



UNIVERSIDADE ESTADUAL DE CAMPINAS



INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

TRABALHO DE CONCLUSÃO DE CURSO

GRADUAÇÃO EM GEOLOGIA

**Análise das feições planares de deformação (PDF's) do
Domo de Araguinha (MT)**

Autor: Wellington Franklin Marchesin

ORIENTADOR: Prof. Dr. Álvaro Penteado Crósta

CO-Orientador: Dr. Marcos Vasconcelos

Campinas – SP

Dezembro 2012

Agradecimentos

Agradeço a Universidade Estadual de Campinas pelo suporte e apoio durante minha graduação.

Agradeço ao meu orientador Álvaro Penteado Crósta por todos os momentos dessa caminhada, pelas conversas, pelo apoio, pelas discussões e pela paciência e a esperança depositada em mim. Agradeço também ao grupo de pesquisa de crateras que deu todo o apoio para esse trabalho, principalmente Marquinhos e Mari.

Agradeço ao meu querido pai Alcindo Lauro Marchesin e a minha querida mãe Vera Lúcia de Góes Marchesin por estarem presentes em todos os momentos da minha vida, pelo carinho, força e principalmente pelo amor e confiança que colocaram sobre mim para a realização dos meus sonhos.

Aos meus amigos de classe dessa caminhada com pedras e afloramentos pelo caminho durante esses 5 anos. Em especial para a Julia (Ju), Roberta (Robs), Michele (Mika), Raphael (Mindinho), Mônica (Mô), Rodrigo (Rocatto), Flávio (Pira), Renato e Ivan Ryuji. E a todos os outros que participaram durante as confraternizações, os estudos nas vésperas de prova, aos momentos de tristeza e de alegrias, principalmente esses, que todos nós temos! Meu muitíssimo obrigado a todos, por estarem presentes e serem parte de minha vida.

Aos meus grandes velhos amigos, em especial, Guilherme (Cassoli), Richard (Teta), Rewer e Laudelino (Lau) que durante tantos anos me aturam com as piadas ruins e minhas “nerdices”. A todos os outros amigos e amigas de Rio Claro que acreditaram e me deram forças para esse objetivo, meu muito obrigado!

Um agradecimento especial ao professor Leonardo Lagoeiro e a equipe do MICROLAB pela recepção e disponibilidade para a realização para a utilização de seus aparelhos. A Érica pela preocupação e auxílio no MEV. Ao pessoal de Ponte Branca (MT) que recepcionou a ida ao campo, ao Ruy Ojeda. Ao Prof. Wolf Uwe Reimold e ao Johann Preuß, por todo apoio durante o trabalho de campo e ao conhecimento disseminado. Johann pode ter certeza que tomaremos um guaraná ai em Berlin!

Nunca desistir de um sonho, esse trabalho é apenas uma semente da realização desse grande sonho. E assim, para toda minha vida agradeço a oportunidade de ter escolhido a Geologia como sonho.

Obrigado a todos.

Sumário

CAPÍTULO 1- INTRODUÇÃO	5
1. Objetivo	6
2. Etapas de Trabalho	7
3. Métodos de Análise das feições planares de deformação (PDF's).....	8
1. Platina Universal.....	8
2. Difração de Elétrons Retroespalhados (EBSD)	11
3. Catodoluminescência (CL)	16
4. Localização da área de estudo	19
CAPÍTULO 2 – CRATERAS DE IMPACTO	21
Feições de Deformação Planares (PDF's).....	26
CAPÍTULO 3 – Geologia da Área	29
1. Geologia Regional	30
Grupo Paraná.....	32
Grupo Tubarão.....	32
Grupo Passa Dois	33
CAPÍTULO 4 – Resultados	34
1. Geologia Local.....	34
Embasamento Cristalino	34
1. Granito	34
2. Filito.....	37
3. Brechas de impacto	38
2. Platina Universal.....	44
3. EBSD.....	47

4. Catodoluminescência (CL).....	52
CAPÍTULO 5 - Discussão.....	57
CAPÍTULO 6 – Conclusões	59
Bibliografia	61
ANEXO I	65
ANEXO II	66
ANEXO III	67

CAPÍTULO 1- INTRODUÇÃO

O presente trabalho é fruto da disciplina obrigatória “Trabalho de Conclusão de Curso” (GE-001), da grade curricular do curso de Geologia da Universidade Estadual de Campinas na modalidade Bacharel, cuja principal finalidade é a consolidação do aprendizado e do conhecimento adquirido durante o período de curso.

