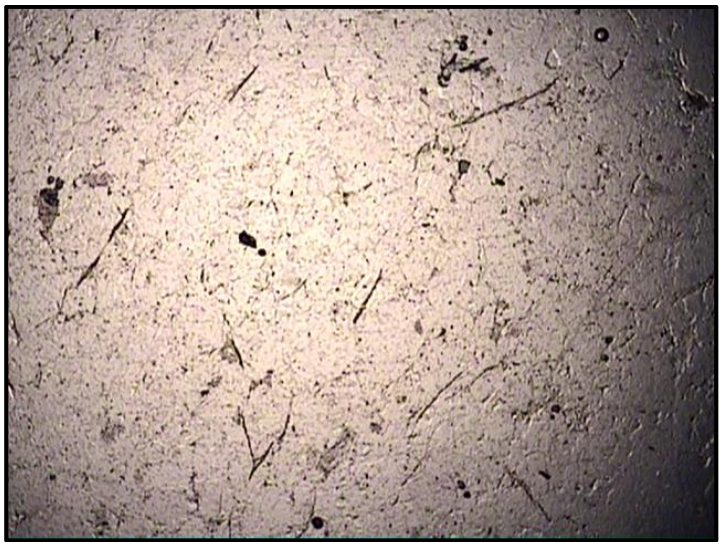
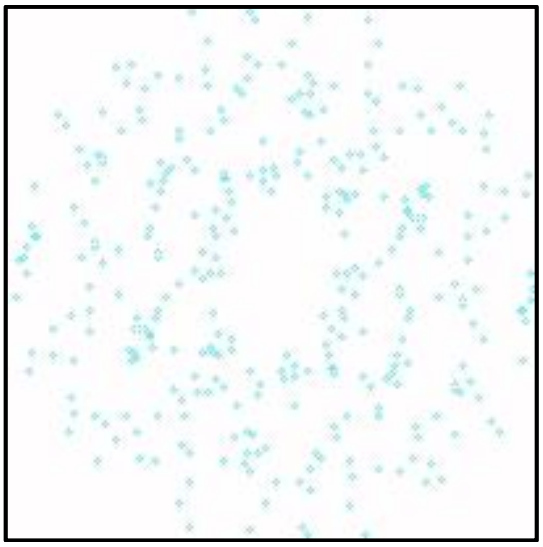
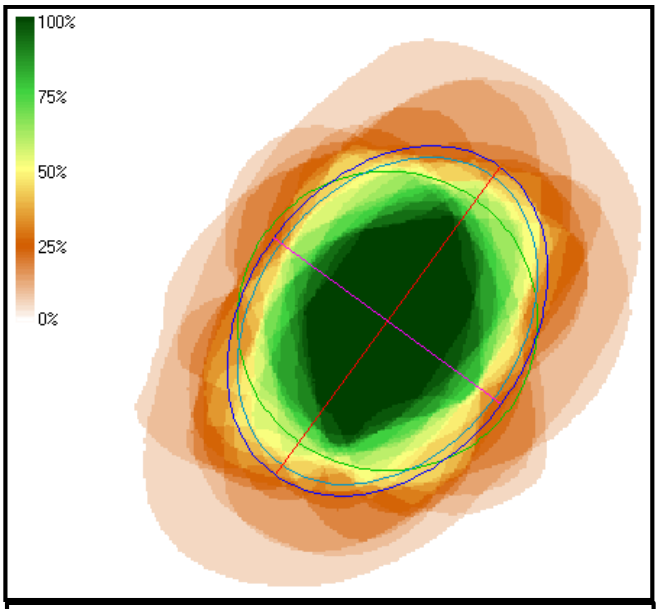
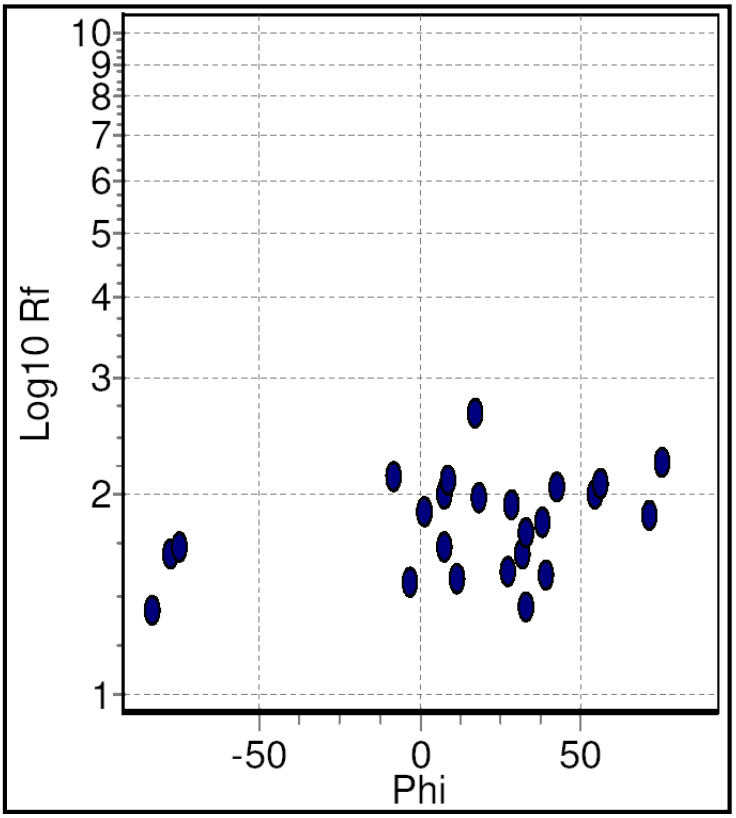


Figura A3.139: Corte paralelo ao **plano YZ** em amostra do nível de metabrecha (amostra JC-31) pertencente ao Membro Caldeirões (Formação Sopa-Brumadinho), coletada em afloramento a oeste da Serra da Miúda. Comparar com os resultados obtidos no corte XZ, mostrado na Figura A3.138.









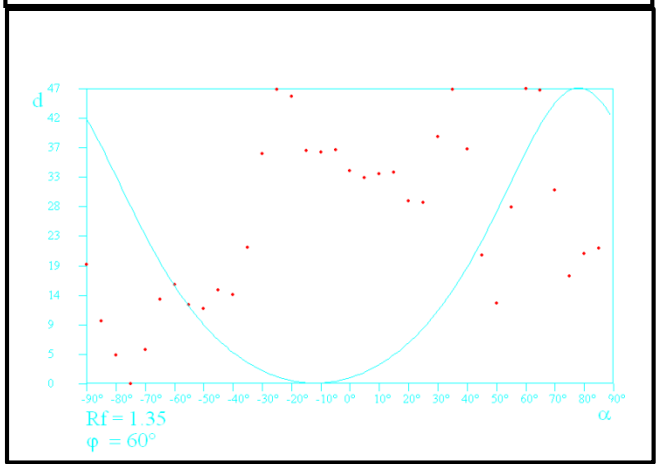
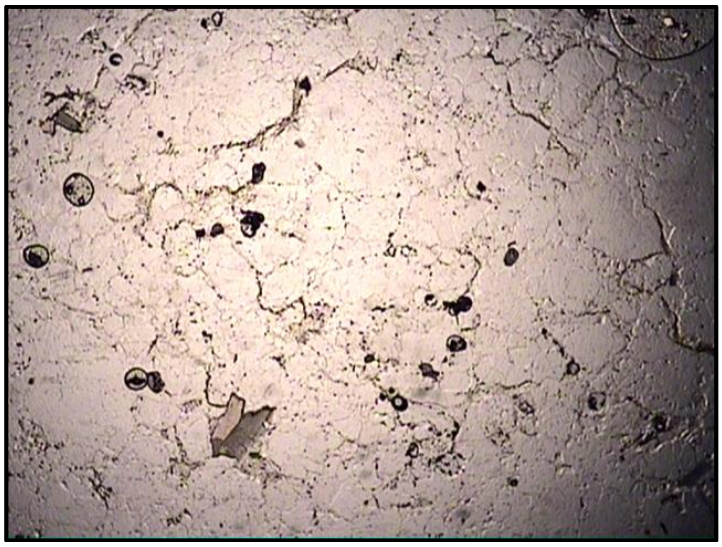
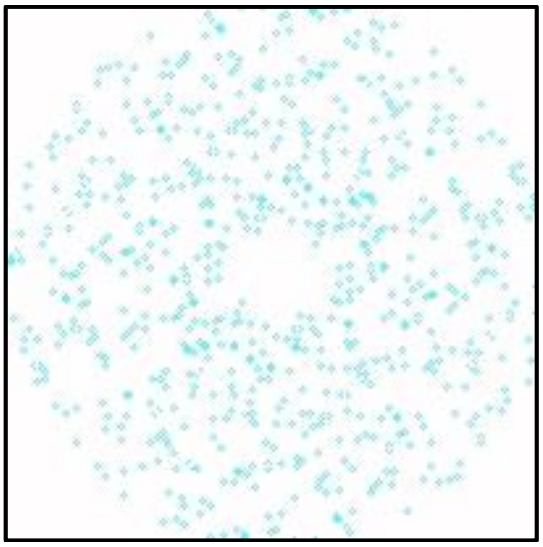
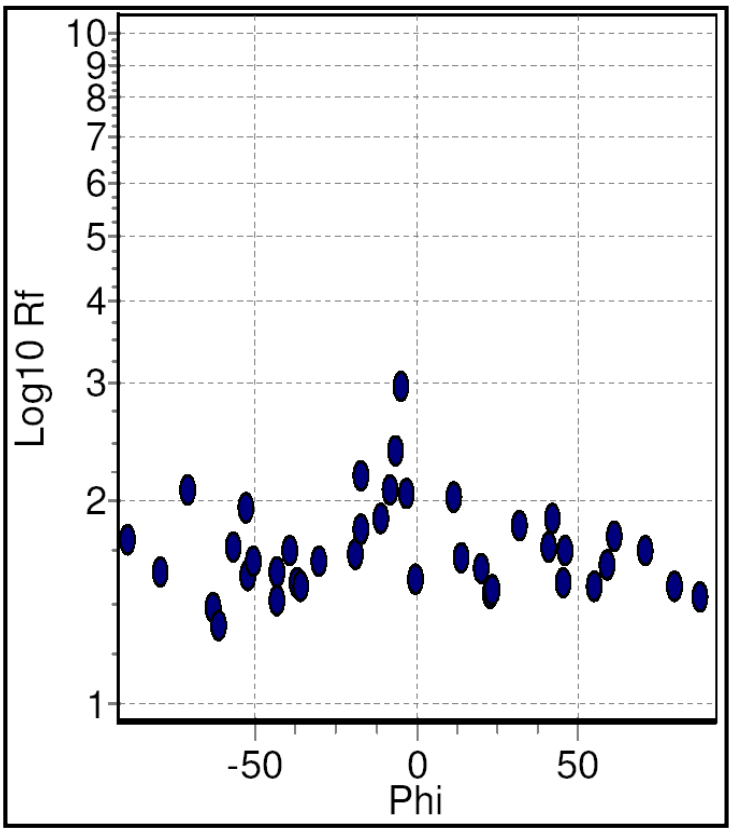
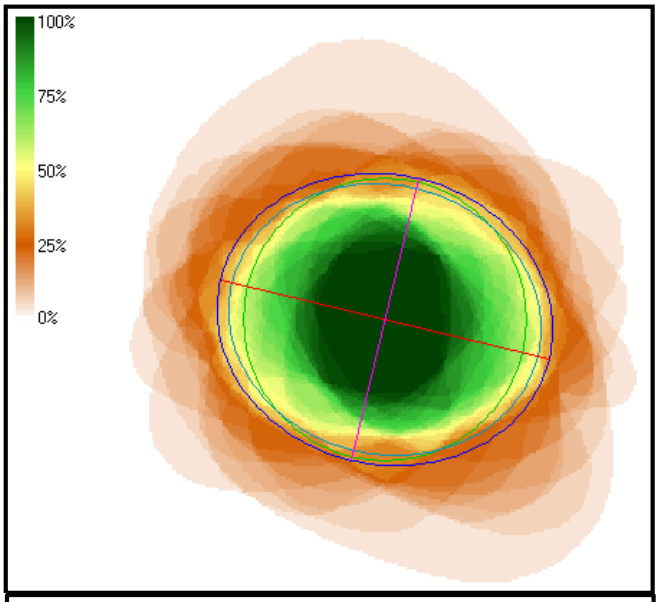


Figura A3.140: Corte paralelo ao **plano XZ** na amostra Q-31, correspondente a quartzito branco, pouco micáceo, localmente ferruginoso, pertencente ao Membro Caldeirões da Formação Sopa-Brumadinho coletado em afloramento situado à oeste da Serra da Miúda. Comparar com os resultados obtidos no corte YZ, mostrado na Figura A3.141.









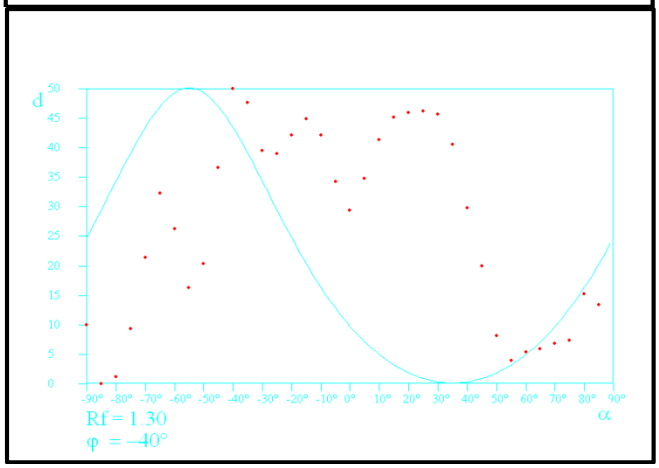
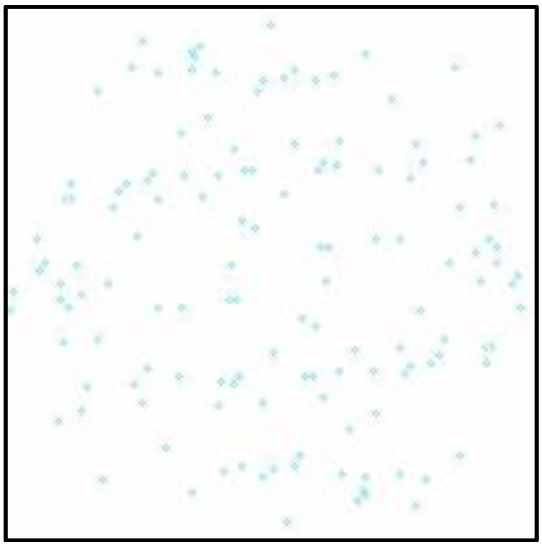
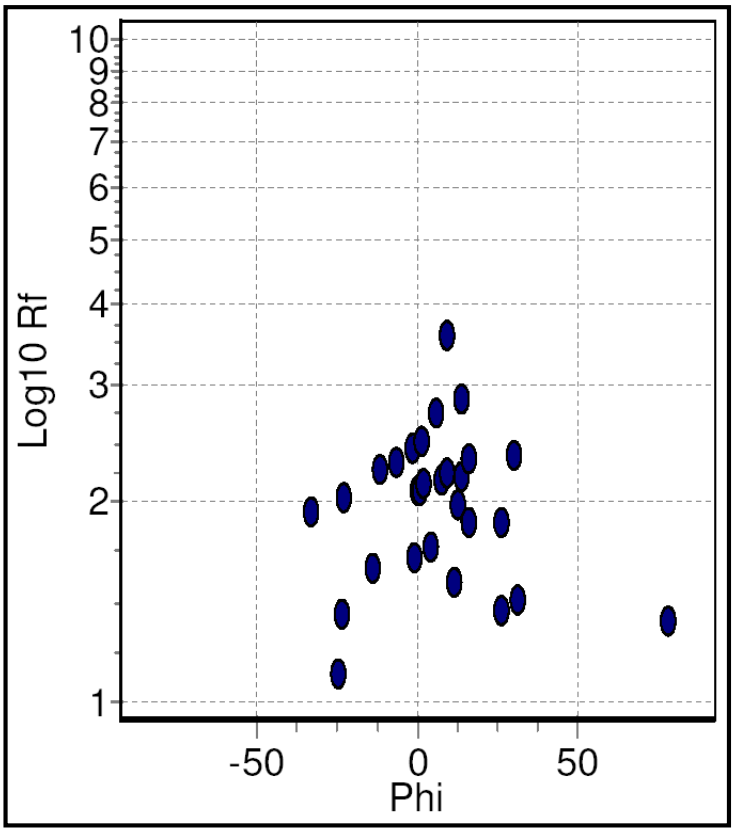
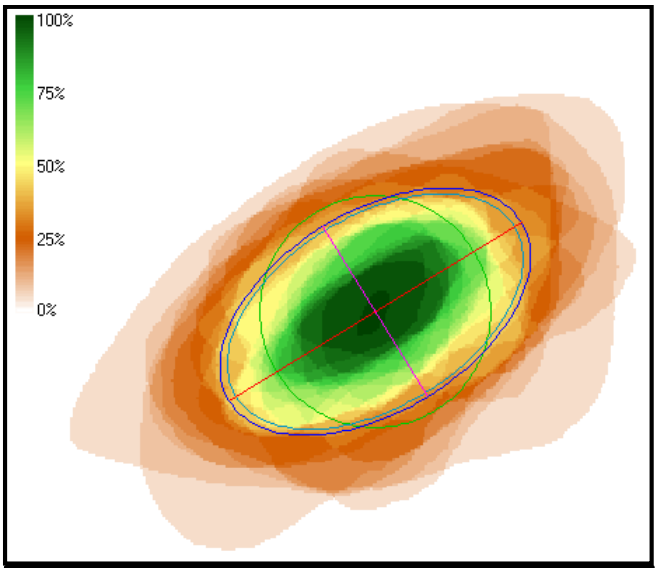


Figura A3.141: Corte paralelo ao **plano YZ** na amostra Q-31, correspondente a quartzito branco, pouco micáceo, localmente ferruginoso, pertencente ao Membro Caldeirões da Formação Sopa-Brumadinho coletado em afloramento situado à oeste da Serra da Miúda.







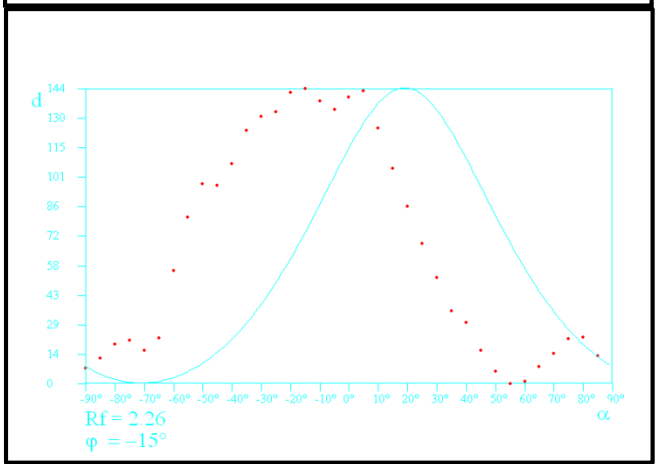
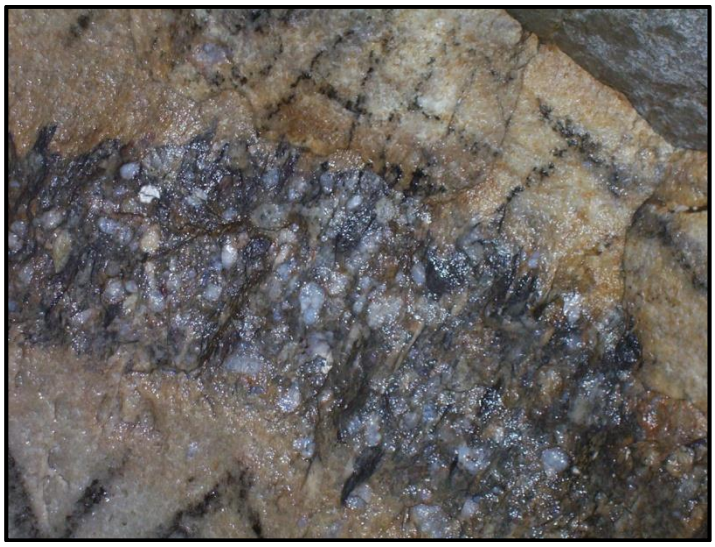
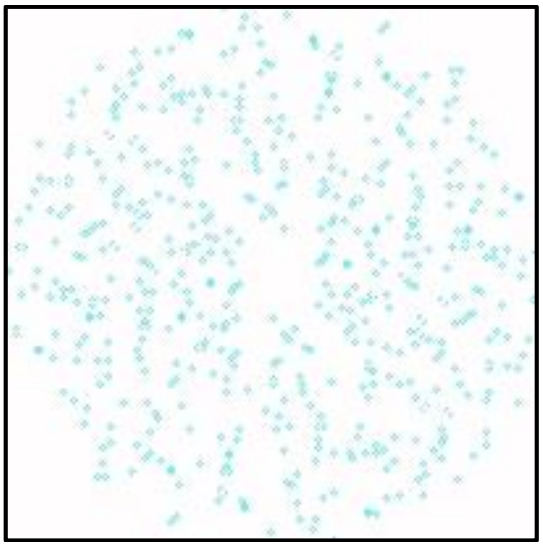
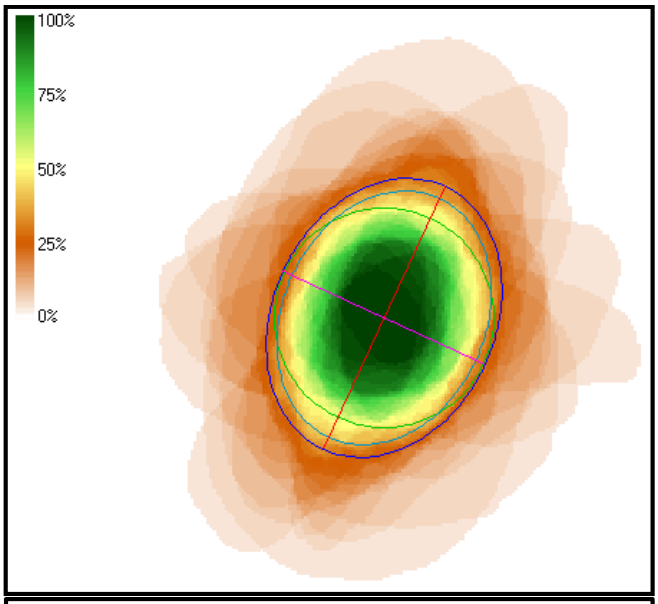
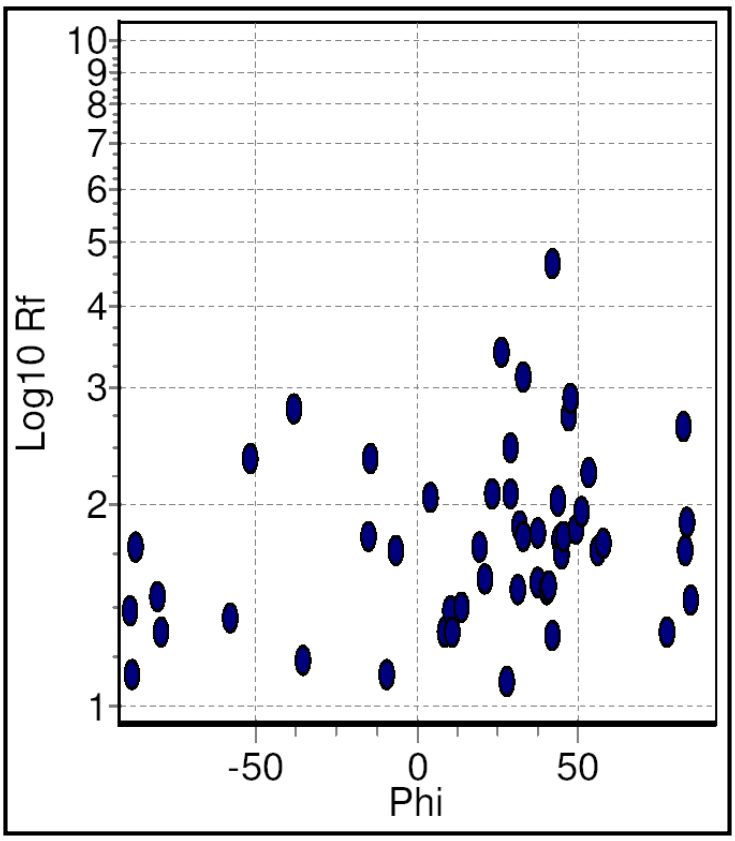


Figura A3.142: Foto (T041) do nível de metabrecha associada ao Membro Caldeirões (Formação Sopa-Brumadinho) do mesmo afloramento das figuras A3.138 a A3.141 situado à oeste da Serra da Miúda. Comparar com os resultados obtidos na foto T044 (Figura A3.143).