A área escolhida para estudo corresponde ao astroblema denominado Domo de Araguinha, localizado entre os municípios de Araguinha e Ponte Branca, no Estado do Mato Grosso. É o maior astroblema da América Latina com ~40 km de diâmetro, formado há 245 Ma, no limite Permiano – Triássico. Em seu núcleo central afloram rochas do embasamento cristalino da Bacia do Paraná expostas em resposta à deformação decorrente do choque. Essas rochas encontram-se justapostas a brechas de impacto e toda esta região do núcleo é circundada por zonas concêntricas de rochas sedimentares de seqüências paleozóicas da Bacia do Paraná.

Os registros do evento de impacto meteorítico incluem estruturas de choque diagnósticas registradas em escala macroscópica, como os *shatter cones*, e em escala microscópica, como as feições de deformação planares (PDF's), *ballen quartz* e as *feather features*.

A feição de deformação planar (PDF) é principalmente registrada em cristais de quartzo, podendo ocorrer em feldspatos, escapolitas, silimanita entre outros. Segundo French (2008), a formação de PDF's ocorre em um intervalo de pressão entre 10-30 GPa. Sendo assim, a identificação das direções dos planos cristalográficos (orientação dos pólos das PDF's em relação ao eixo óptico - eixo -c) pode fornecer estimativas dos valores da pressão de choque às quais as rochas deformadas pelo impacto foram submetidas.

O quartzo é um mineral relativamente estável com relação aos processos de alteração e metamorfismo, preservando assim as estruturas

internas. Além disso, por ser opticamente simples e uniaxial, facilita a análise simples e rápida das PDF's.

O método clássico de medida dos planos das PDF's faz uso da platina universal (U-Stage) acoplada a microscópio petrográfico ótico. Uma alternativa mais recente a esse método é a utilização do EBSD (Electron Backscatter Diffraction), um acessório do microscópio eletrônico de varredura (MEV). Esse método foi aplicado por Timms (2012) com sucesso na análise de micro estruturas de deformação (PDF's) em zircões lunares.

O surgimento de novas tecnologias na identificação e na análise de deformações por choque é um fator importante para a análise dos processos geológicos associados à formação de crateras. Como o método EBSD é bastante recente neste tipo de estudo, uma comparação dos resultados desse método com os obtidos em platina universal faz-se relevante para o avanço e a obtenção de novas informações para as crateras identificadas, como o Domo de Araguainha, e de outras que porventura venham a ser descobertas.

1. Objetivo

Esse trabalho tem como objetivo geral a comparação de distintos métodos de análises para descrições em PDF's encontradas nas rochas aflorantes do núcleo central do Domo de Araguainha. Os métodos utilizados consistem no uso da catodoluminescência (CL) com a finalidade de obter cores compostas de resposta para as PDF's e dois métodos experimentais para a determinação das orientações cristalográfica das PDF's: a platina universal e o EBSD. Será realizada uma comparação com os resultados obtidos por Engelhardt (1992) para os índices de Miller dos PDF's e por Hamer & Drury (2011) para as cores compostas da CL.

2. Etapas de Trabalho

Nesse tópico do trabalho são descritas as etapas do trabalho, assim como os materiais utilizados para a realização do mesmo. Esse trabalho foi dividido em três etapas principais.

A primeira etapa consistiu na revisão bibliográfica sobre a área de estudo e na coleta de amostras *in situ* durante um trabalho de campo realizado na região central do Domo de Araguainha durante o período de 8 a 16 de Julho de 2011.

A segunda etapa correspondeu aos seguintes trabalhos laboratoriais e descritivos:

- Preparação e confecção de um mapa de pontos de coleta de amostras, em escala 1: 50.000, a partir de uma imagem do sensor orbital ASTER e uma tabela dos pontos de campo (Anexo I e II);
- Confecção de seções delgadas e polidas e descrição petrográfica das amostras coletadas.
- Preparação das amostras para análise geoquímica
- Análise geoquímica por fluorescência de raios X (FRX) realizada no laboratório do Instituto de Geociências da Unicamp.
- Uso do Microscópio Eletrônico de Varredura (MEV) para a observação das microestruturas de choque em quartzo.

A terceira etapa consistiu no levantamento bibliográfico e análise dos PDF's do Domo de Araguainha utilizando:

- Catodoluminescência no Microscópio Eletrônico de Varredura (MEV) do Instituto de Geociências da Unicamp (IG – Unicamp) em seções polidas embutidas;

- Platina Universal de 4 eixos de Fedorov acoplada no microscópio petrográfico do Laboratório de Micro Termometria (Carl Zeiss JENAPOL) do Instituto de Geociências da Unicamp (IG – Unicamp).
- EBSD Oxford-HKL no Microscópio Eletrônico de Varredura da Universidade Federal de Ouro Preto (UFOP) em seções polidas embutidas.

Ao todo foram analisadas nove lâminas delgadas, dentre elas uma de filito, duas de granito e seis de brechas de impacto meteorítico. Em campo foram coletadas ao todo onze amostras, sendo duas de filito, duas de granito e sete de brechas de impacto. Um total de seis amostras tratadas, polidas e embutidas foram analisadas no EBSD-MEV e CL-MEV, sendo três de granito e três de brechas.

3. Métodos de Análise das feições planares de deformação (PDF's)

Neste tópico serão apresentados os três métodos empregados nesse trabalho. Serão descritos os procedimentos necessários para o desenvolvimento de cada método e as suas características principais de obtenção de dados.

1. Platina Universal

A platina universal foi desenvolvida por Fedorov em 1892 para a caracterização dos minerais pertencentes ao grupo dos feldspatos. Naquela época a classificação e a interpretação petrográficas estavam tornando-se cada vez mais importantes, e assim o reconhecimento dos minerais desse grupo tornou-se relevante por constituírem o maior grupo de minerais formadores de rocha (Kile, 2009). Além da aplicação para a distinção de

plagioclásios, a platina universal também é utilizada para identificação de minerais através das relações das orientações cristalográficas e direções de vibrações ópticas assim como, por exemplo, o ângulo óptico (2V) na distinção das espécies de solução sólida Faialita e Forsterita (Nesse, 2004); é usada na medida dos ângulos de extinção em minerais do grupo dos piroxênios e anfibólios, permitindo a identificação dos mesmos (Haff, 1941); também é utilizada na avaliação da história da orientação e da recristalização de deformação de rochas metamórficas determinando-se o eixo c em grão de quartzo (Fairbain, 1949). Nas últimas décadas a platina universal também tem sido utilizada para a determinação da relação entre a orientação cristalográfica e as PDF's produzidas por choque em quartzo.

O principal acessório da platina universal está relacionado aos eixos que permitem a observação em 3D da seção delgada, assim quantificando as características ópticas e geométricas (Voorn, 2010). Outro acessório é um hemisfério de vidro com o índice de refração aproximado aos minerais que vão ser analisados. Estes hemisférios apresentam os seguintes valores de índice de refração: 1.516, 1.554 e 1.649. Esses índices são relacionados, respectivamente, aos três maiores grupos de minerais formadores de rocha: K-feldspato, quartzo - plagioclásio e piroxênio - anfibólios. Como o objetivo deste estudo é a análise de PDFs nos grãos de quartzo, foi utilizado o hemisfério de vidro com índice de refração igual a 1.554 para a obtenção de dados.