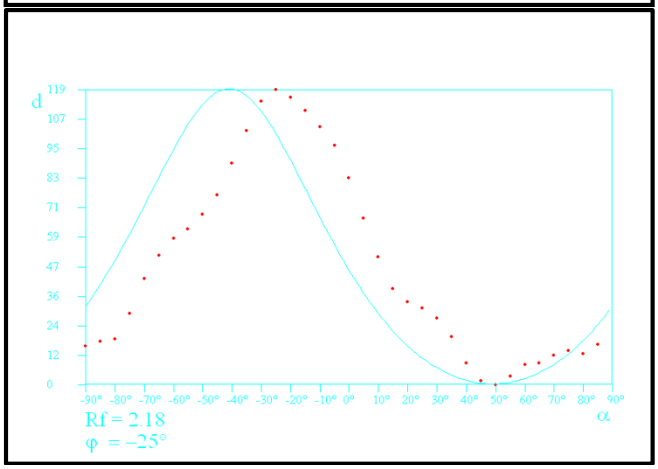
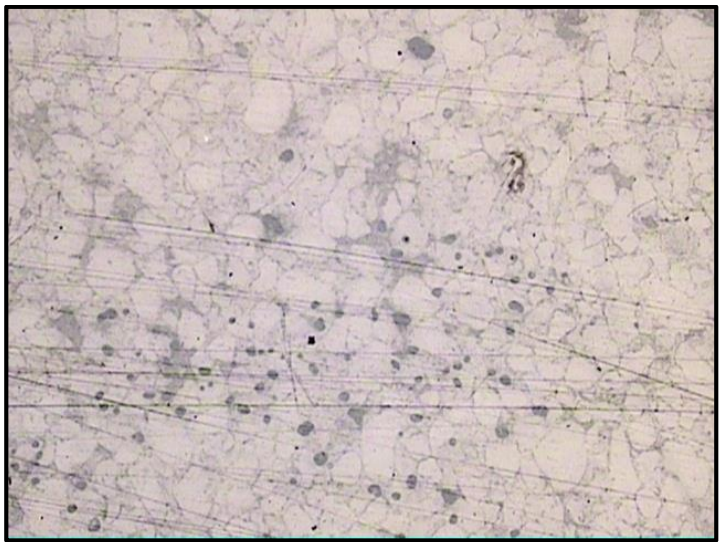
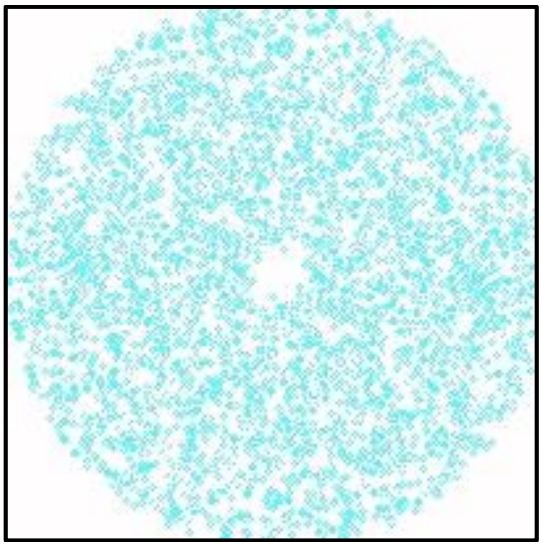
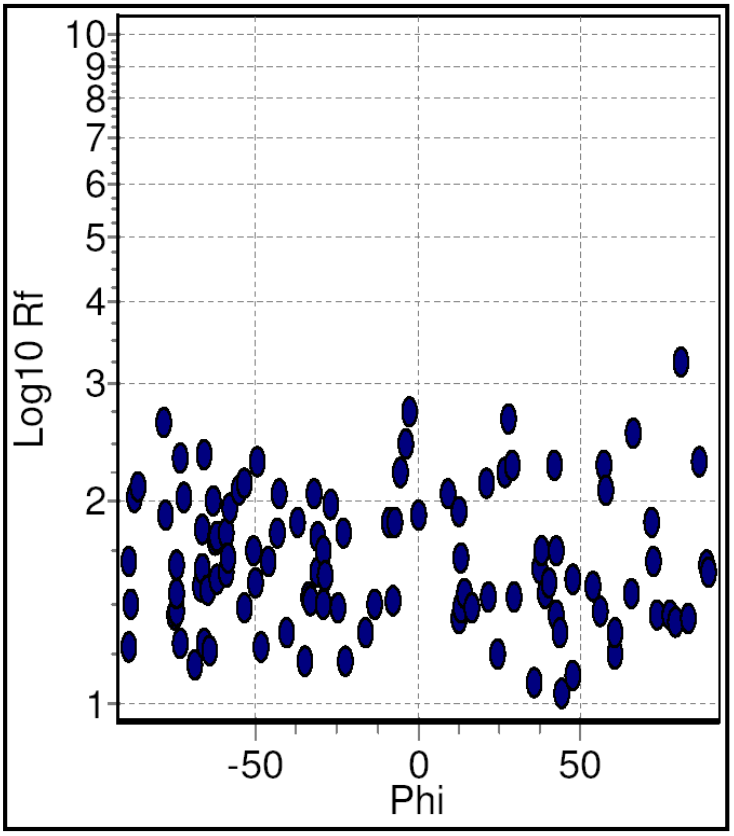
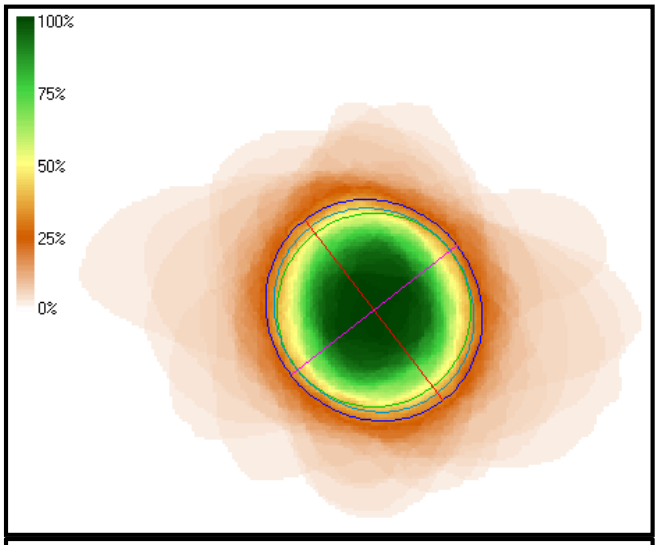


Figura A3.143: Foto (T044) do nível de metabrecha associada ao Membro Caldeirões (Formação Sopa-Brumadinho) do mesmo afloramento das figuras A3.138 a A3.142 situado à oeste da Serra da Miúda. Comparar com os resultados obtidos na foto T041 (Figura A3.142).









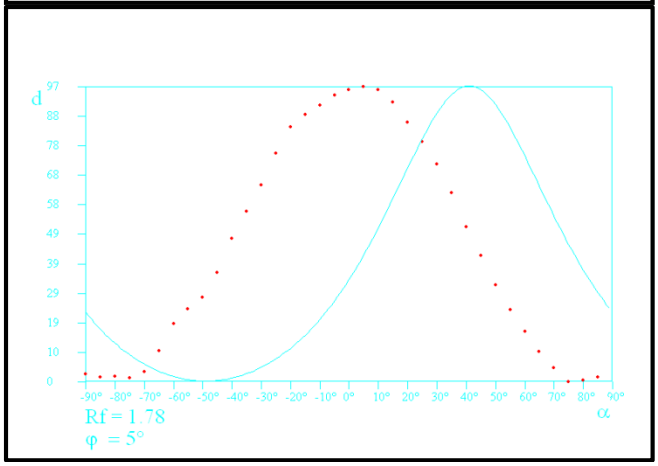
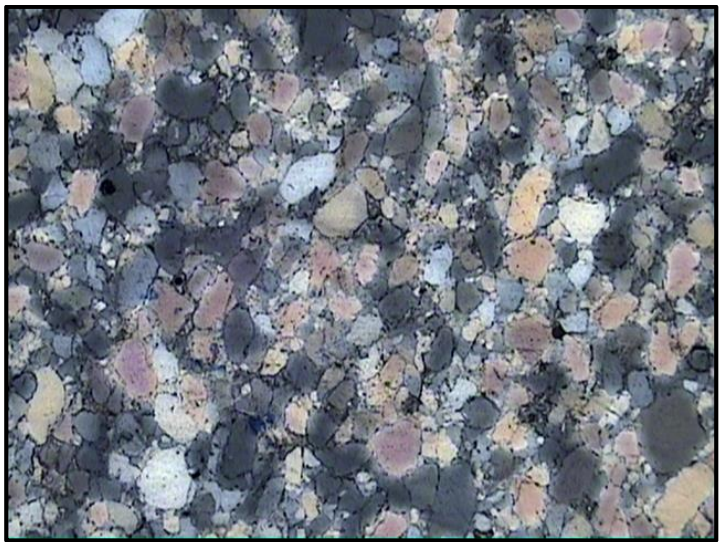
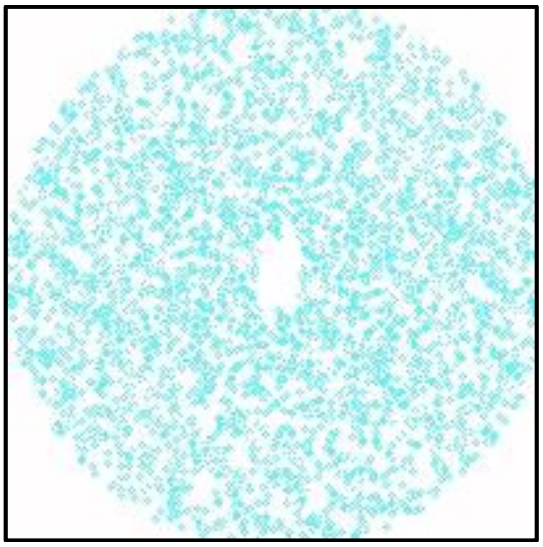
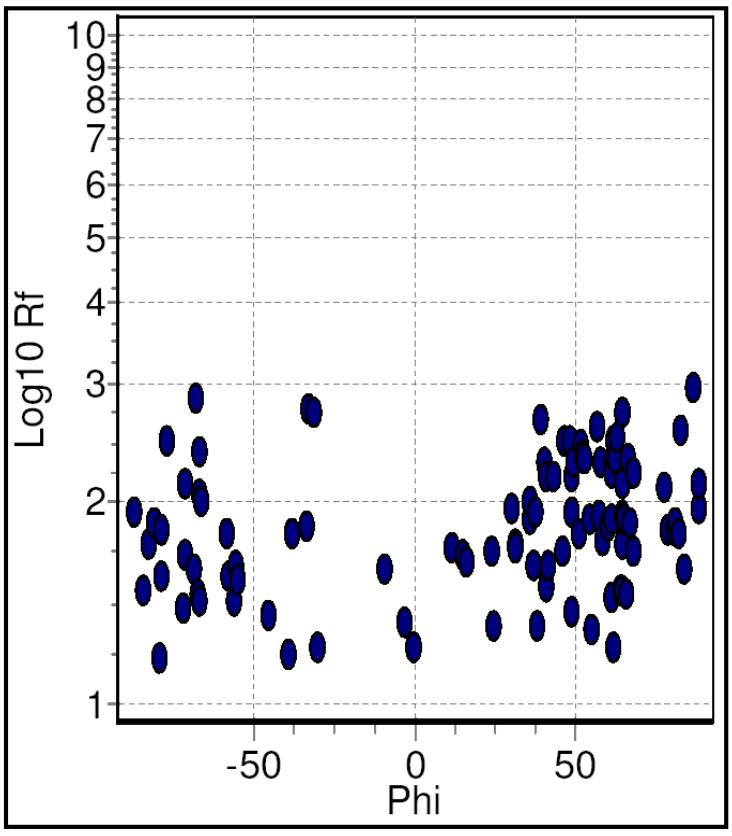


Figura A3.144: Resultados obtidos a partir da análise quantitativa da deformação em corte paralelo ao **plano XZ** do seixo Sx02 da Formação Bandeirinha. Comparar com os diagramas apresentados na figura A3.145.







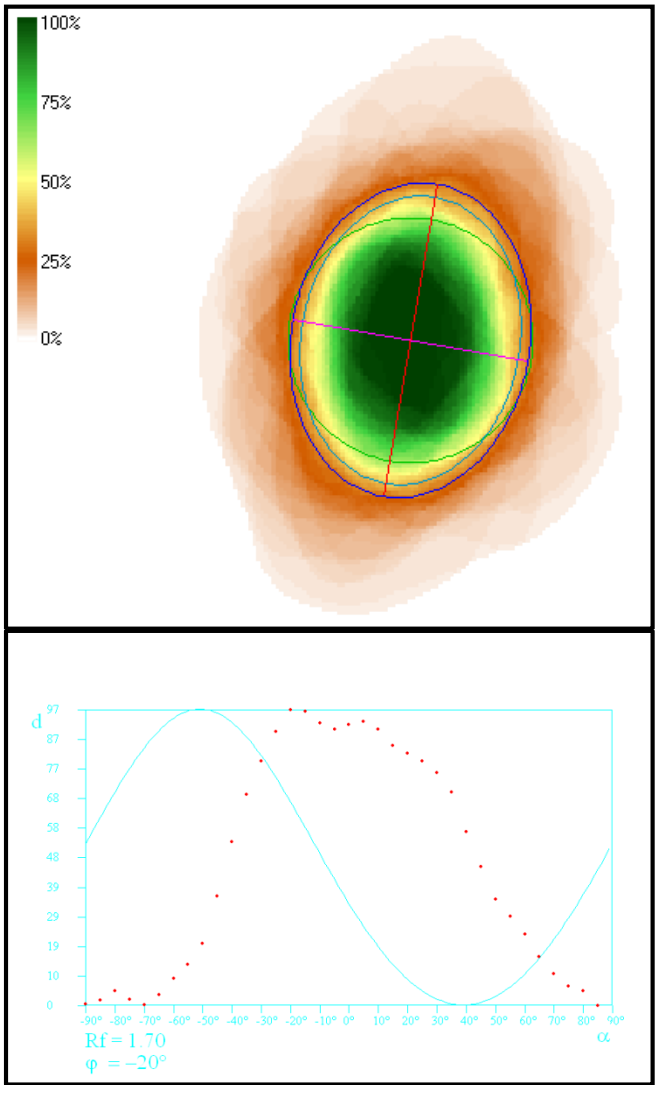
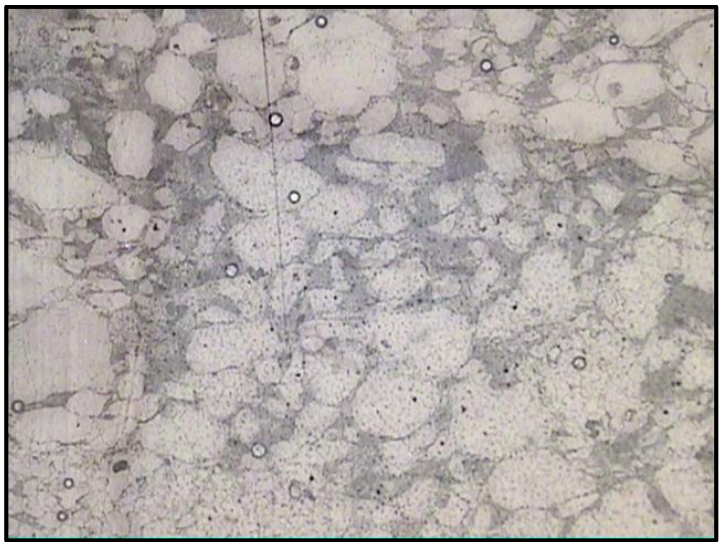
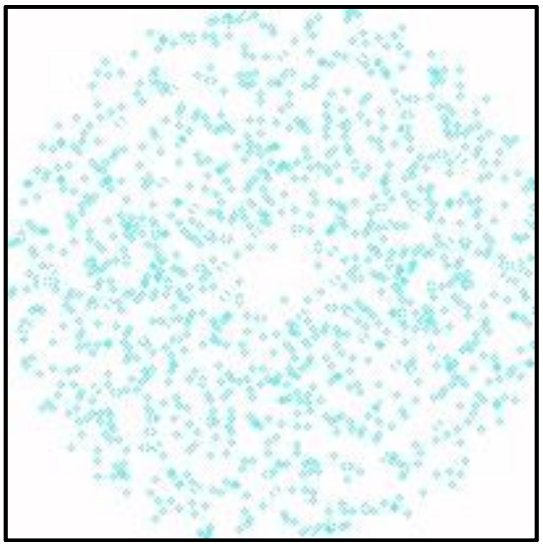
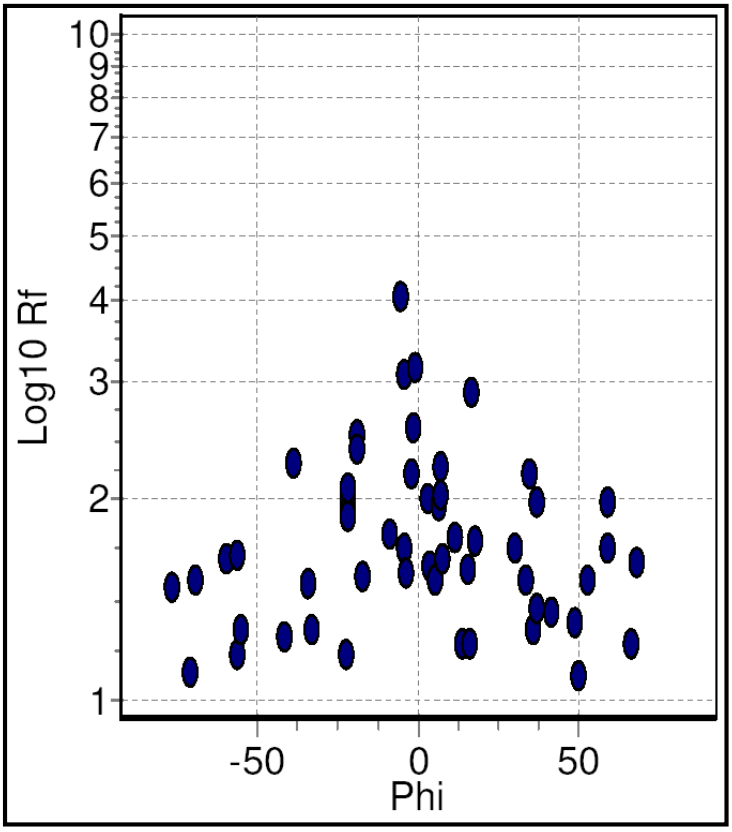
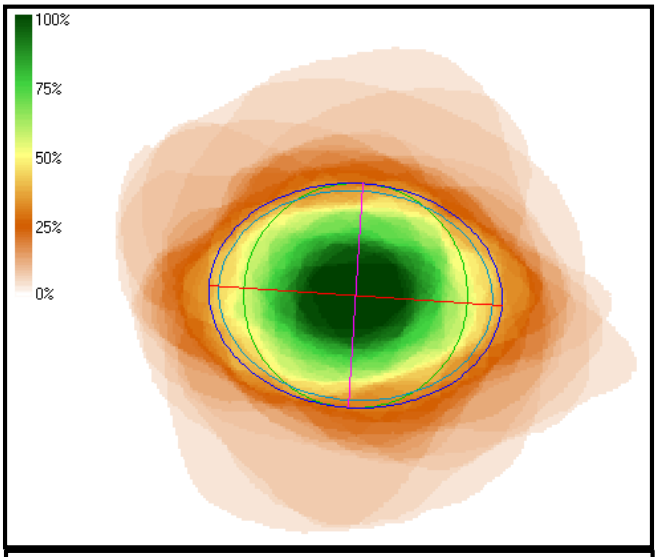


Figura A3.145: Resultados obtidos a partir da análise quantitativa da deformação em corte paralelo ao **plano YZ** do seixo Sx02 da Formação Bandeirinha. Comparar com os diagramas apresentados na figura A3.144.