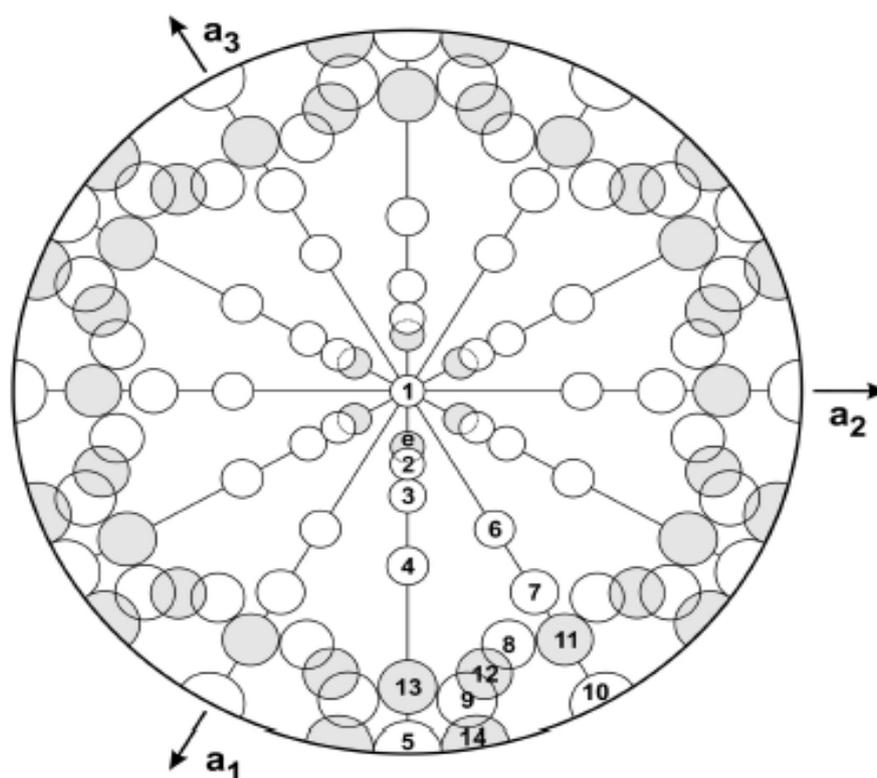
A determinação das orientações cristalográficas das PDF's com um microscópio óptico com a platina universal acoplada é realizada em quatro etapas principais: (1) determinação do eixo c do grão; (2) medida dos pólos perpendiculares aos planos dos PDFs visíveis do grão; (3) uso do diagrama de Wulff com os valores dos eixos ópticos (eixo-c) e dos pólos para todos planos de PDF; e (4) uso de um modelo de projeção estereográfica que exhibe as orientações comuns possíveis para os planos das PDF (e.g., Engelhardt e Bertsch 1969; Stöffler e Langenhorst 1994; Grieve et al. 1996; Langenhorst 2002). (Figura). Existem guias detalhados do uso da platina universal com intuito de obter as orientações, como o guia de French (2001) (Anexo III)

As orientações cristalográficas preferenciais das PDF's foi atualizada por Ferrière (2009) propondo os seguintes planos apresentados na Tabela 1 e Figura 1:

Tabela 1. Orientações Cristalográficas Típicas de PDFs em Quartzo (Ferrière, 2009).

Plano (#)	Símbolo	Índices Miller-Bravais {hkil}	Ângulo Polar* (°)
1	c	{0001}	0.00
2	ω, ω'	{1013}, {0113}	22.95
3	π, π'	{1012}, {0112}	32.42
4	r, z	{1011}, {0111}	51.79
5	m	{1010}	90.00
6	ξ	{1122}, {2112}	47.73
7	s	{1122}, {2111}	65.56
8	-	{2131}, {3211}, {3121}, {1231}	73.71
9	x	{5161}, {6511}, {6151}, {1561}	82.07
10	a	{1120}, {2110}	90.00
11	-	{2241}, {4221}	77.20
12	-	{3141}, {4311}, {4131}, {1341}	77.91
13	t	{4041}, {0441}	78.87
14	k	{5160}, {6150}	90.00
e	-	{1014}, {0114}	17.62

*Ângulo entre os pólos da PDF's e o eixo c do quartzo



Plane	Pole angle to c-axis				
1 {0001}	0.00°	6 {1122}	47.73°	11 {2241}	77.20°
2 {1013}	22.95°	7 {1121}	65.56°	12 {3141}	77.91°
3 {1012}	32.42°	8 {2131}	73.71°	13 {4041}	78.87°
4 {1011}	51.79°	9 {5161}	82.07°	14 {5160}	90.00°
5 {1010}	90.00°	10 {1120}	90.00°	e {1014}	17.62°

Figura 1. Novo modelo de projeção estereográfica baseado nas projeções comuns de grãos de quartzo com o eixo – c plotados ao centro. Cada círculo tem 5° de raio e indicam as posições comuns para as orientações cristalográficas das PDF's (Ferrière, 2009).

Para a compreensão da qualidade dos dados obtidos, são montados histogramas de frequência dos ângulos entre o eixo – c e os pólos das PDF's com a informação do número de grãos e o número de conjuntos de PDF encontrados.

2. Difração de Elétrons Retroespalhados (EBSD)

O princípio da técnica EBSD consiste na indexação dos padrões de difração gerados pelos retículos cristalinos dos materiais. O EBSD começou a ser utilizado no MEV a partir da década de 1970, permitindo medições de

orientações cristalográficas individuais de grãos. Nos anos 90, essas aplicações tornaram-se comercialmente disponíveis, sendo usadas em laboratórios de metalurgia e ciências de materiais. O EBSD surgiu como uma alternativa às análises de texturas via raios-X, pois não era afetado por efeitos de desfocalização ou inconsistência dos dados. Além disso, apresenta alta resolução espacial conseguindo representar texturas e contornos de grão visualmente e quantitativamente mapas de orientação (Álvares, 2011).

A técnica do EBSD-MEV fornece informações microestruturais cristalográficas quantitativas dos minerais além de fornecer também outras propriedades como tamanho e orientação. Dessa maneira, a técnica visa adquirir e analisar os Padrões de Kikuchi característicos do retículo cristalino de um material. Para isso, deve-se posicionar a amostra numa superfície inclinada em um ângulo de 70° com o eixo X do microscópio (Figura 2). A interação do feixe de elétrons em uma amostra cristalina gera emissão de elétrons retroespalhados. Assim, devido ao ângulo de inclinação da amostra, ocorre uma intensificação da emissão dos elétrons gerando dessa maneira os cones de difração dos elétrons e a interceptação deles por uma tela de fósforo. As linhas características formadas são denominadas linhas de Kikuchi e determinam os planos cristalográficos da amostra.

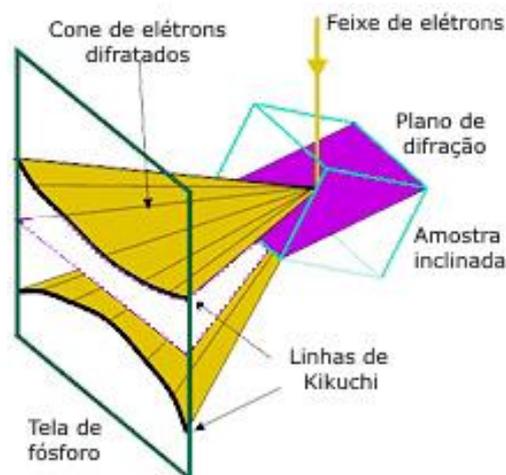


Figura 2. Desenho esquemático da formação de cones de elétrons difratados no EBSD-MEV (Tschiptschin, 2002)