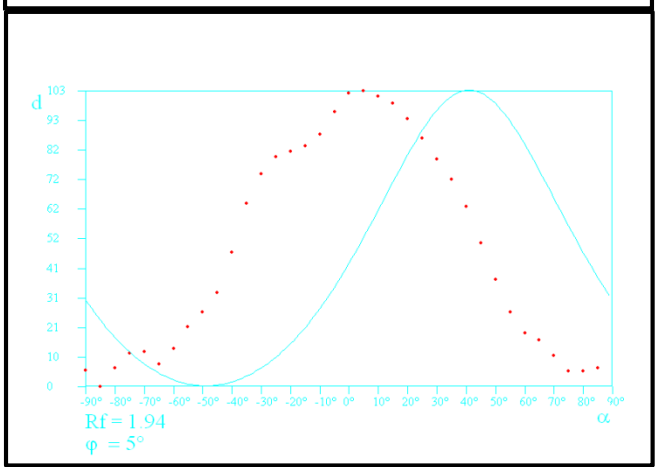
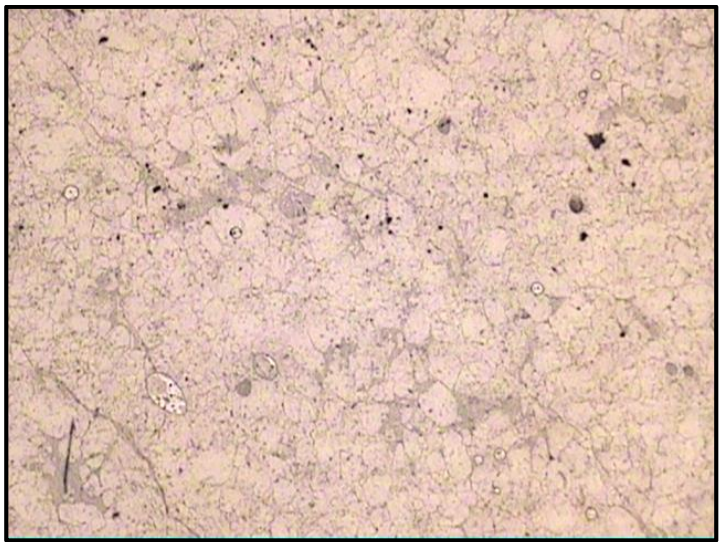
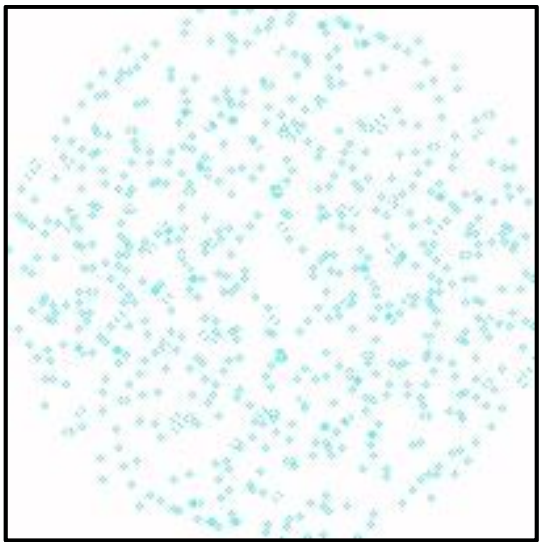
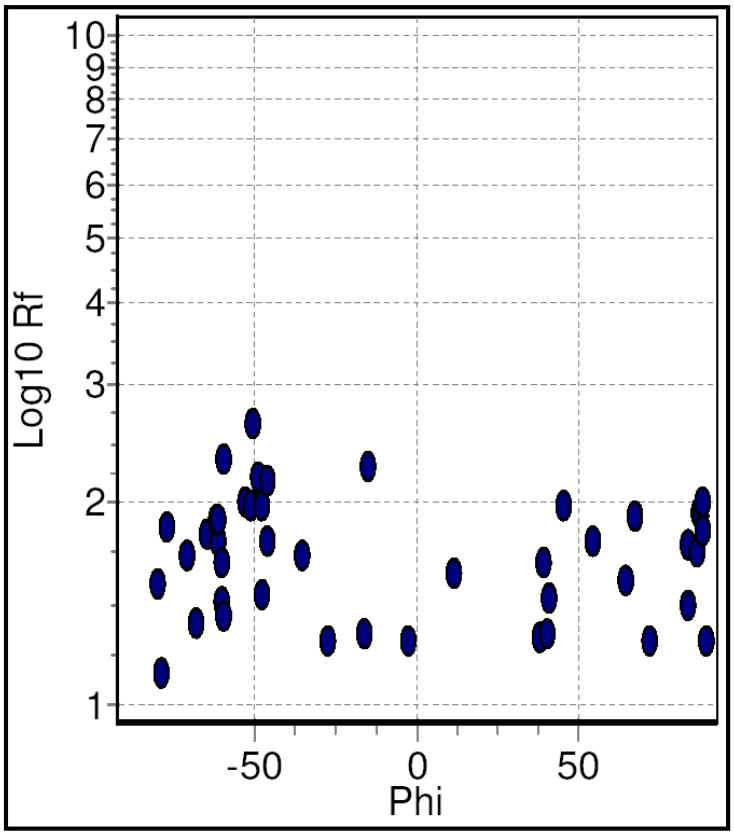
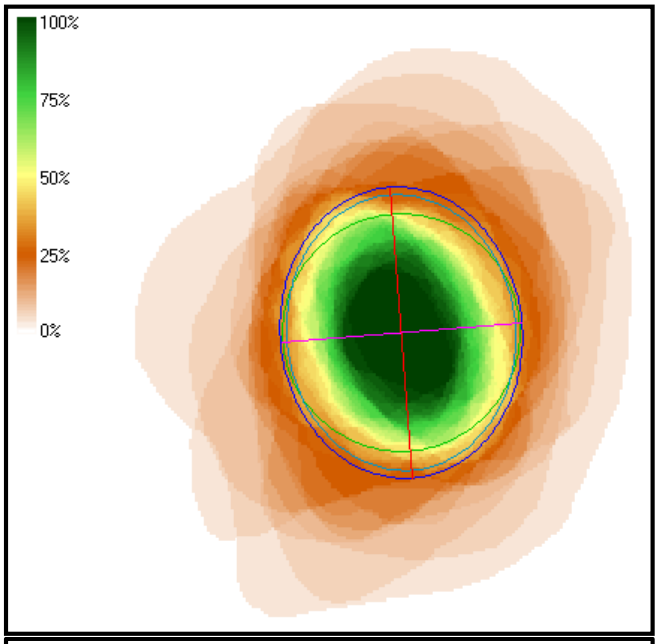


Figura A3.146: Corte paralelo ao **plano XZ** da amostra Sx03 de seixo da Formação Bandeirinha amostrado em afloramento de metabrecha do "Nível A" da Formação São João da Chapada. Comparar com os diagramas apresentados na figura A3.147.









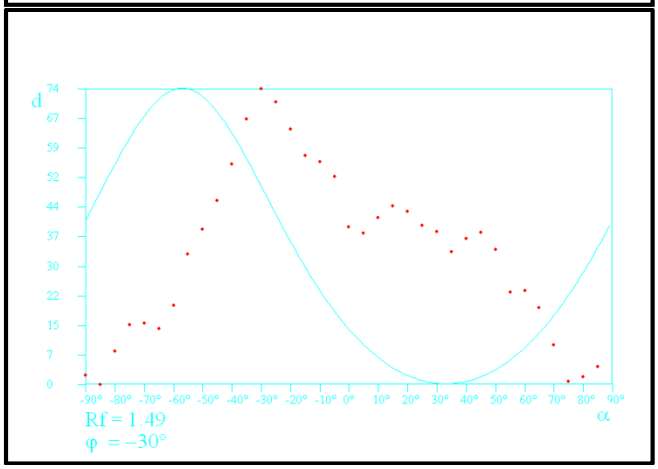
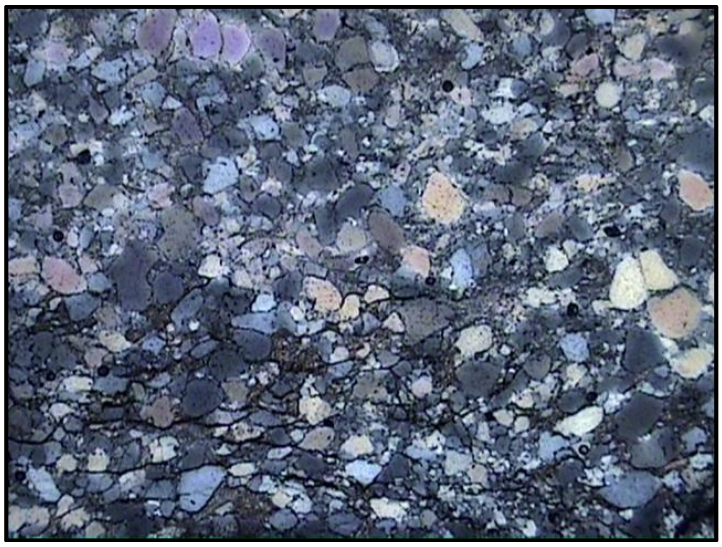
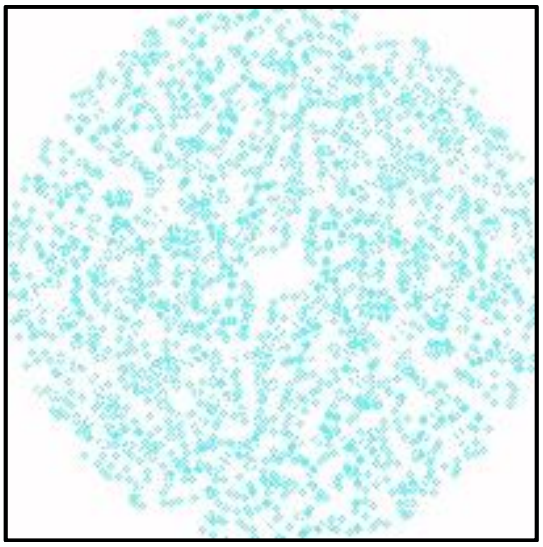
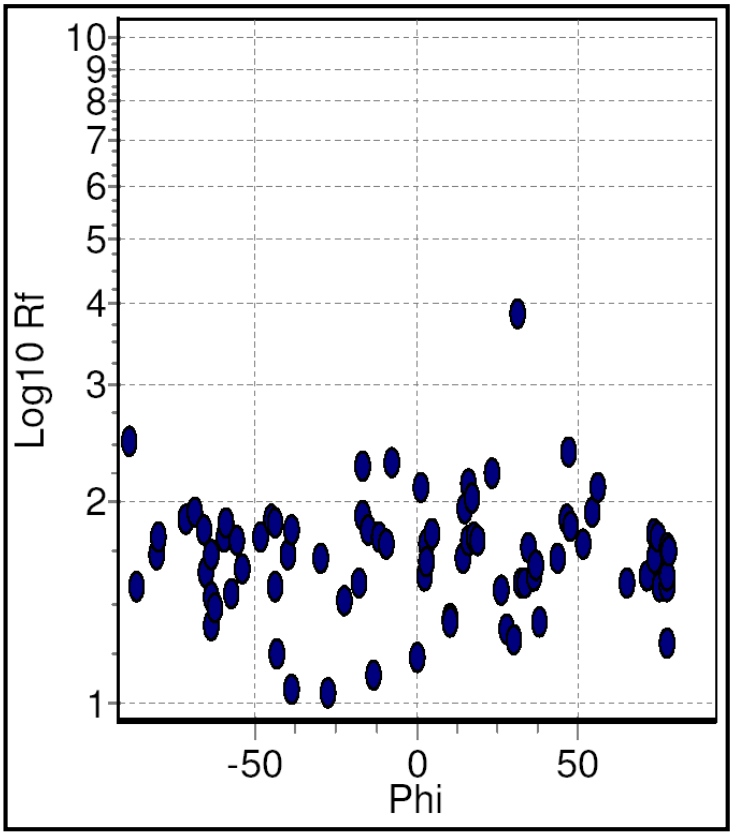


Figura A3.147: Corte paralelo ao **plano YZ** da amostra Sx03 de seixo da Formação Bandeirinha amostrado em afloramento de metabrecha do "Nível A" da Formação São João da Chapada. Comparar com os diagramas apresentados na figura A3.146.







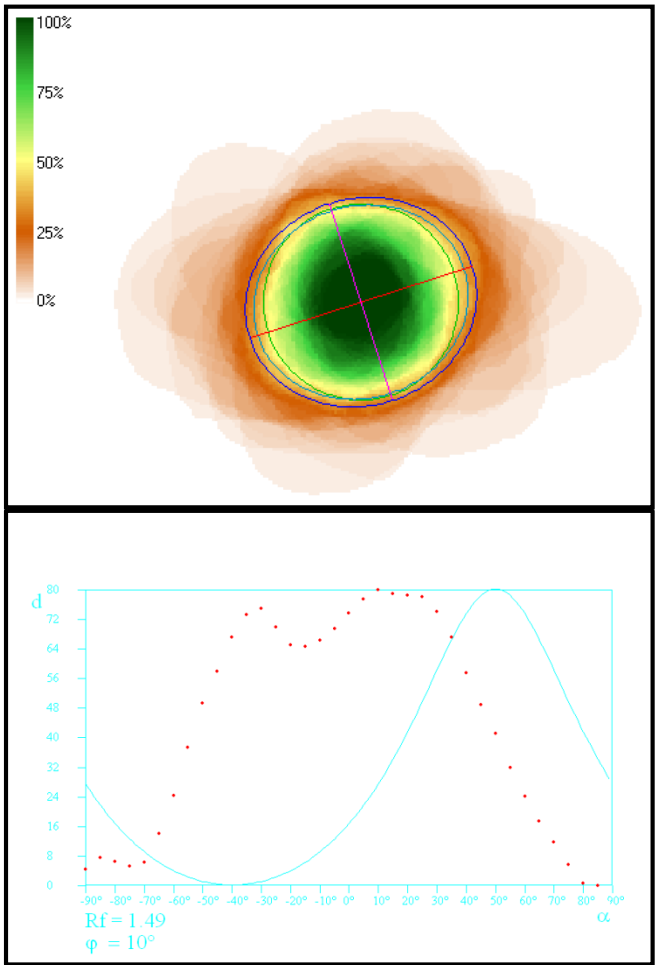
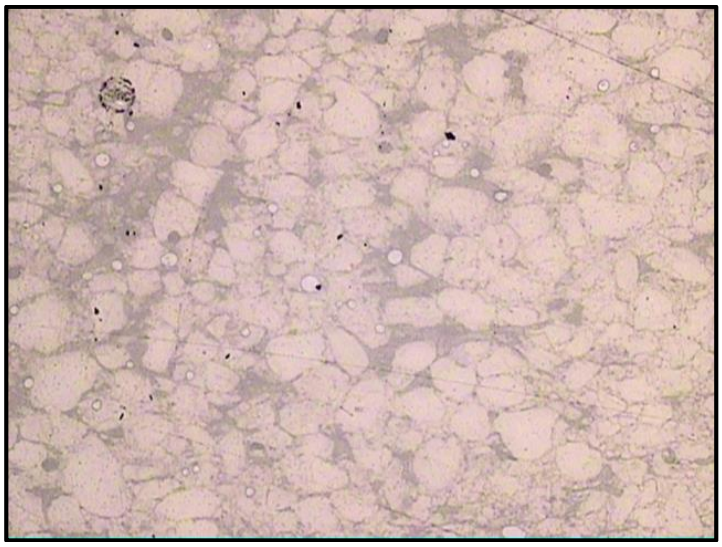
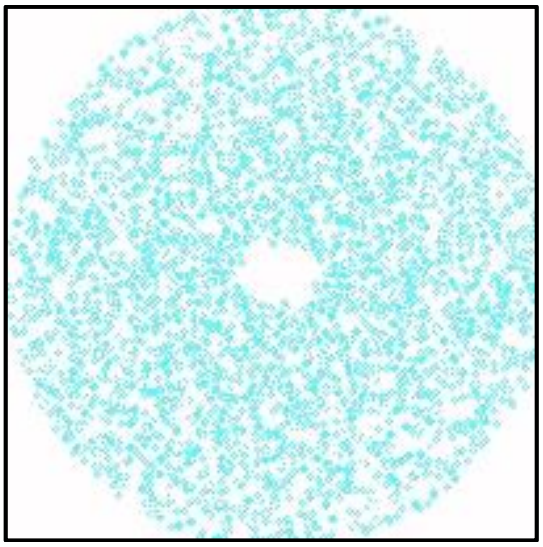
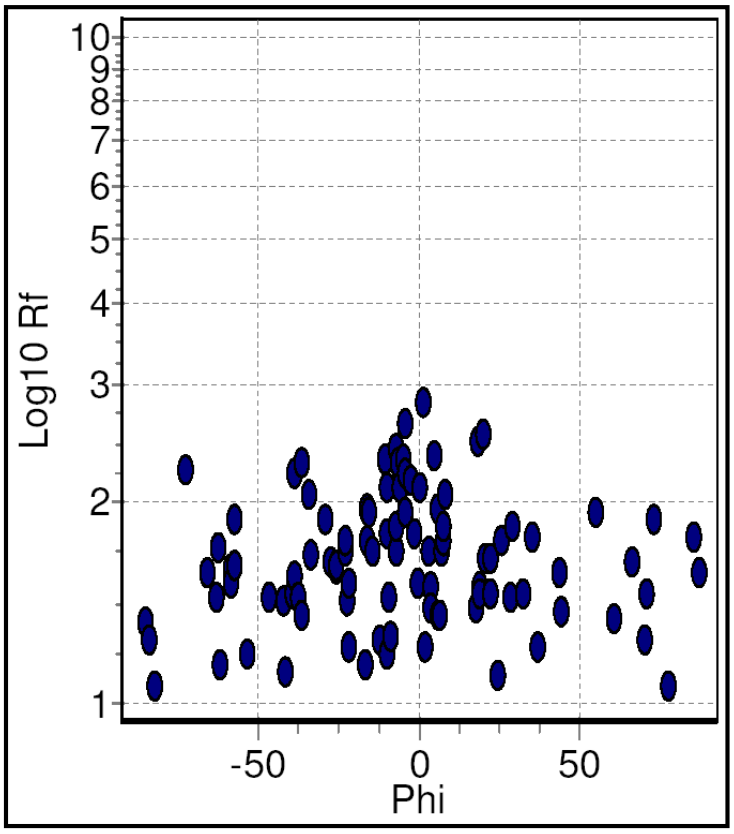


Figura A3.148: Amostra Sx04 representando seixo da Formação Bandeirinha, retirado de afloramento de metabrecha do "Nível A" da Formação São João da Chapada, em corte paralelo ao **plano XZ**. Comparar com os diagramas apresentados na figura A3.149.







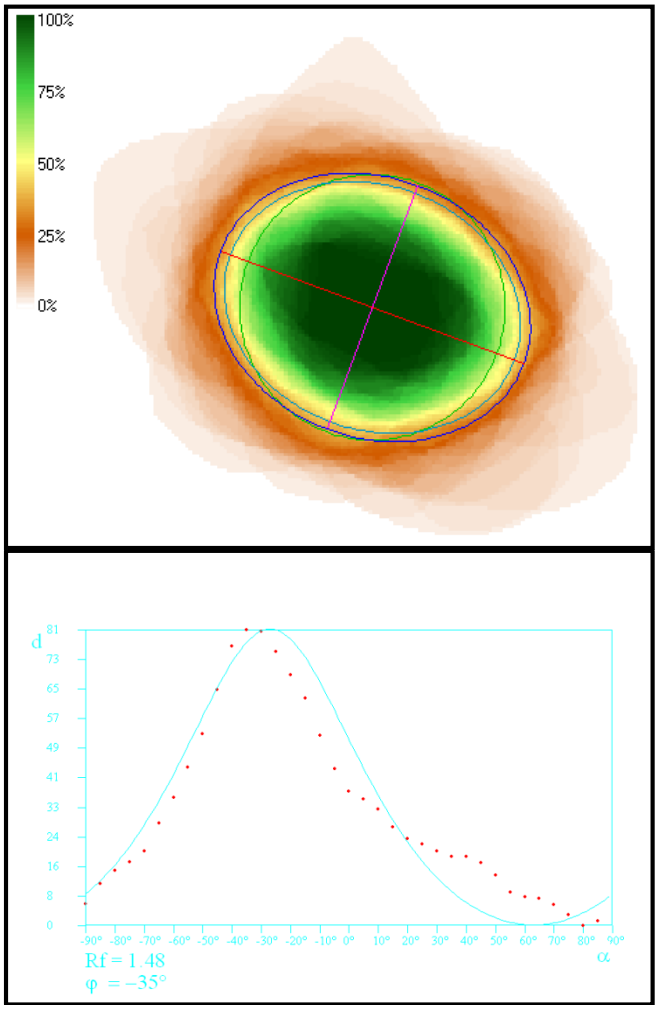
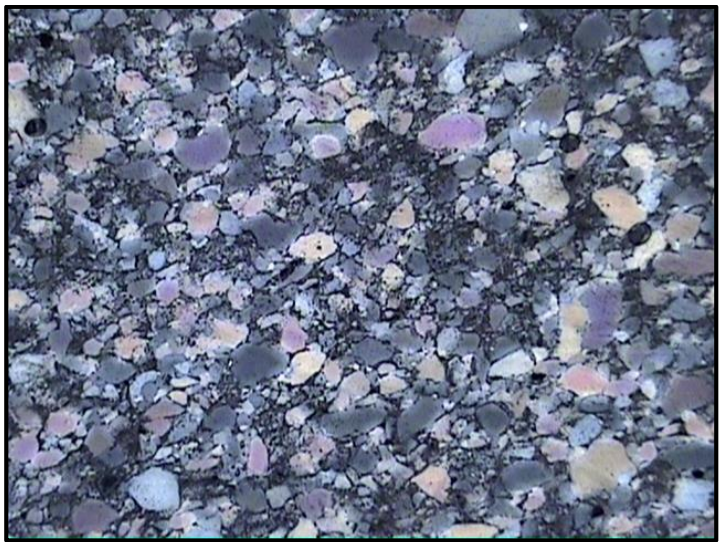
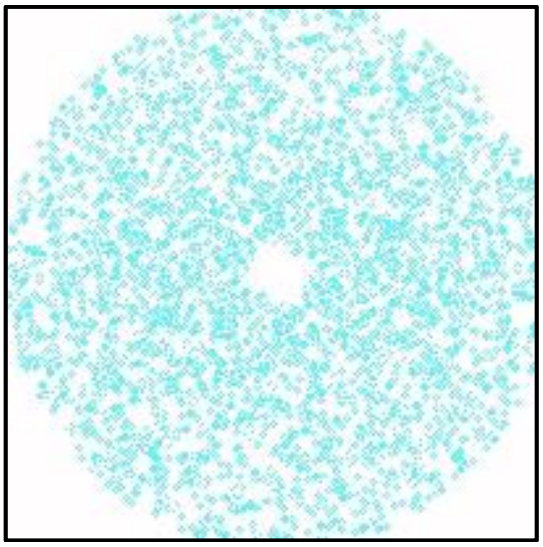
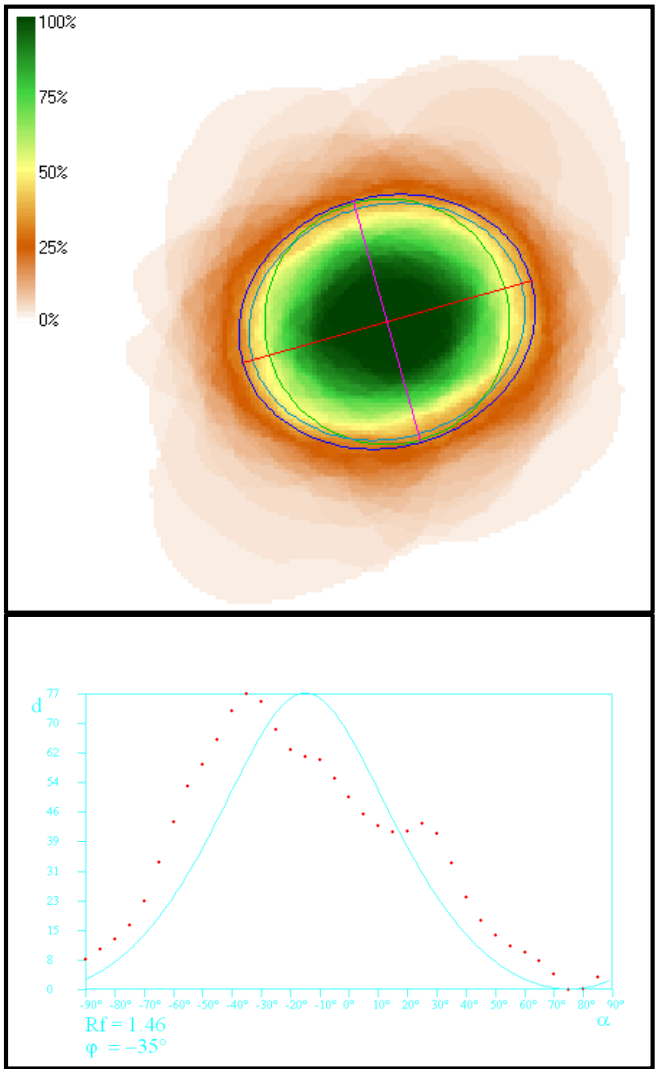


Figura A3.149: Amostra Sx04 representando seixo da Formação Bandeirinha, retirado de afloramento de metabrecha do "Nível A" da Formação São João da Chapada, em corte paralelo ao **plano YZ**. Comparar com os diagramas apresentados na figura A3.148.







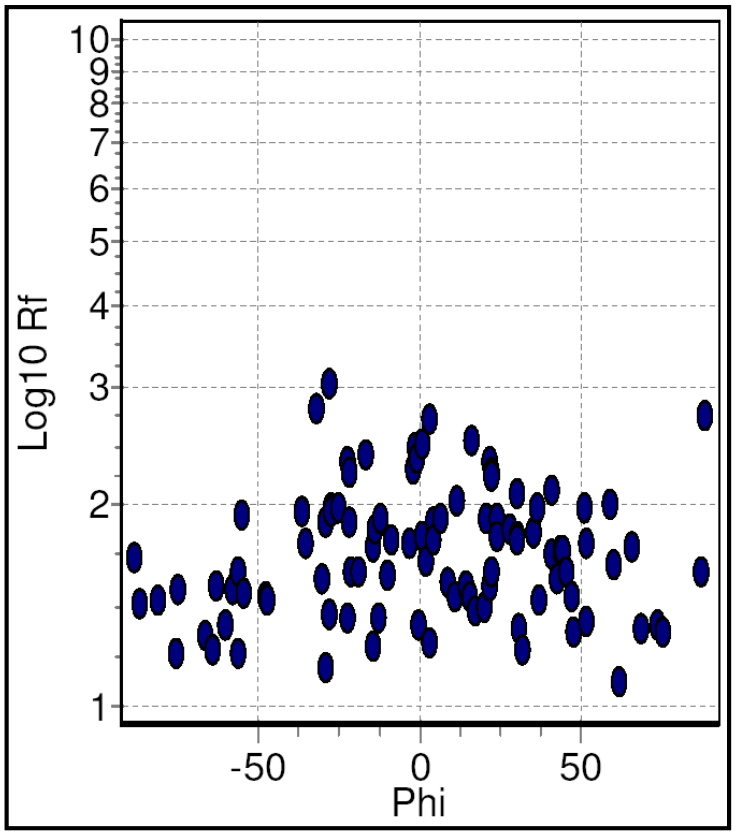
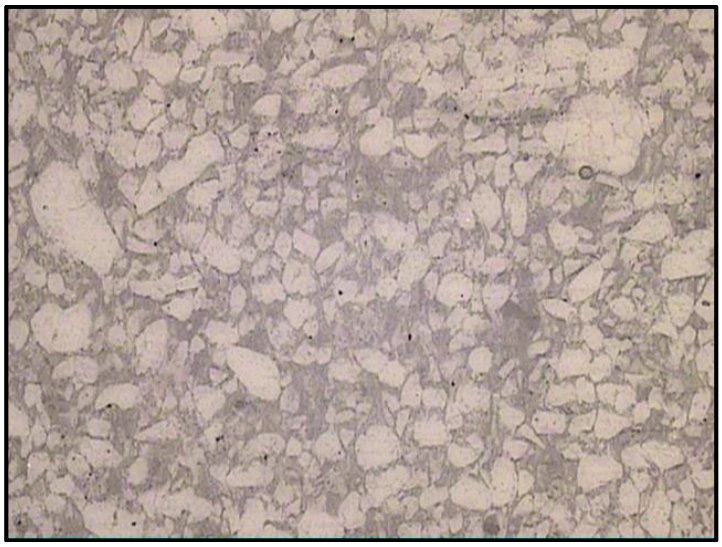
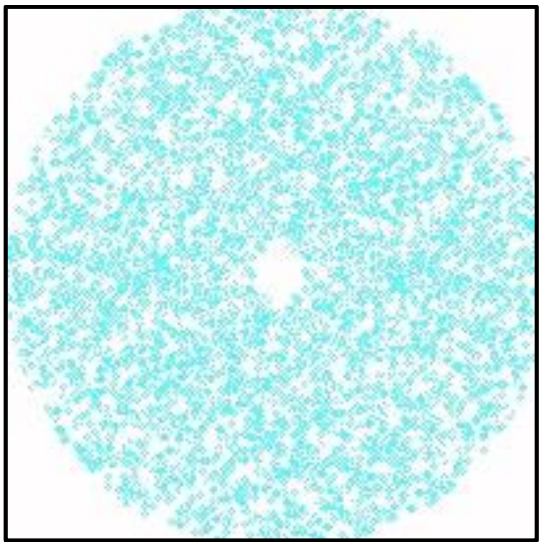
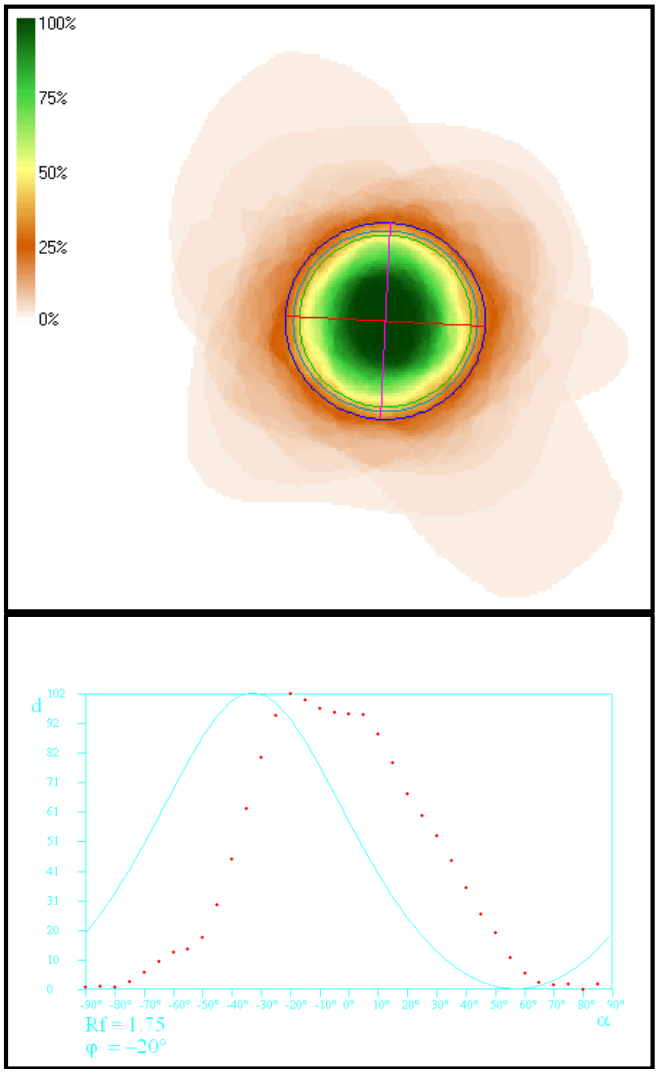


Figura A3.150: Resultados obtidos a partir da análise quantitativa da deformação em corte paralelo ao **plano XZ** do seixo Sx05 da Formação Bandeirinha. Comparar com os diagramas apresentados na figura A3.151.







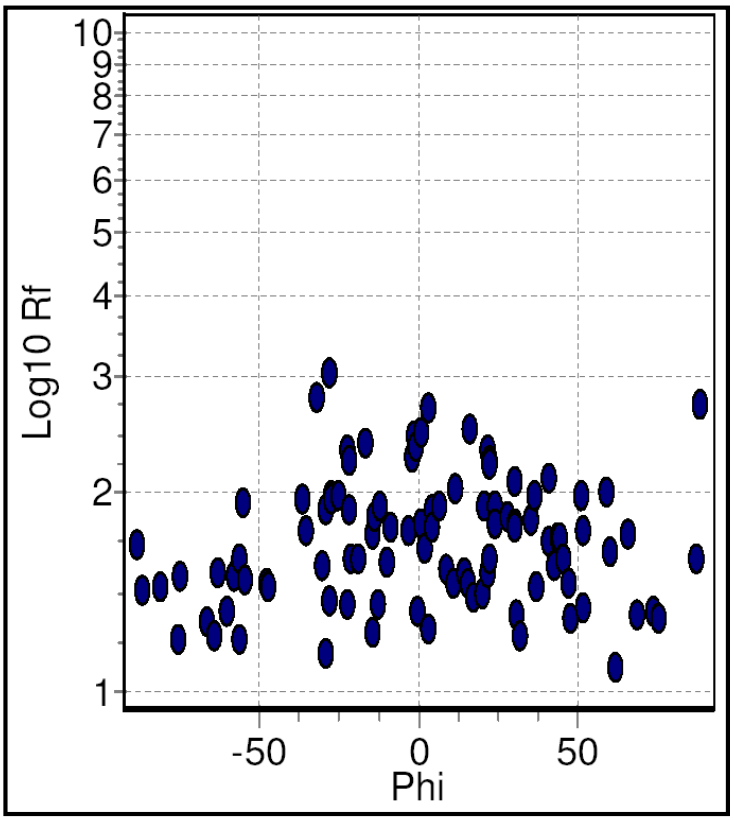
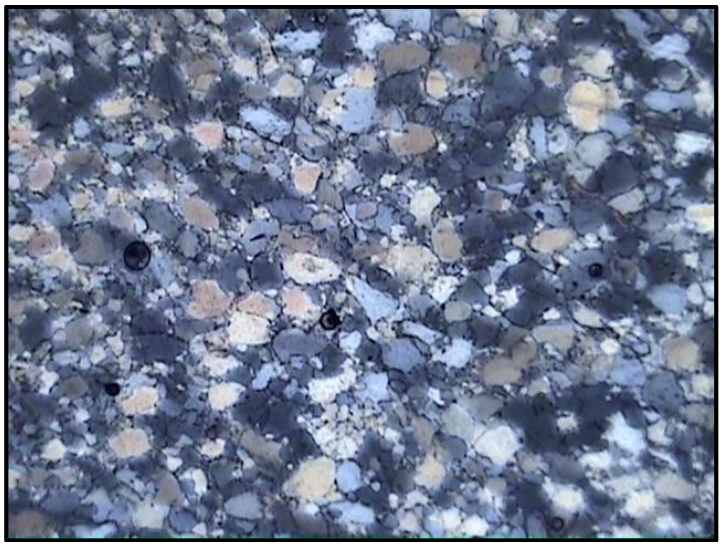
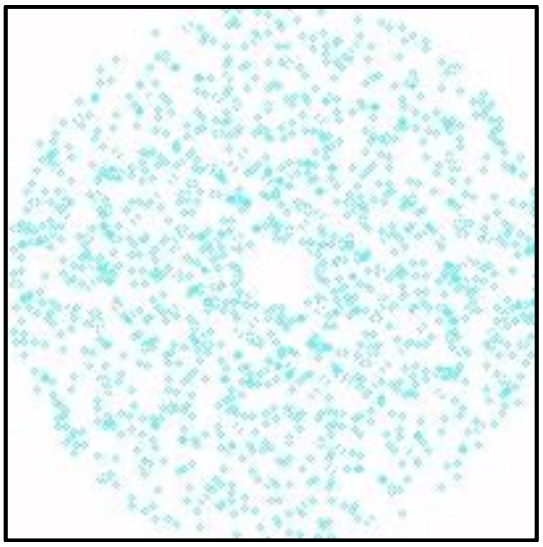
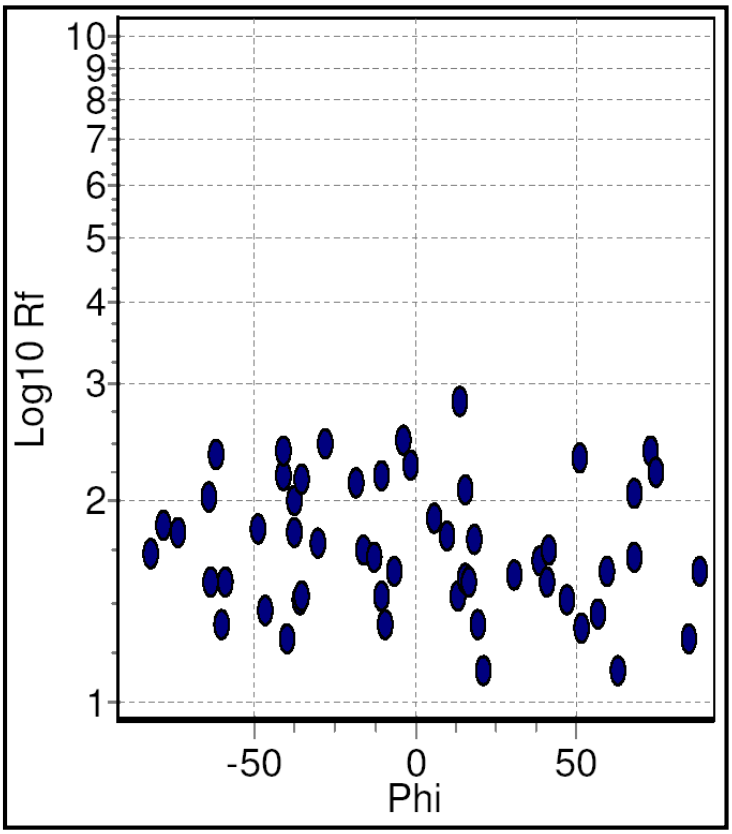
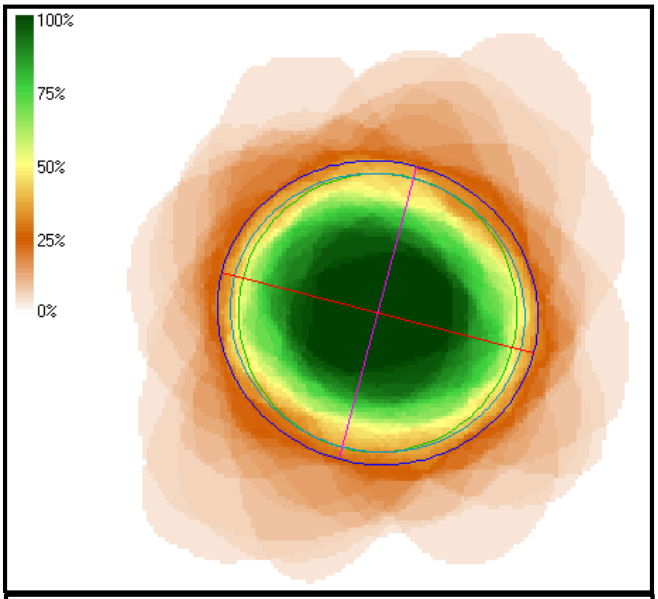


Figura A3.151: Resultados obtidos a partir da análise quantitativa da deformação em corte paralelo ao **plano YZ** do seixo Sx05 da Formação Bandeirinha. Comparar com os diagramas apresentados na figura A3.150.









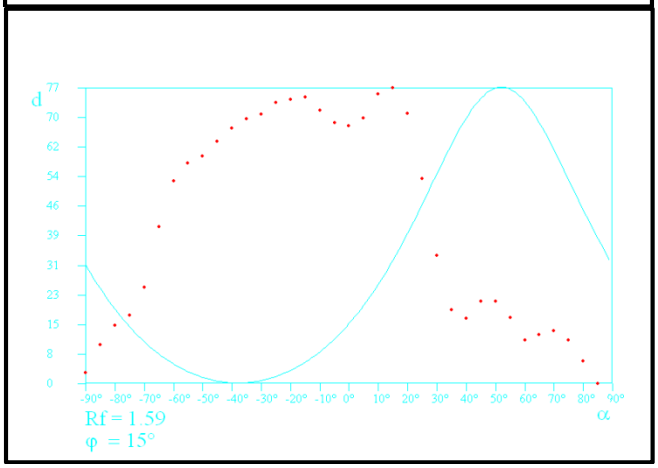
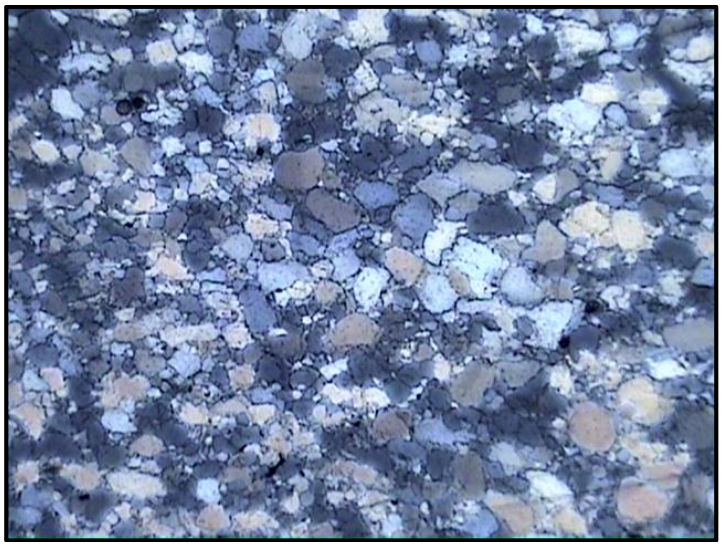
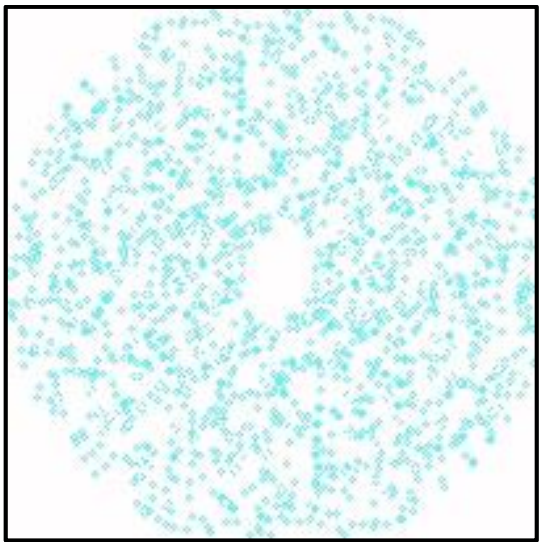
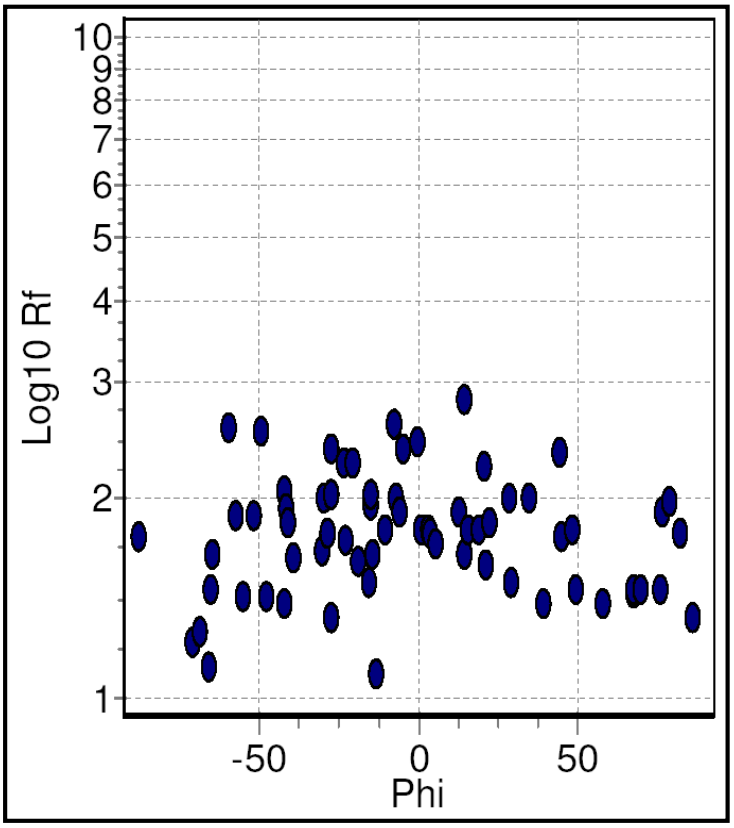
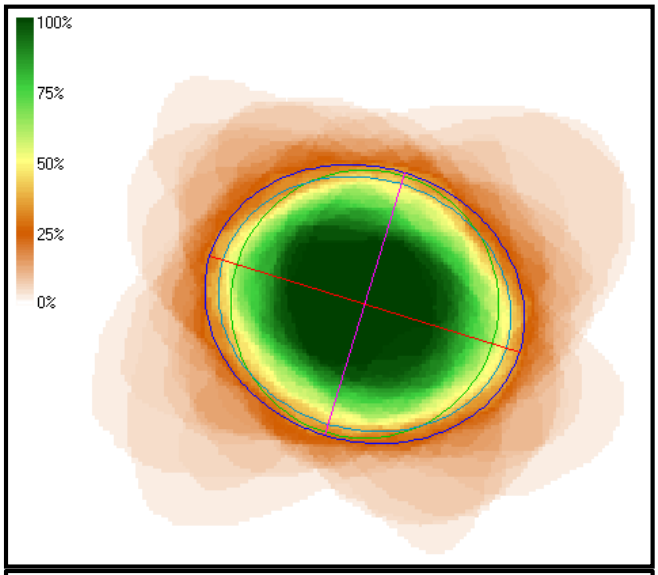


Figura A3.152: Corte paralelo ao **plano XZ** da amostra Sx06 de seixo da Formação Bandeirinha amostrado em afloramento de metabrecha do "Nível A" da Formação São João da Chapada. Comparar com os diagramas apresentados na figura A3.153.









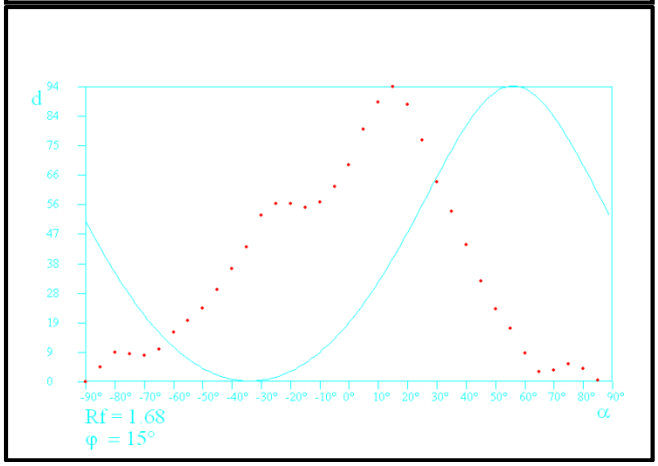
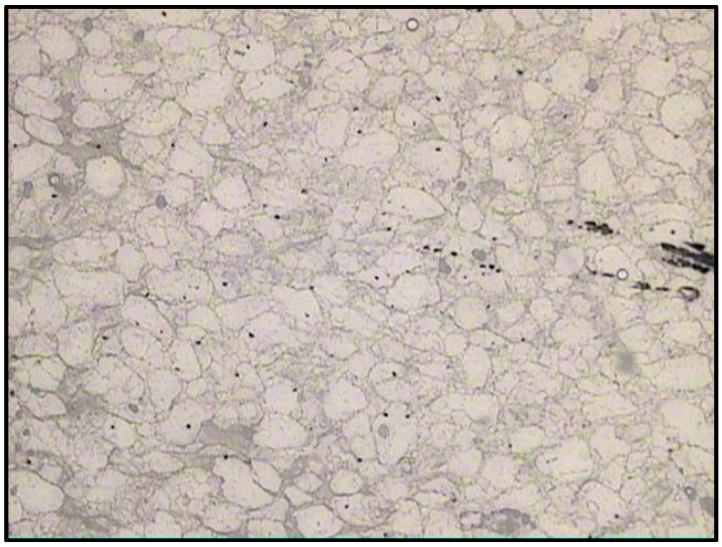
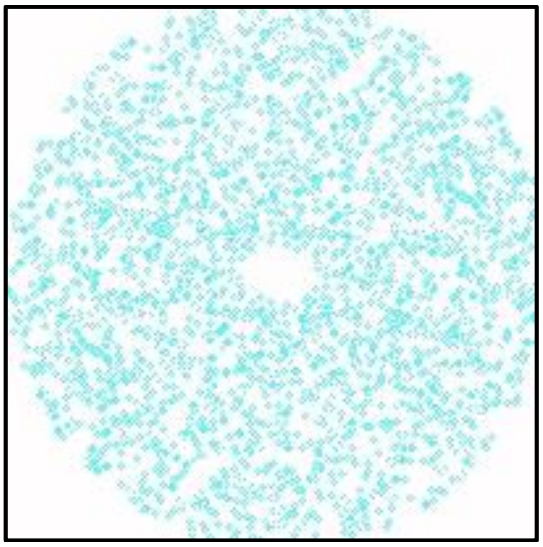
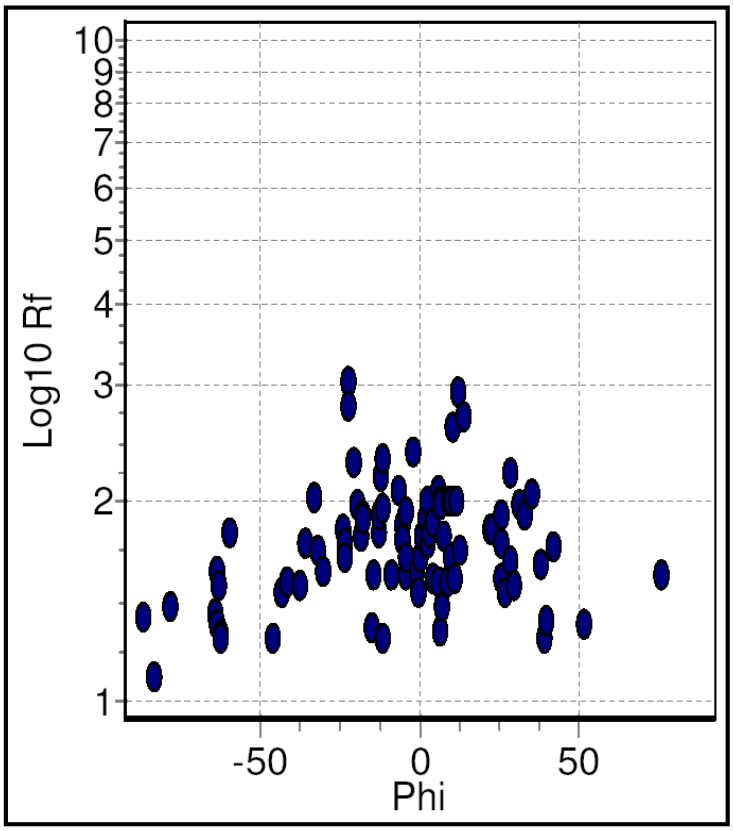
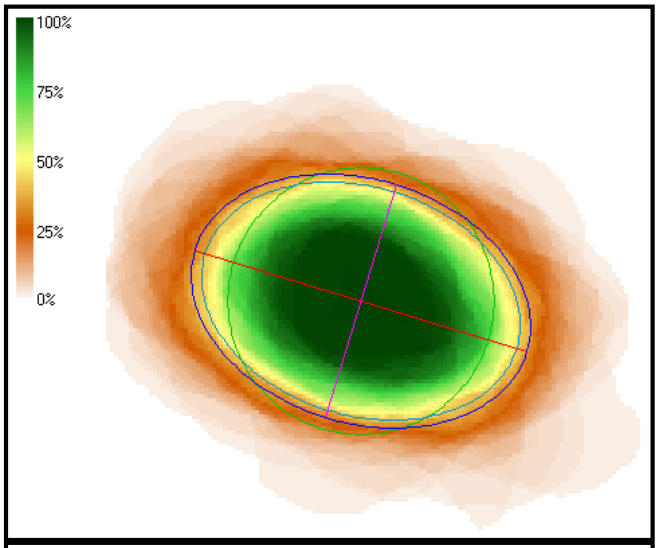


Figura A3.153: Corte paralelo ao **plano YZ** da amostra Sx06 de seixo da Formação Bandeirinha amostrado em afloramento de metabrecha do "Nível A" da Formação São João da Chapada. Comparar com os diagramas apresentados na figura A3.152.









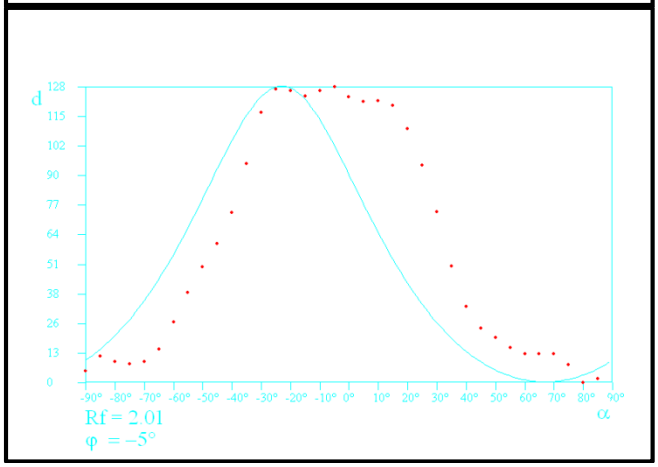
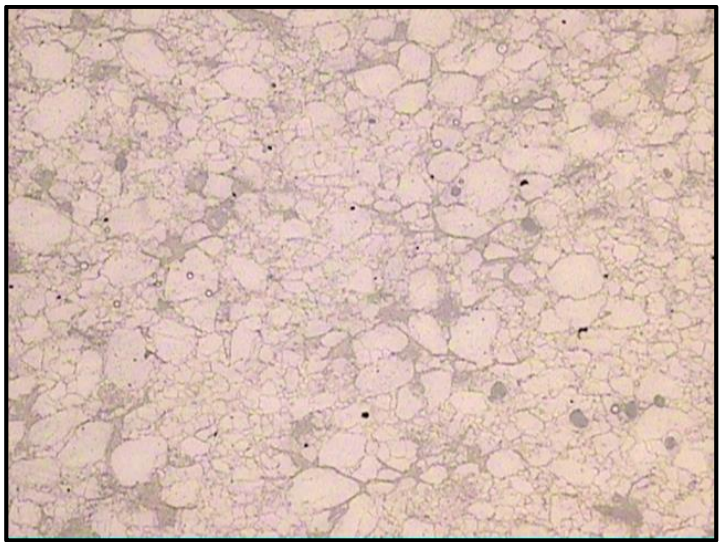
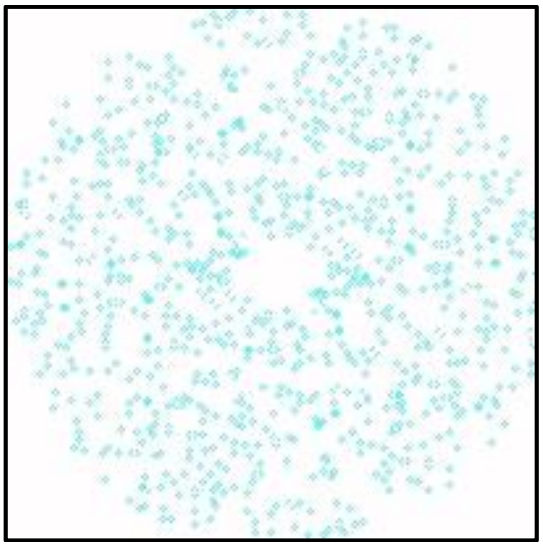
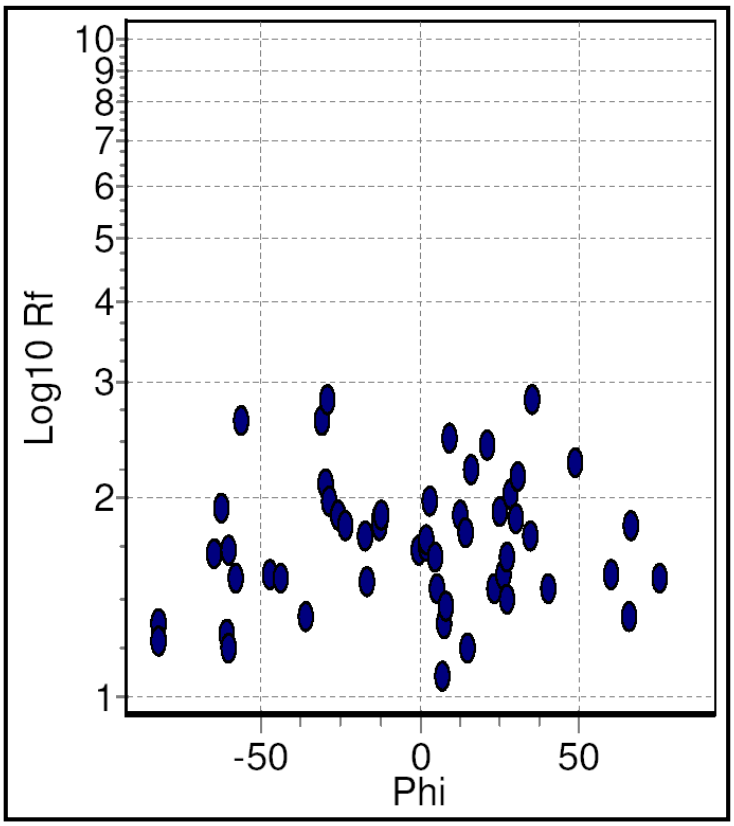
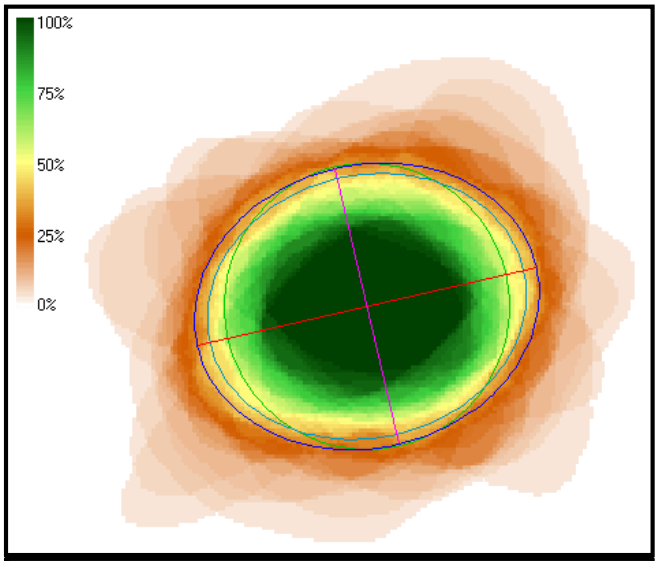


Figura A3.154: Amostra Sx07 representando seixo da Formação Bandeirinha, retirado de afloramento de metabrecha do "Nível A" da Formação São João da Chapada, em corte paralelo ao **plano XZ**. Comparar com os diagramas apresentados na figura A3.155.









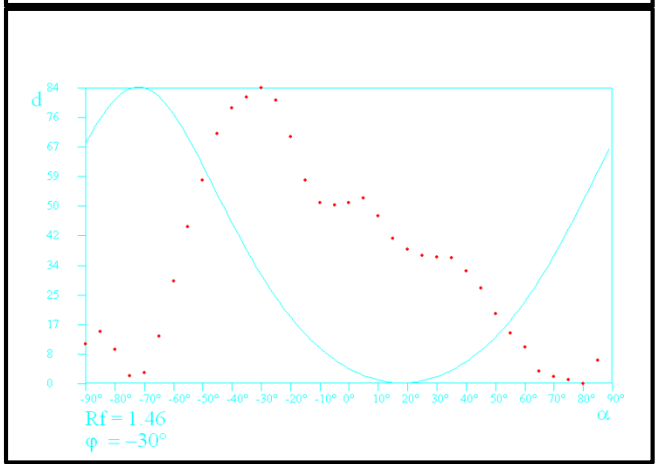
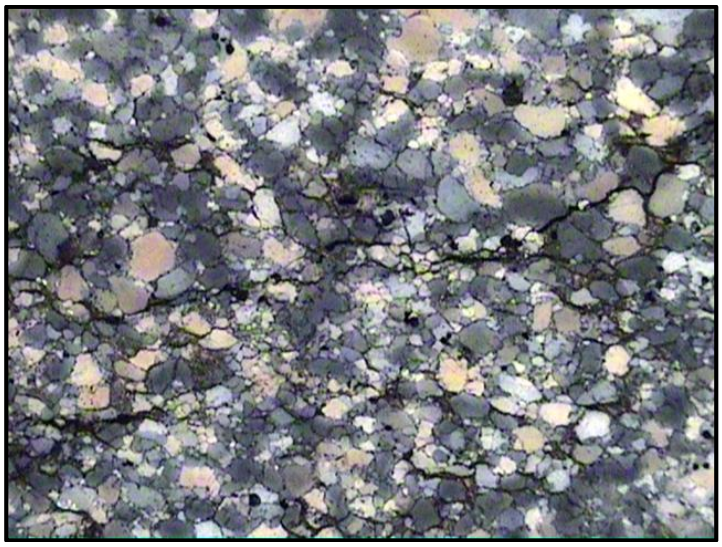
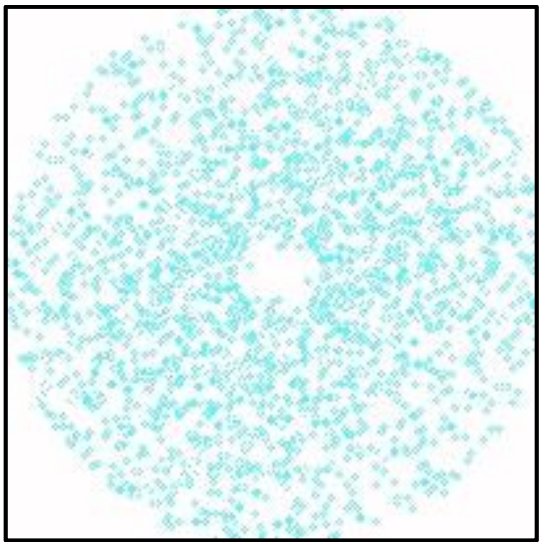
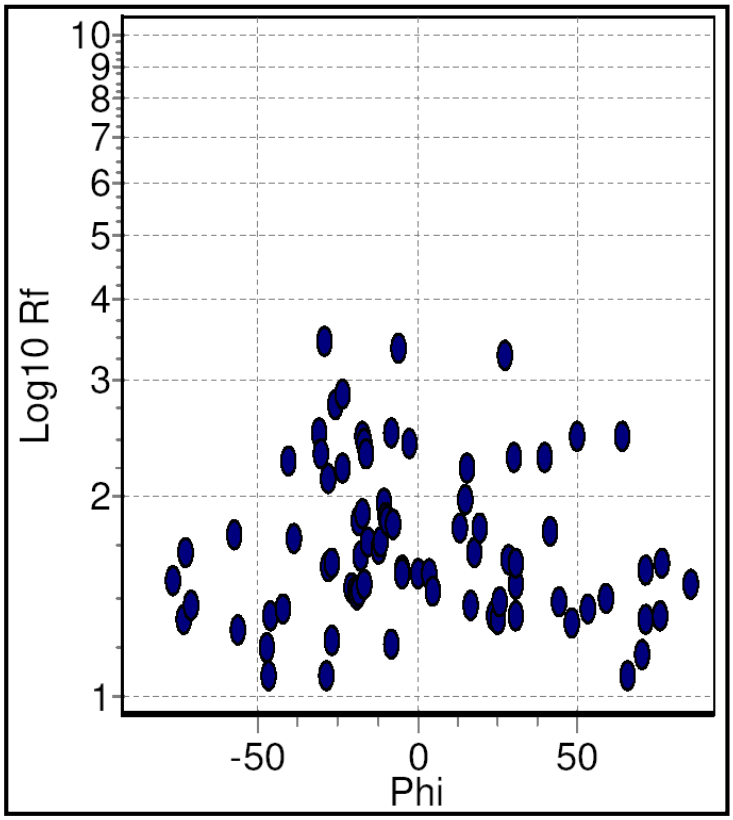
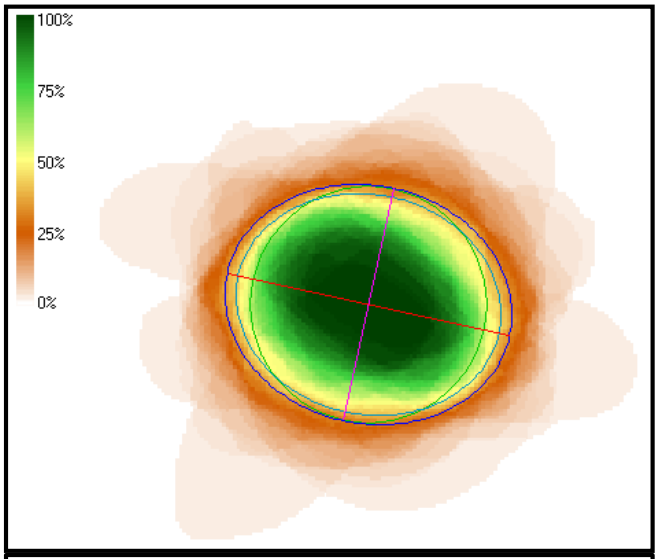


Figura A3.155: Amostra Sx07 representando seixo da Formação Bandeirinha, retirado de afloramento de metabrecha do "Nível A" da Formação São João da Chapada, em corte paralelo ao **plano YZ**. Comparar com os diagramas apresentados na figura A3.154.









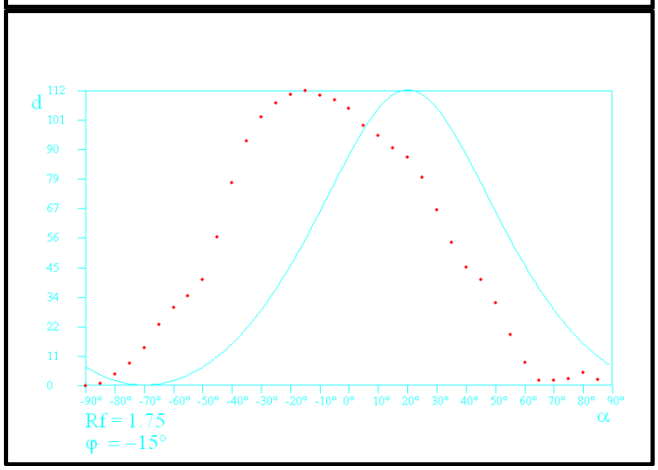
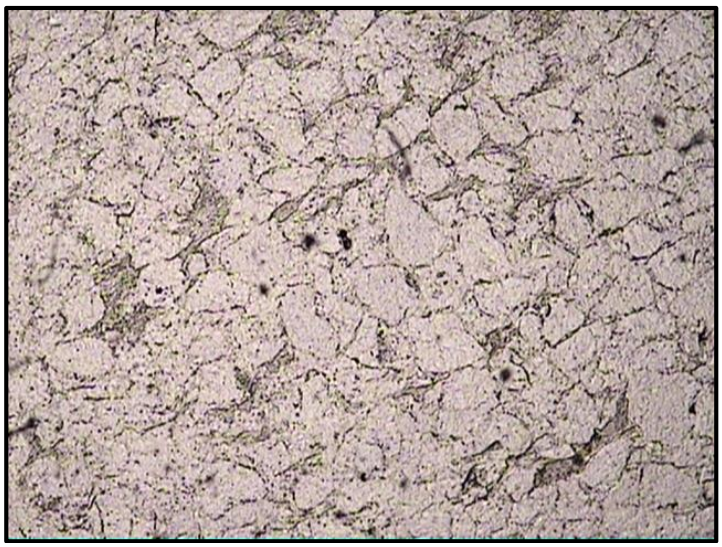
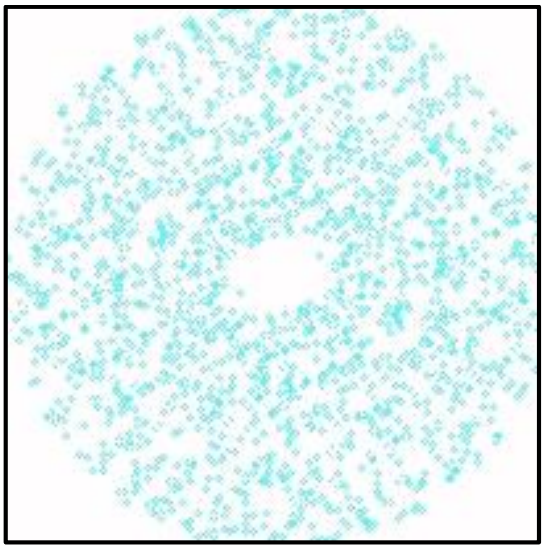
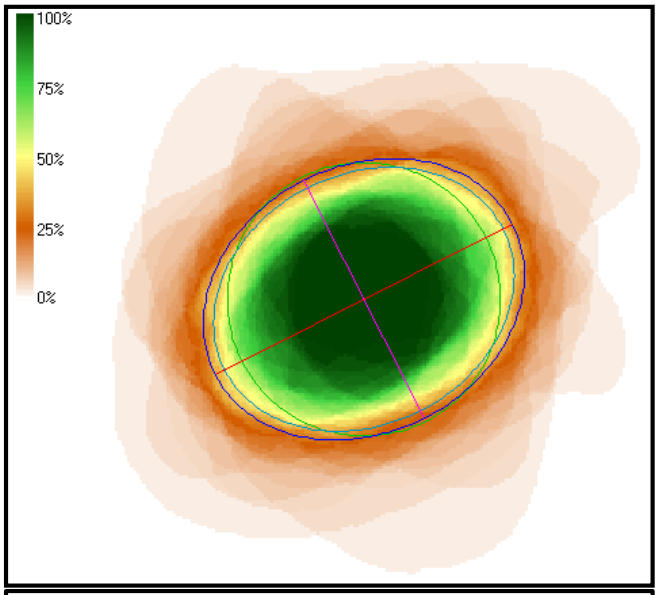
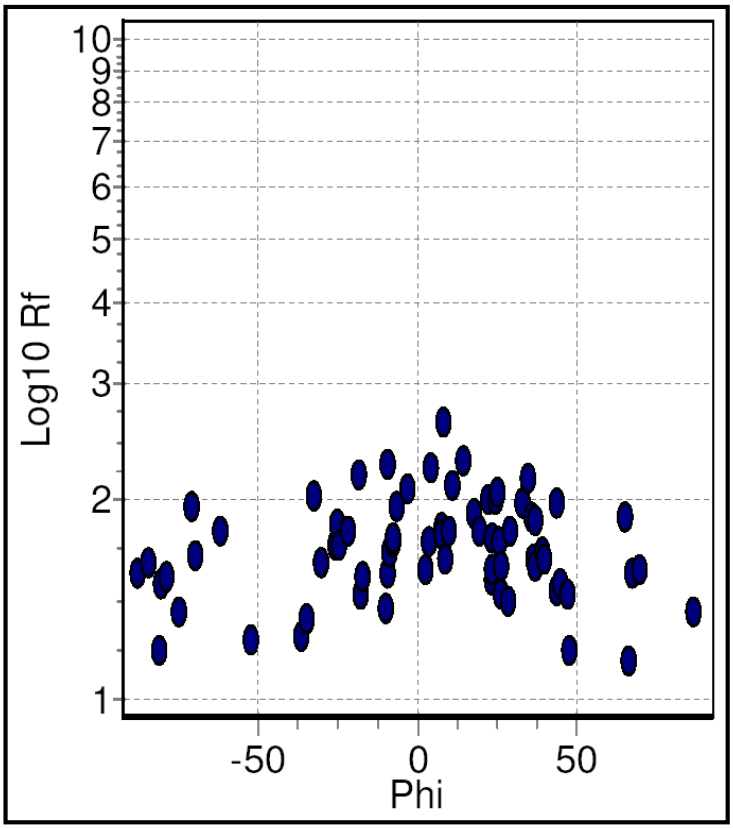


Figura A3.156: Resultados obtidos a partir da análise quantitativa da deformação em corte paralelo ao **plano XZ** do seixo Sx08 da Formação Bandeirinha.









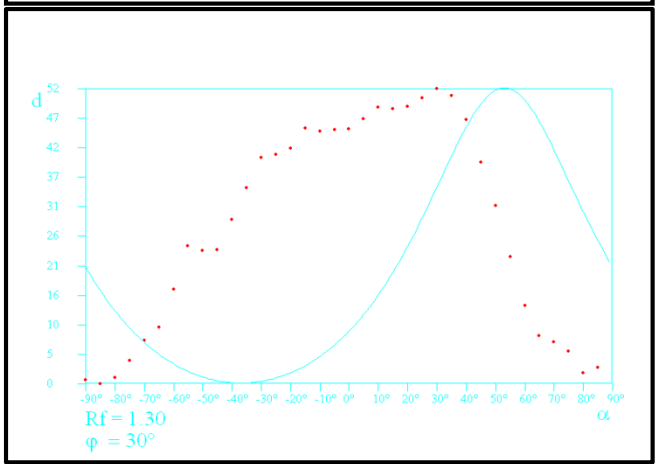
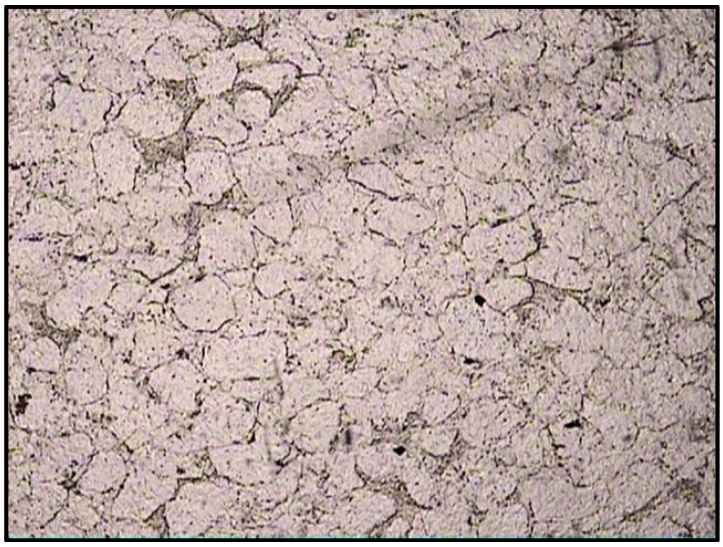
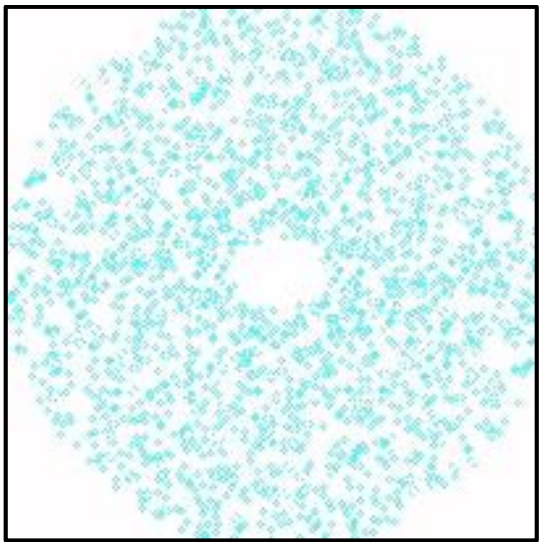
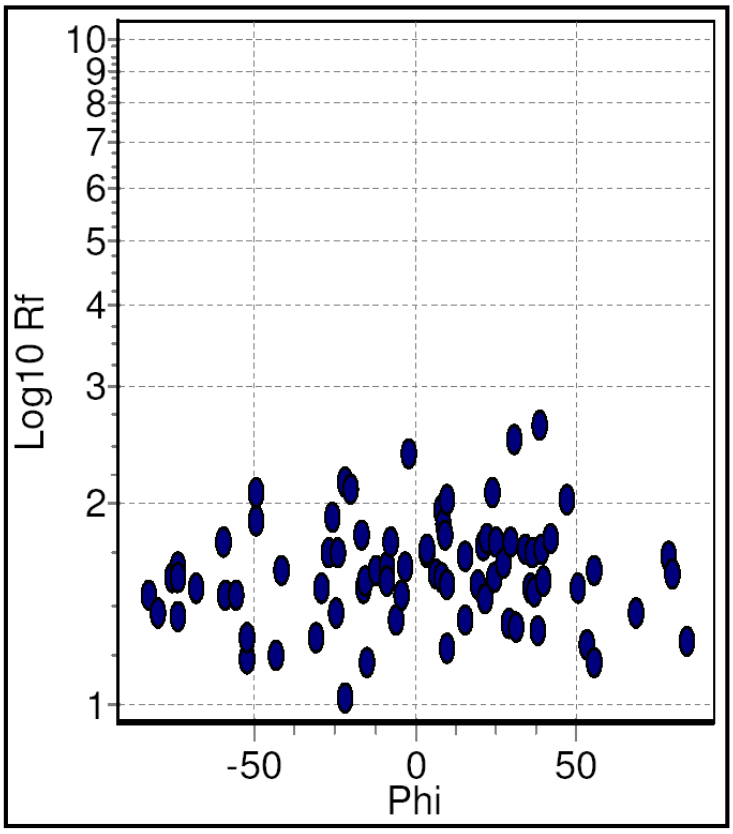
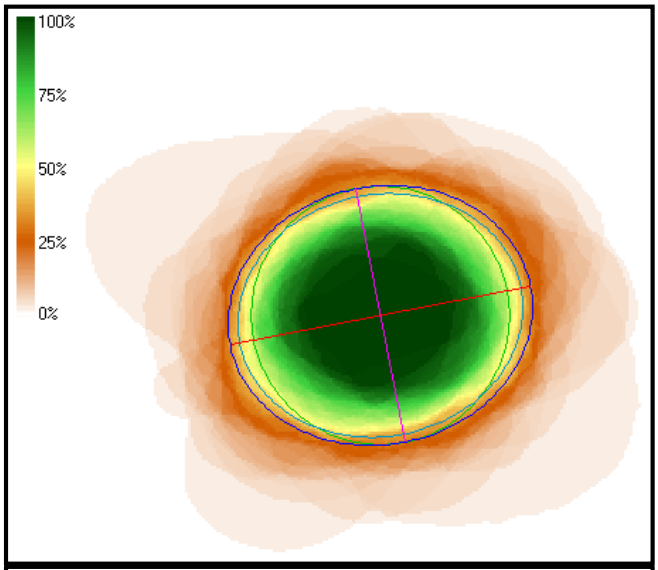


Figura A3.157: Corte paralelo ao **plano XZ** da amostra Sx10 de seixo da Formação Bandeirinha amostrado em afloramento de metabrecha do "Nível A" da Formação São João da Chapada. Comparar com os diagramas apresentados na figura A3.158.









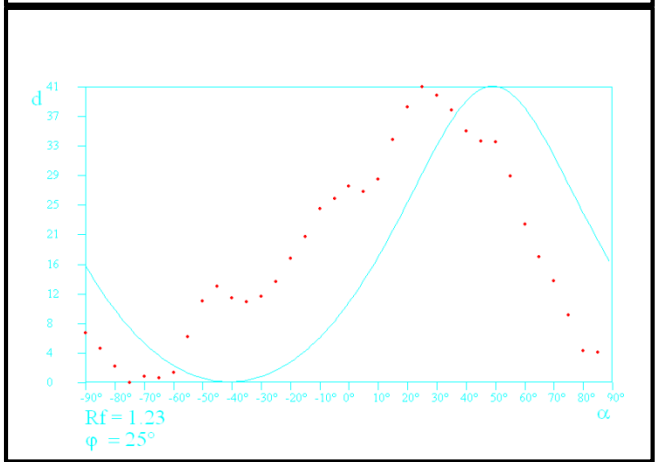
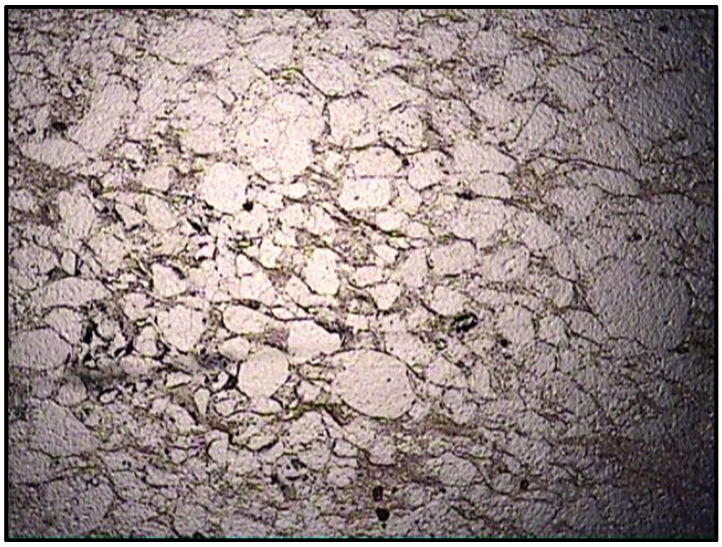
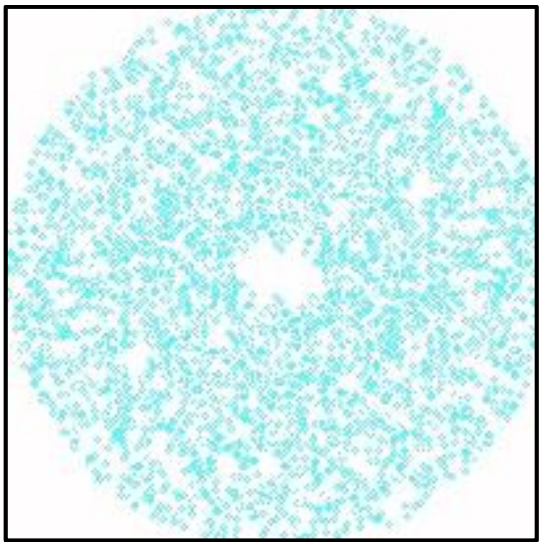
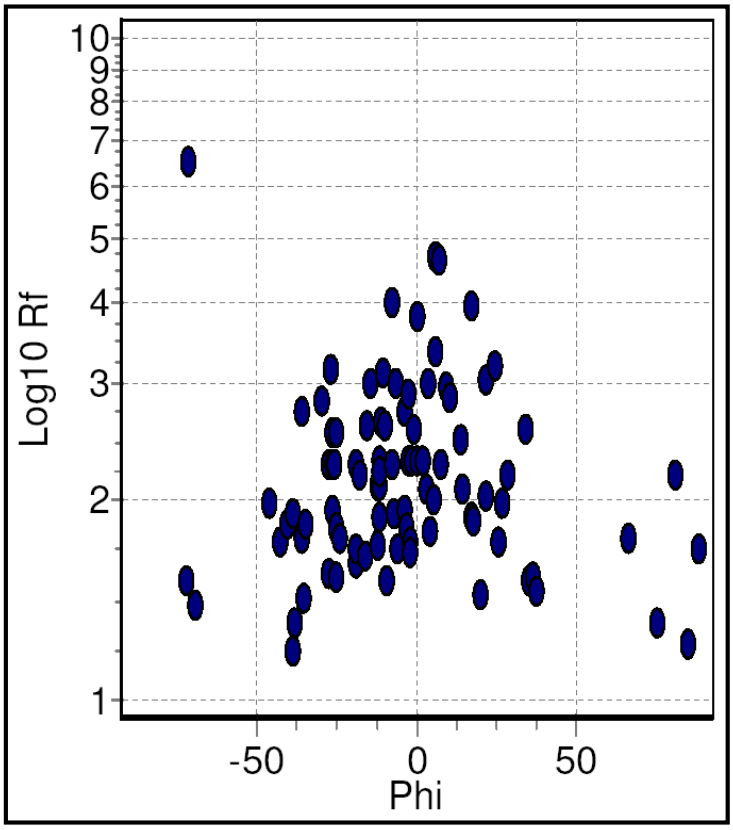


Figura A3.158: Corte paralelo ao **plano YZ** da amostra Sx10 de seixo da Formação Bandeirinha amostrado em afloramento de metabrecha do "Nível A" da Formação São João da Chapada. Comparar com os diagramas apresentados na figura A3.157.







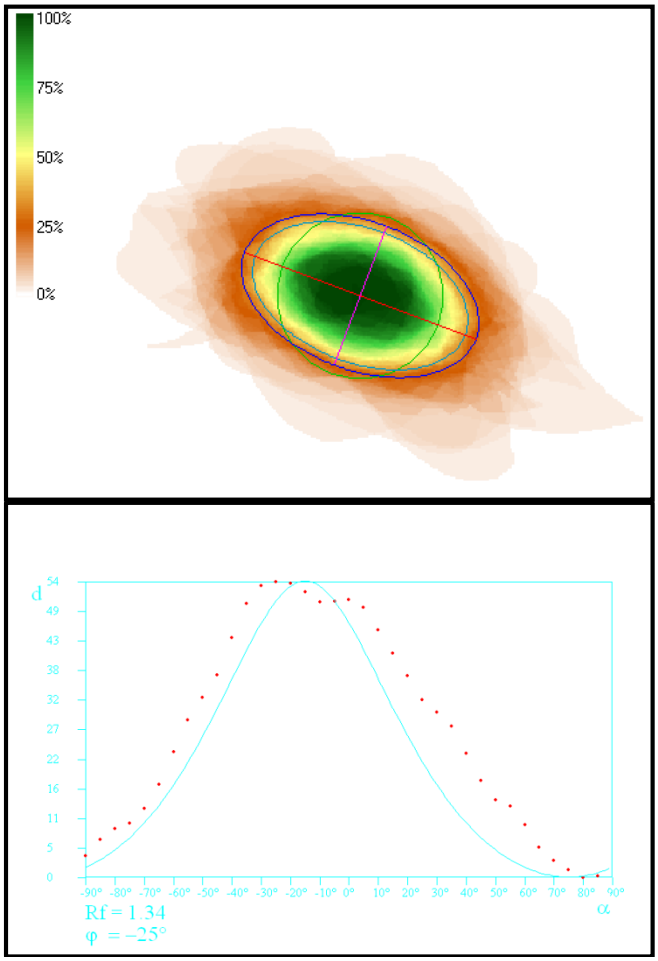
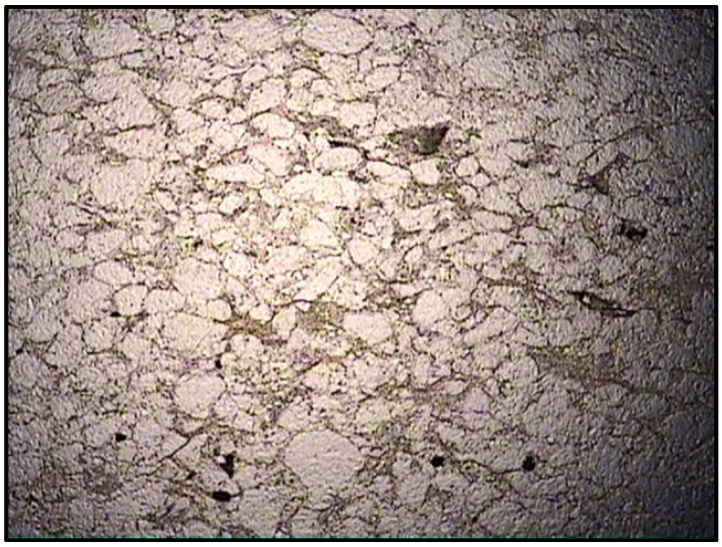
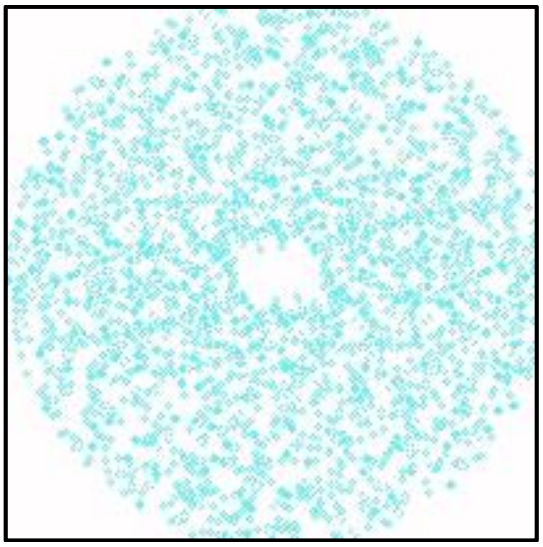
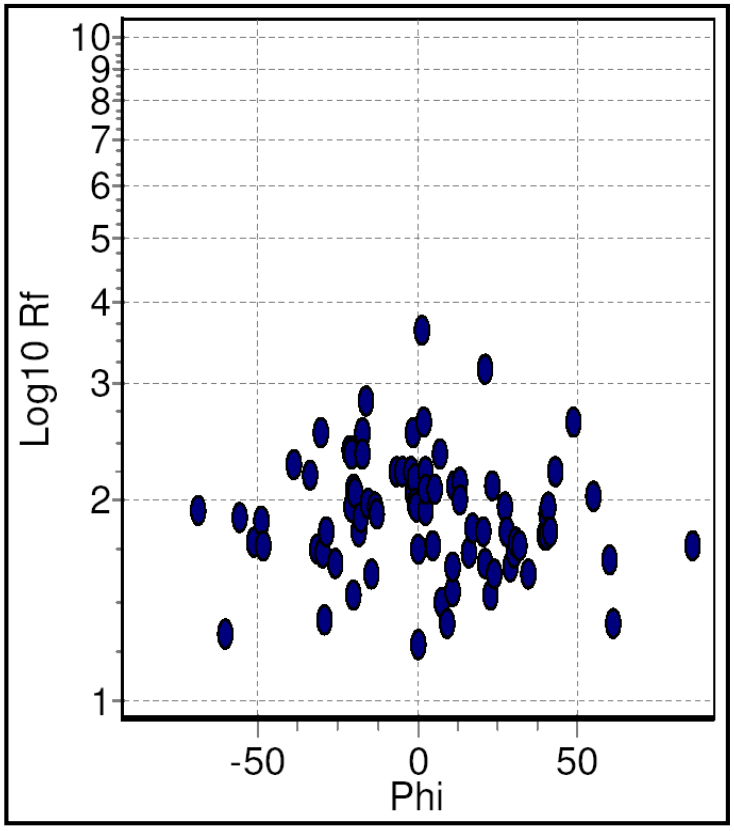
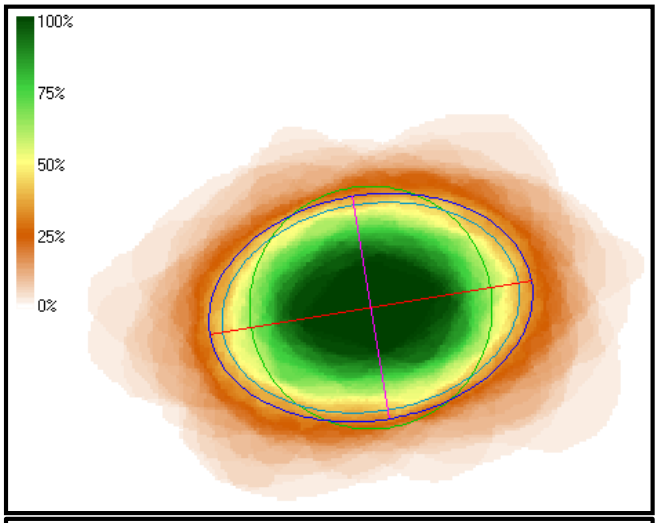


Figura A3.159: Amostra Sx11 representando seixo da Formação Bandeirinha, retirado de afloramento de metabrecha do "Nível A" da Formação São João da Chapada, em corte paralelo ao **plano XZ**. Comparar com os diagramas apresentados na figura A3.160.









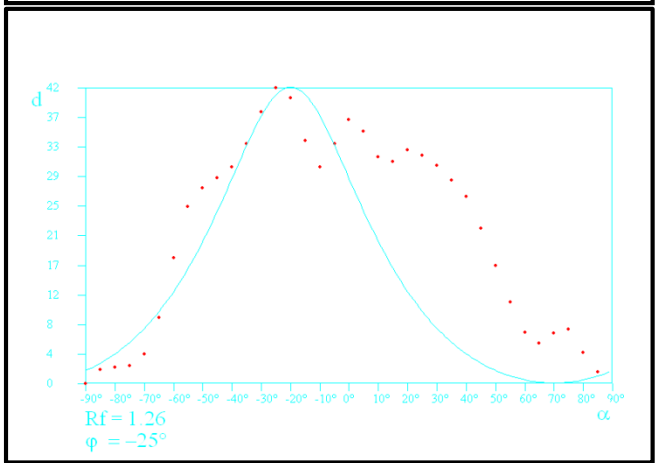
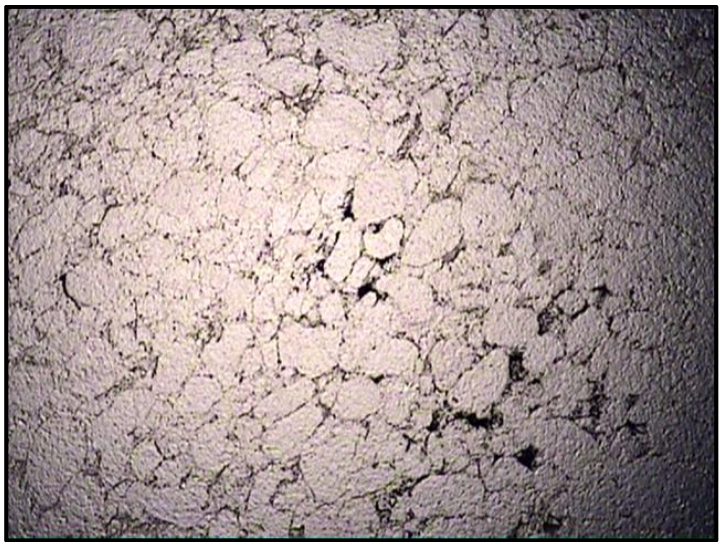
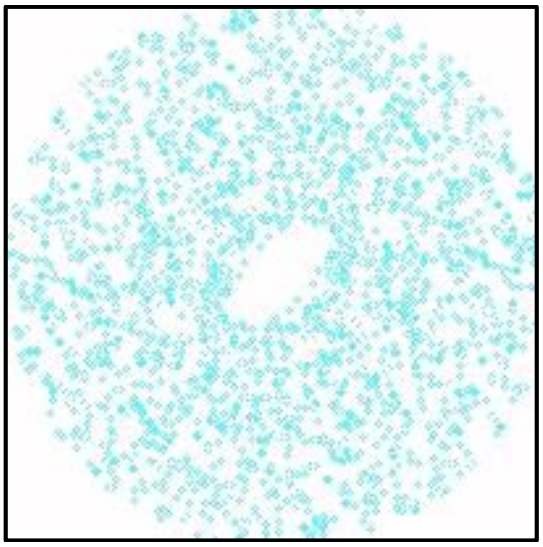
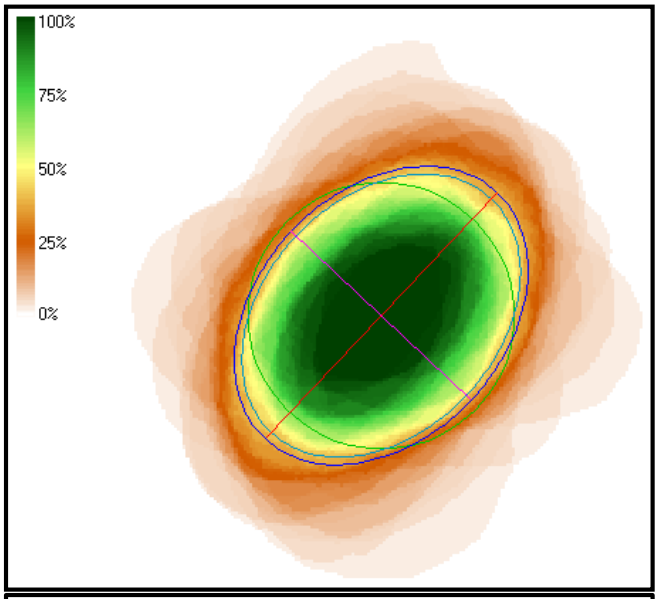
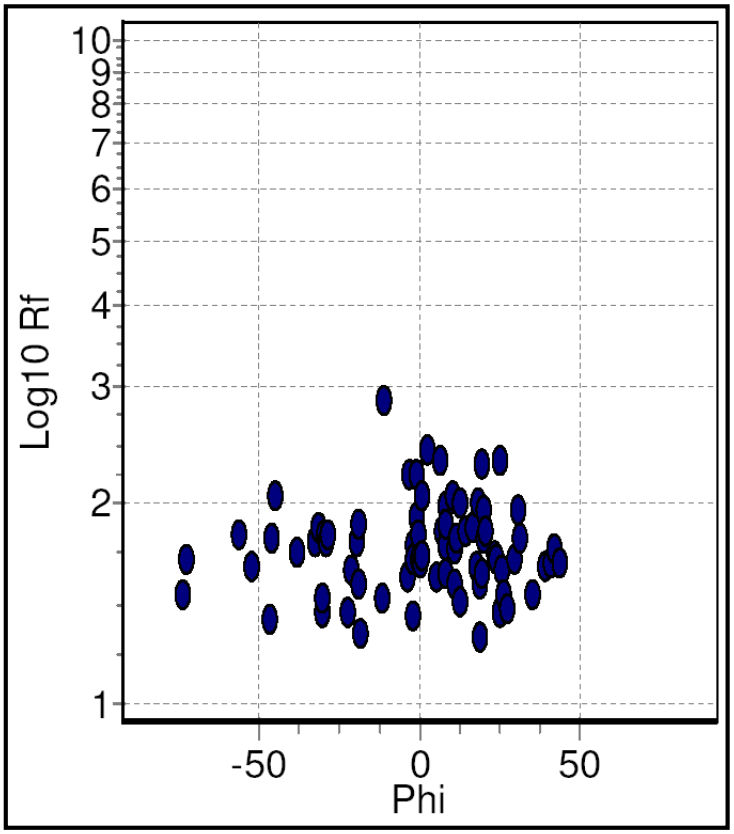


Figura A3.160: Amostra Sx11 representando seixo da Formação Bandeirinha, retirado de afloramento de metabrecha do "Nível A" da Formação São João da Chapada, em corte paralelo ao **plano YZ**. Comparar com os diagramas apresentados na figura A3.159.









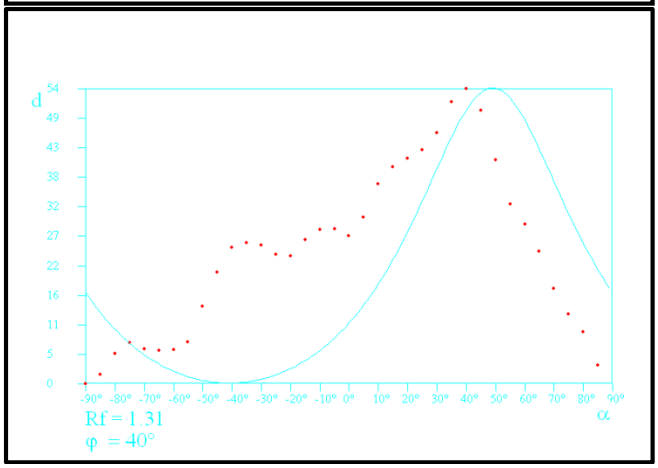
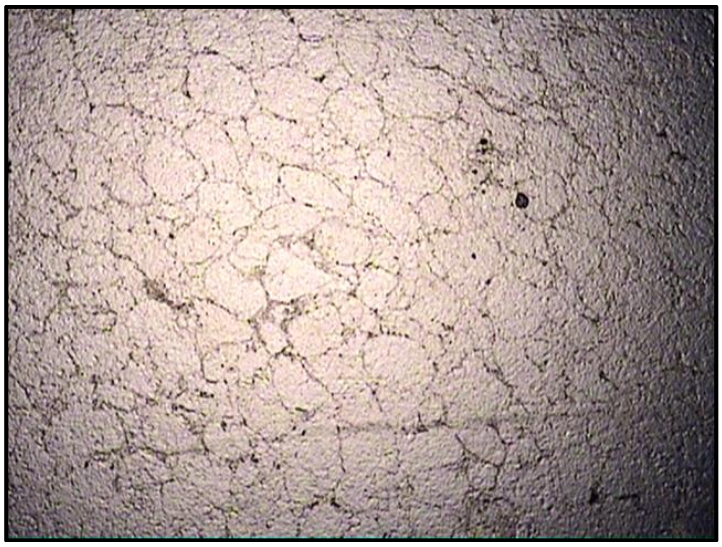
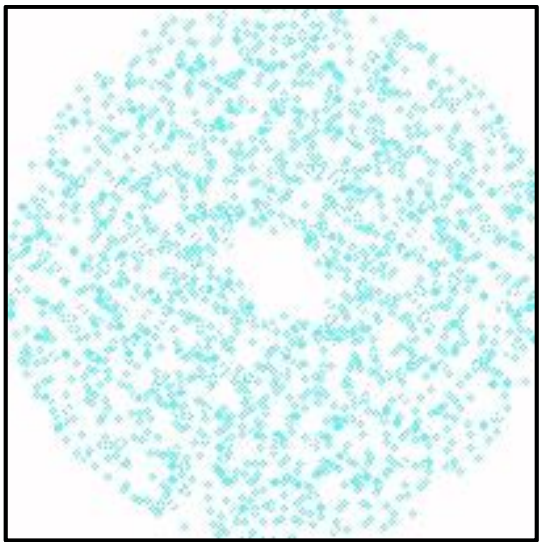
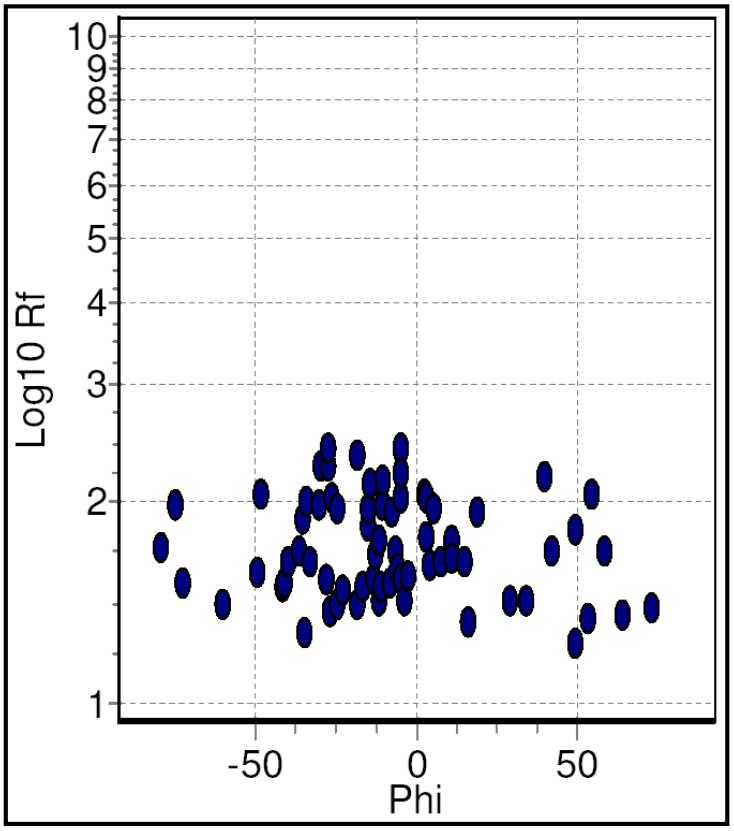
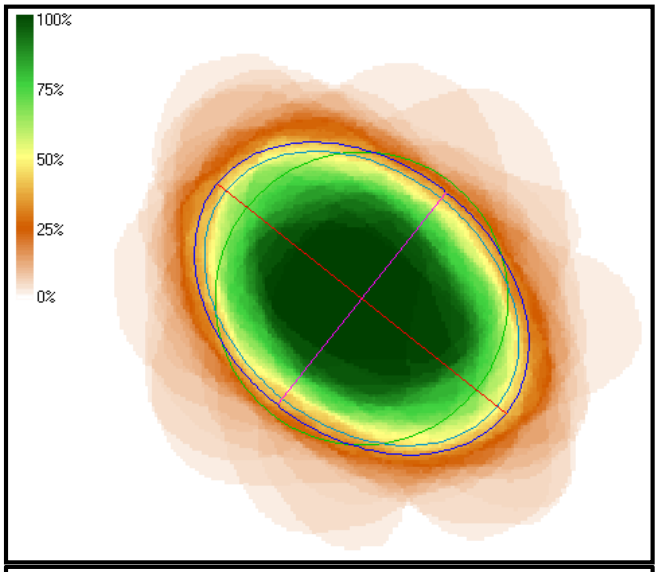


Figura A3.161: Resultados obtidos a partir da análise quantitativa da deformação em corte paralelo ao **plano XZ** do seixo Sx12 da Formação Bandeirinha. Comparar com os diagramas apresentados na figura A3.162.









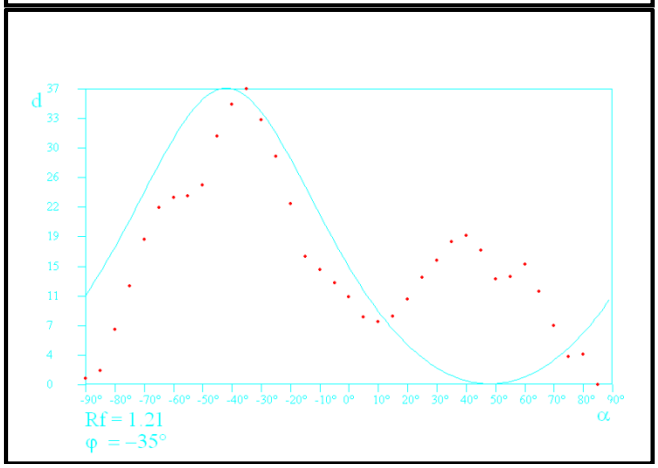
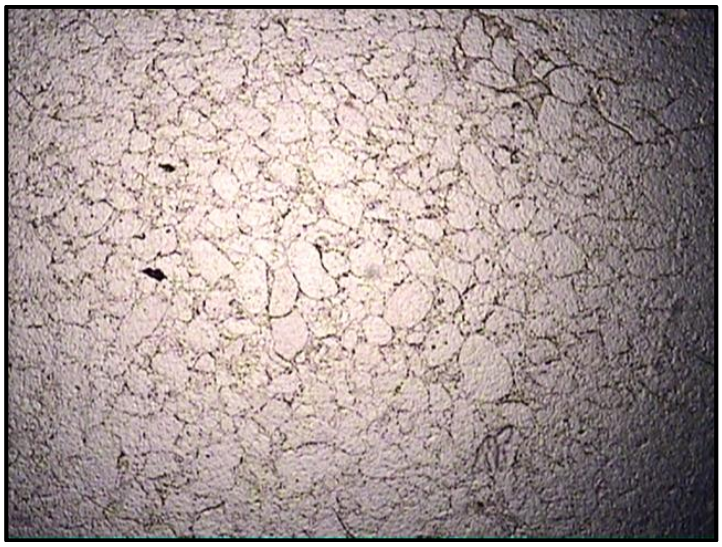
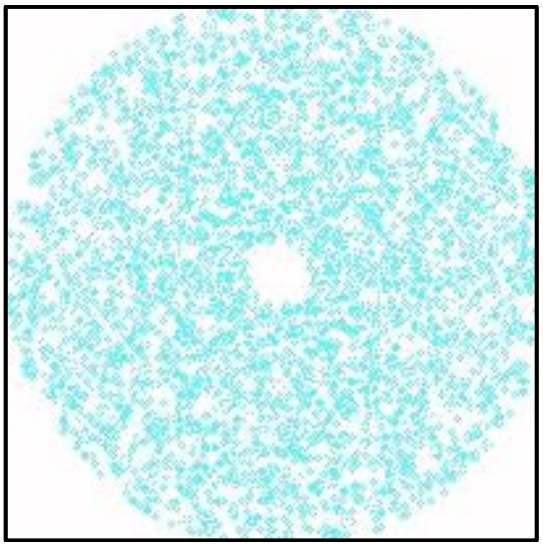
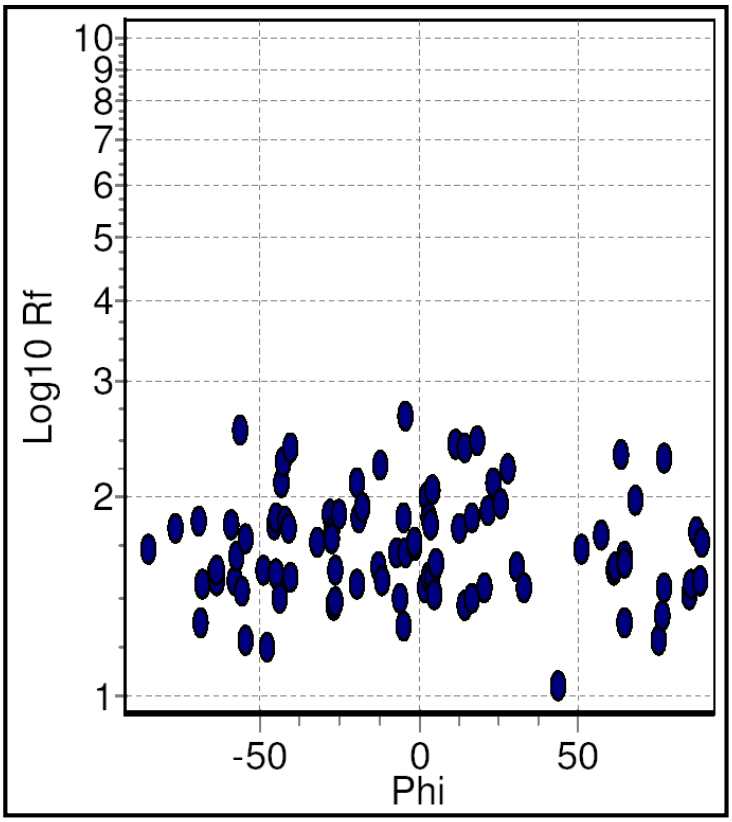
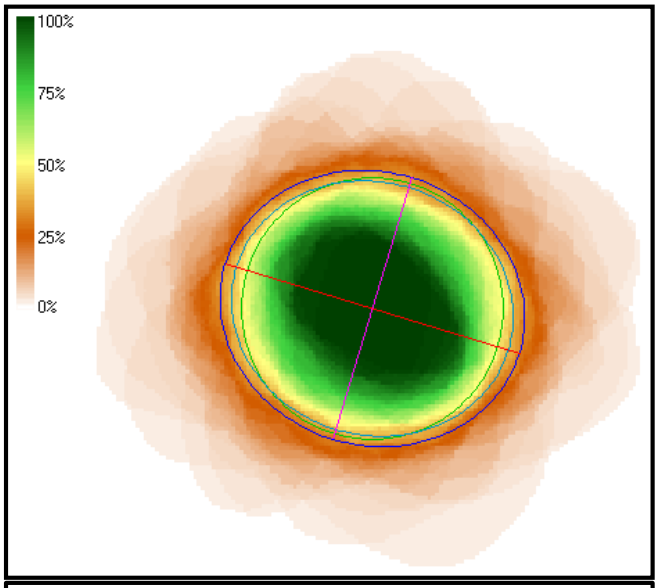


Figura A3.162: Resultados obtidos a partir da análise quantitativa da deformação em corte paralelo ao **plano YZ** do seixo Sx12 da Formação Bandeirinha. Comparar com os diagramas apresentados na figura A3.161.









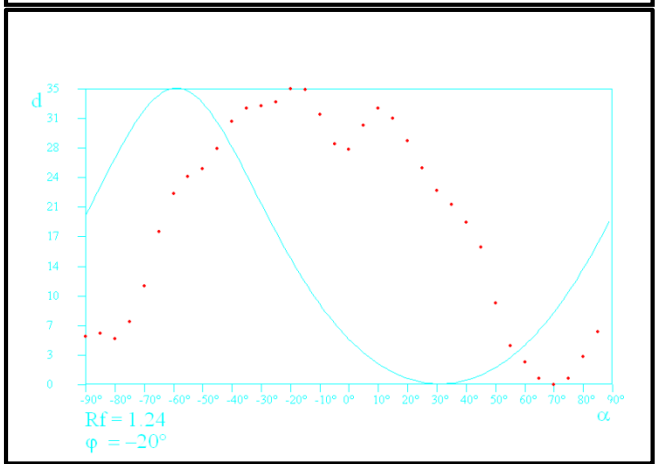
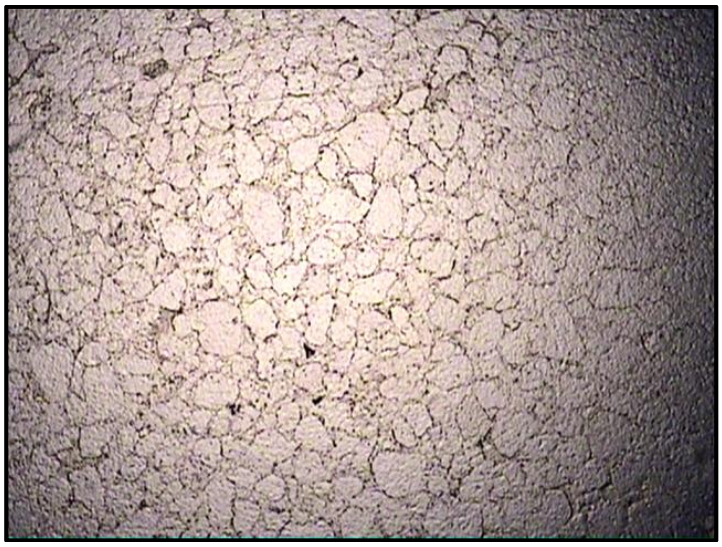
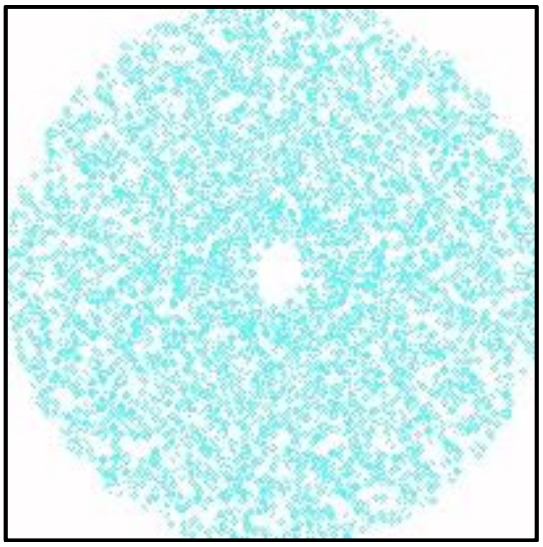
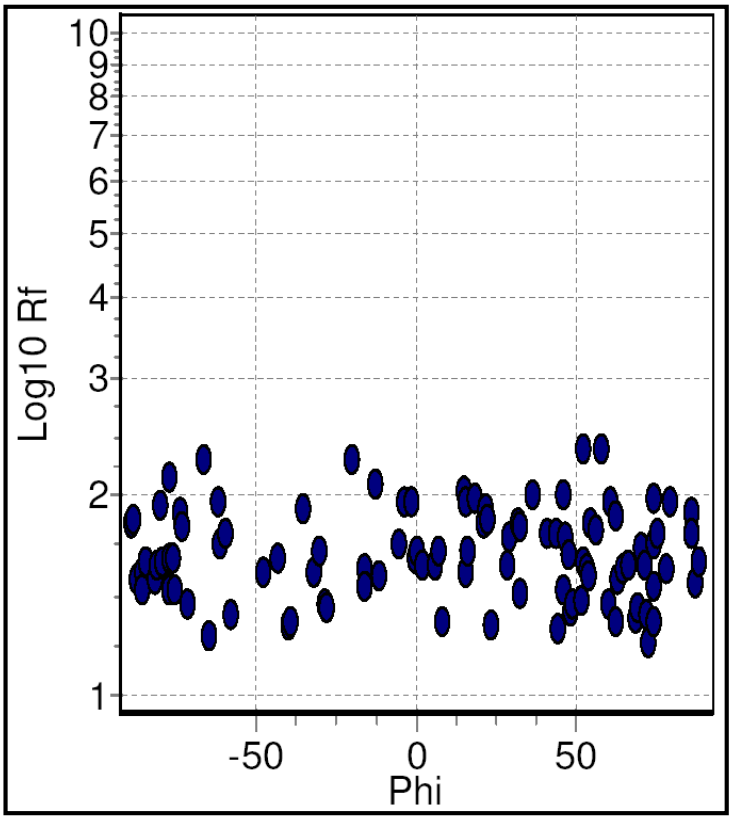
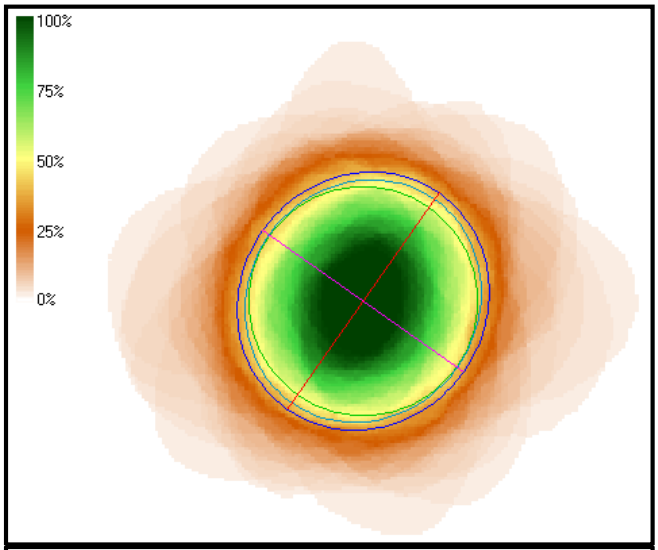


Figura A3.163: Corte paralelo ao **plano XZ** da amostra Sx14 de seixo da Formação Bandeirinha amostrado em afloramento de metabrecha do "Nível A" da Formação São João da Chapada. Comparar com os diagramas apresentados na figura A3.164.









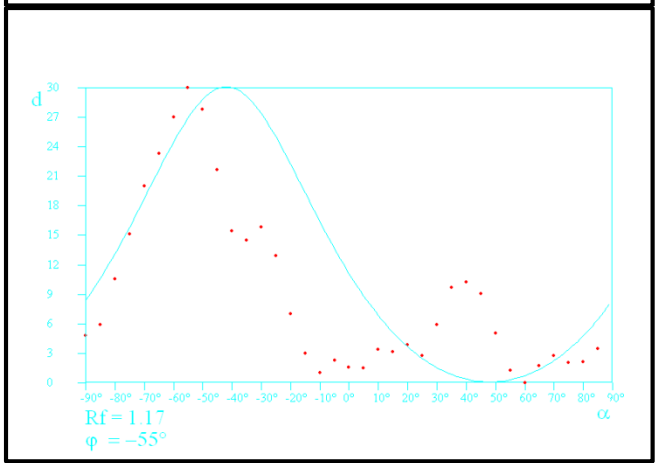
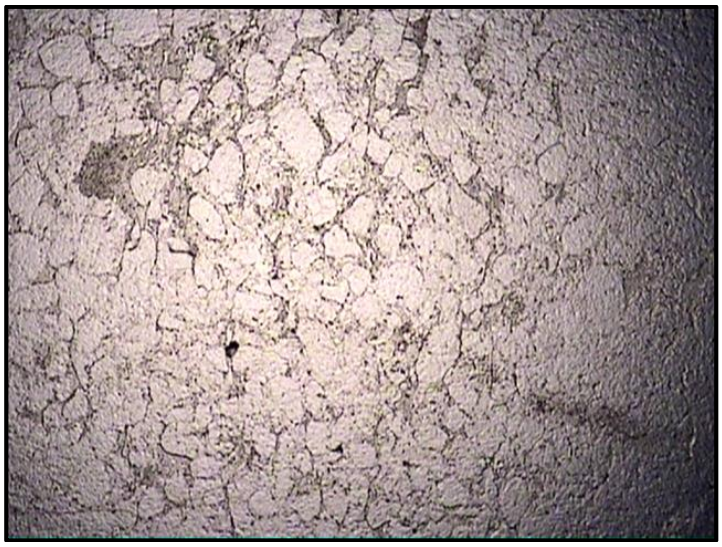
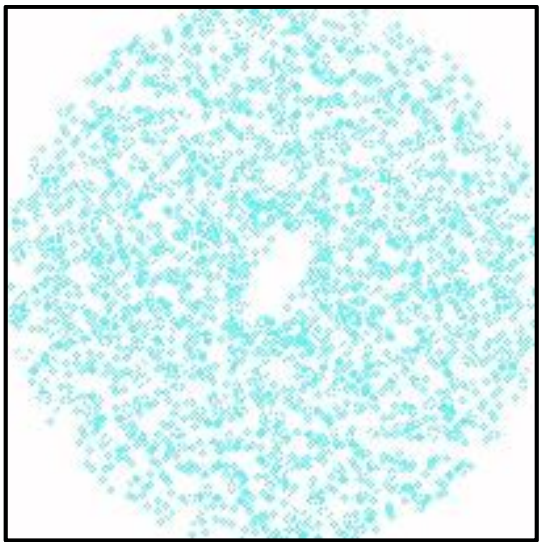
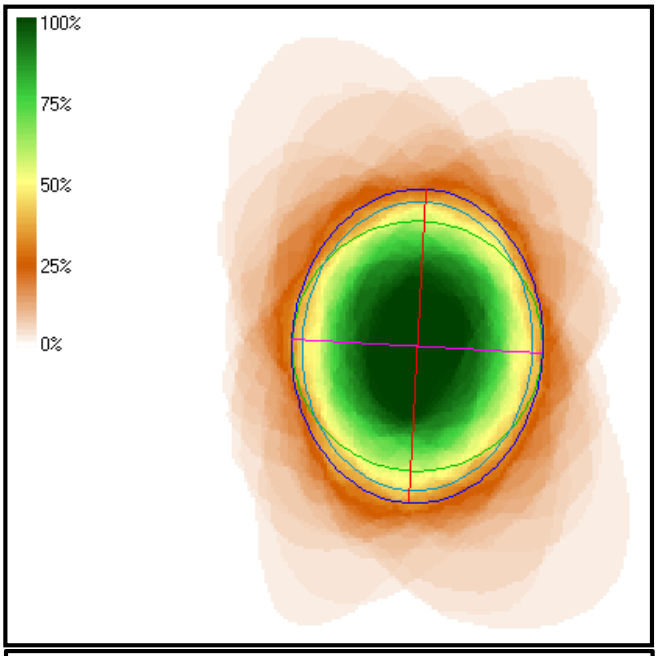
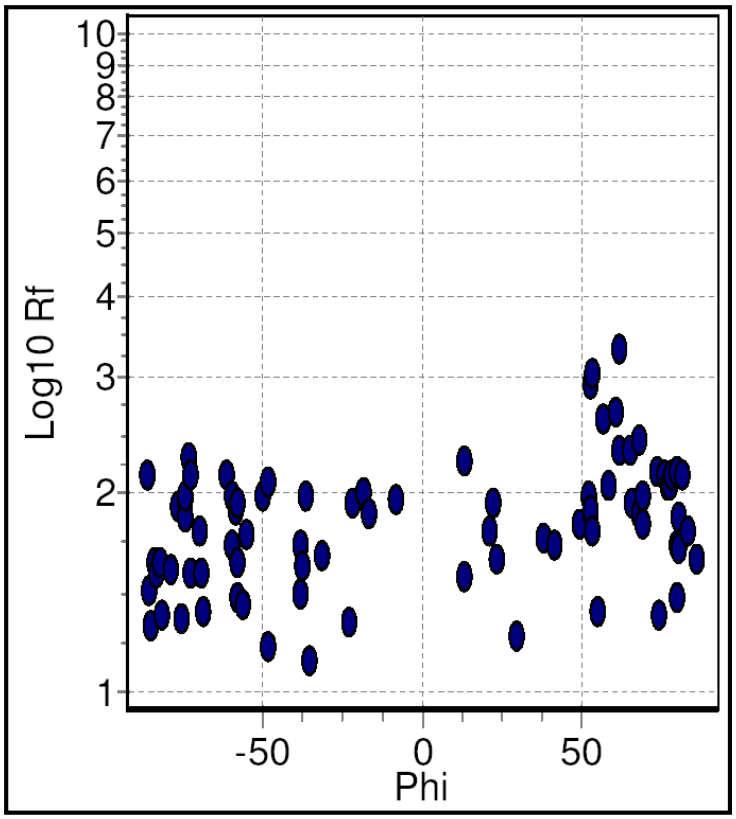


Figura A3.164: Corte paralelo ao **plano YZ** da amostra Sx14 de seixo da Formação Bandeirinha amostrado em afloramento de metabrecha do "Nível A" da Formação São João da Chapada. Comparar com os diagramas apresentados na figura A3.163.









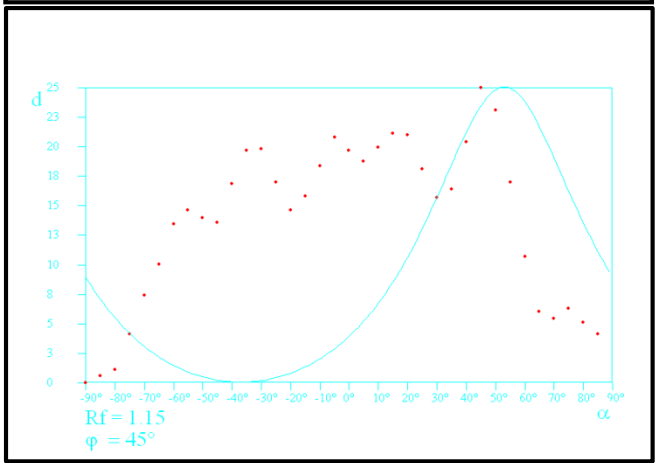
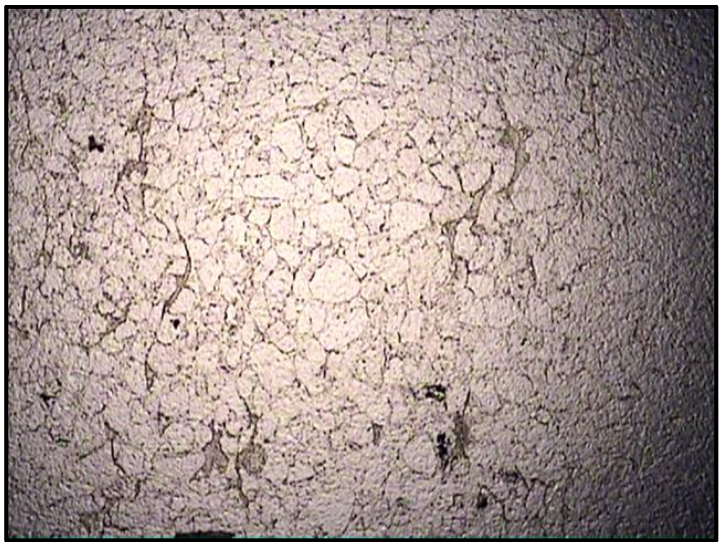
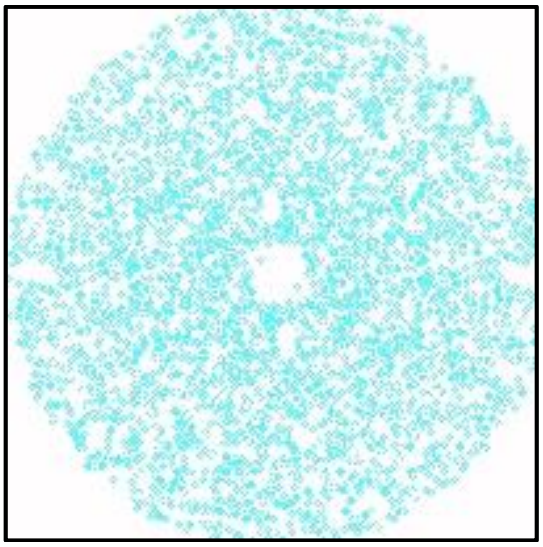
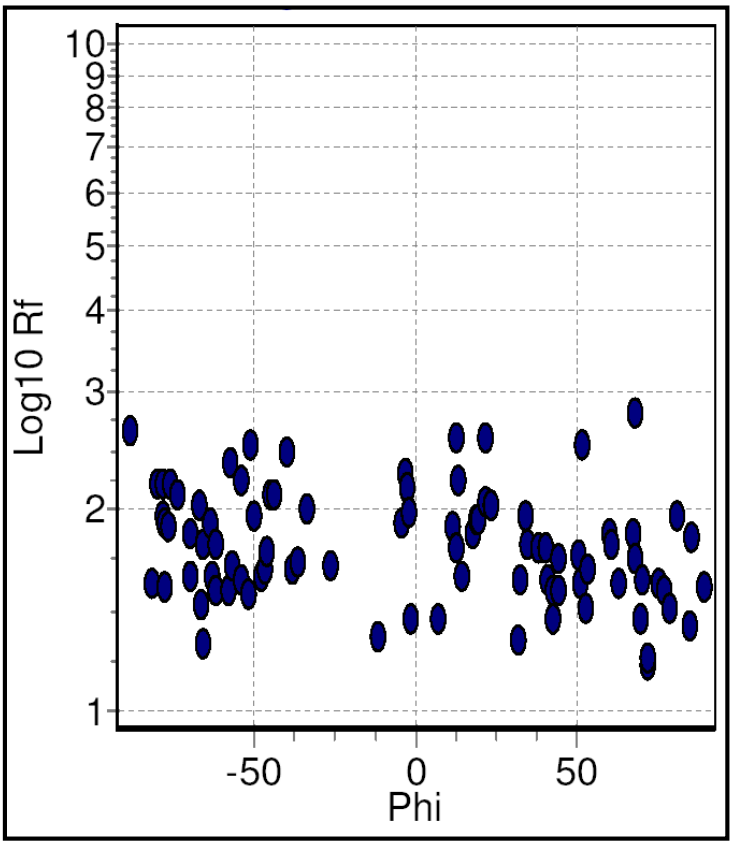
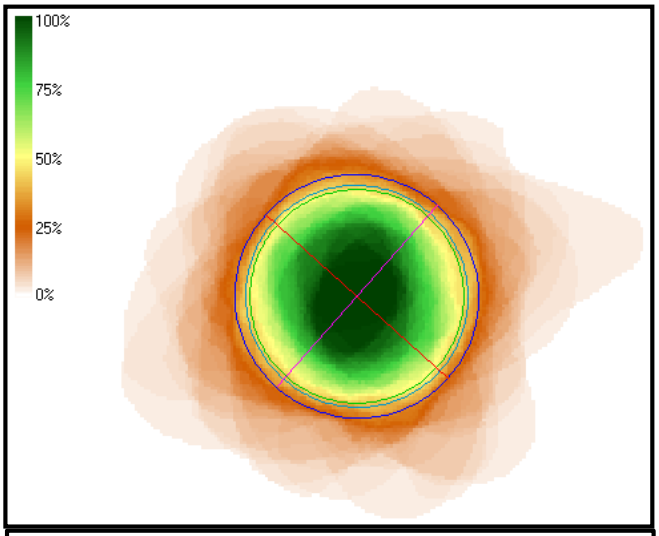


Figura A3.165: Amostra Sx15 representando seixo da Formação Bandeirinha, retirado de afloramento de metabrecha do "Nível A" da Formação São João da Chapada, em corte paralelo ao **plano XZ**. Comparar com os diagramas apresentados na figura A3.166.









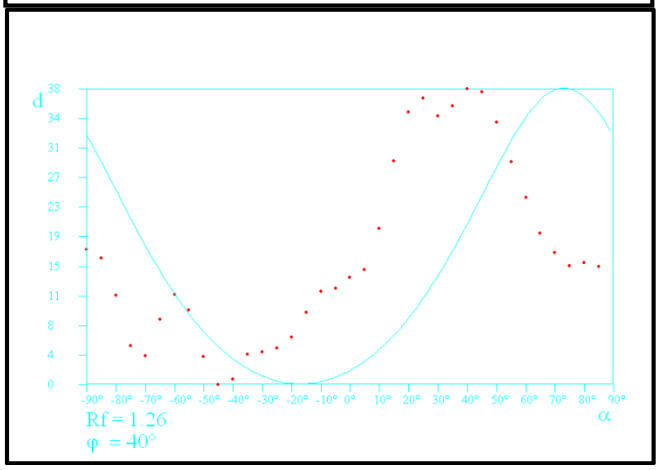


Figura A3.166: Amostra Sx15 representando seixo da Formação Bandeirinha, retirado de afloramento de metabrecha do "Nível A" da Formação São João da Chapada, em corte paralelo ao **plano YZ**. Comparar com os diagramas apresentados na figura A3.165.

Amostra	Arred.	Rf/phi	MH	Fry	Fry(F7)	Centro	SPO	Rs	R0	θ	Δ	Unidade	Toponimia
477xz	0,71	2,10	2,04	1,57	1,60	2,26	1,64	2,39	2,30	82	71	Fm. Córrego Pereira	Conselheiro Mata
477yz	0,77	1,64	1,58	1,78	1,80	2,29	1,36	1,84	1,72	76,5	61		
488xz	0,80	1,47	1,41	1,54	1,54	2,14	1,10	1,45	1,40	78,5	66	Fm. Córrego Pereira	
479xz	0,79	1,75	1,71	1,33	1,31	2,16	1,58	2,21	1,25	53,5	15	Fm. Rio Pardo Grande	
479yz	0,82	1,44	1,40	1,89	1,82	2,55	1,10	1,37	1,35	80	69		
480xz	0,49	3,85	3,58	2,15	2,18	1,54	3,24	3,92	1,84	60	21	Fm. Rio Pardo Grande	
1401xz	0,63	2,69	2,54	1,31	1,42	3,17	2,11	2,69	1,78	64	32	Membro Caldeirões	Extração
1401yz	0,75	1,91	1,77	1,64	1,62	3,94	1,57	1,89	1,64	71	49		
1402xz	0,69	2,21	2,07	1,67	1,72	3,64	1,90	2,10	1,77	70,5	48	Membro Caldeirões	
1402yz	0,74	1,84	1,73	1,63	1,58	3,63	1,57	1,96	1,78	75	57		
1403xz	0,75	2,12	1,94	1,31	1,25	3,53	1,55	2,07	1,79	72	50	Membro Caldeirões	
1403yz	0,83	1,60	1,51	1,67	1,50	2,81	1,16	1,76	1,63	75	59		
1394xz	0,75	1,73	1,64	1,50	1,35	4,72	1,21	1,84	1,65	73,5	54	Membro Caldeirões	
1394yz	0,78	1,71	1,59	1,67	1,44	5,90	1,22	1,76	1,58	72,5	53		
LG61-2	0,24	8,37	6,96	1,56	2,92	2,16	5,79	7,85	1,83	56	10	Membro Caldeirões	Padre Matias
C4xz	0,31	6,49	6,06	1,45	1,75	1,89	5,01	5,77	1,91	58	14	Membro Caldeirões	
C4yz	0,71	2,22	2,10	2,05	1,77	3,99	1,82	3,11	1,74	61	25		
P4	0,72	2,08	1,95	1,67	1,70	7,70	1,66	2,21	1,88	72	50	Membro Caldeirões	

Tabela A4: Resultados obtidos com a quantificação da deformação em amostras de quartzitos tratadas por Knauer (1999) da metade sul da Folha Diamantina (1: 100.000).