A análise das linhas de Kikuchi, ou padrões, é feita por um programa de computador que correlaciona as linhas obtidas com padrões estabelecidos. Assim, por meio da transformada de Hough (método padrão para a detecção das formas que são facilmente parametrizadas, por exemplo, linhas, em imagens digitalizadas), uma banda do padrão de difração (imagem original) é convertida para intensidade de um pico por parametrização dessa banda (Figura 3 e 4). Logo um ponto de coordenadas (θ, ρ) no espaço de Hough, $\rho(\theta) = x_i \cos\theta + y_i \sin\theta$, representa uma banda que faz um ângulo θ e está a uma distância ρ do centro da imagem original.

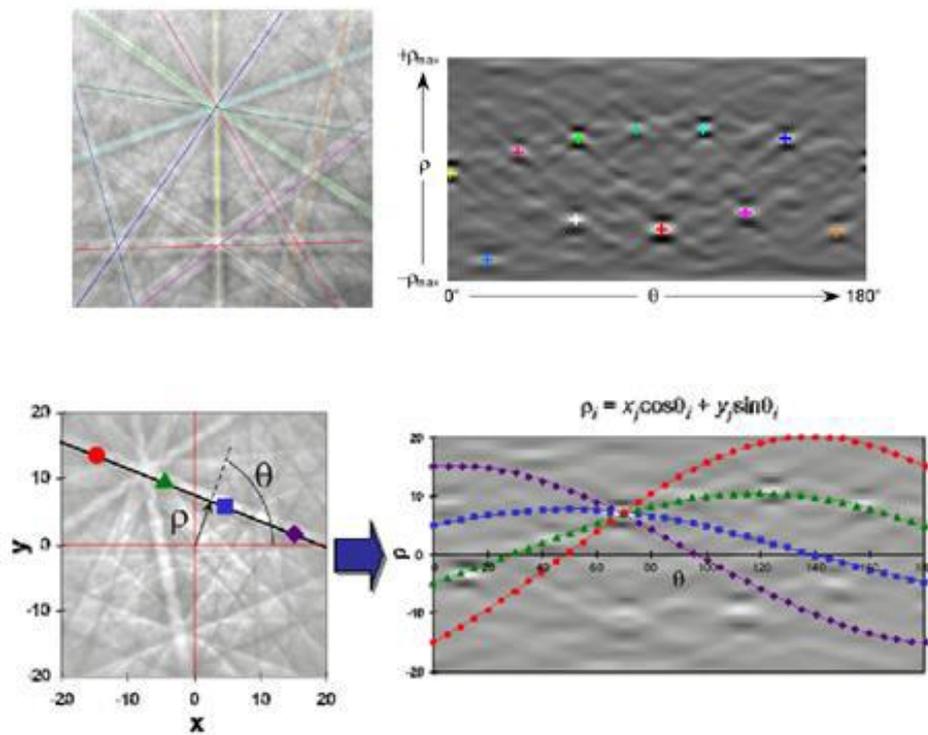


Figura 3. Padrão de difração de elétrons (EBSP) e as linhas de Kikuchi no espaço de Hough com a transformada de Hough aplicada em uma única banda. (Álvares, 2011).



Figura 4. Mapeamento de quartzo com PDF decorado no EBSD-MEV. As linhas de Kikuchi são exibidas no monitor da direita.

Os valores de intensidade das bandas da Kikuchi são convertidos em valores de intensidade dos picos no espaço de Hough pela Transformada de Hough. Em cada padrão de difração de elétrons retroespalhados (EBSP) capturado existem várias raias. Assim, a Transformada de Hough gera vários picos no espaço apropriado, cada um posicionado e contendo um valor de intensidade característico de cada raia. No entanto, cada EBSP corresponde a um único ponto (pixel) no *grid* de varredura da imagem; logo, o valor da intensidade de cada padrão de difração, ou de *Band Contrast (BC)*, que posteriormente será usado para formar os mapas de orientação e bandas de contraste, corresponde à média de todos aqueles encontrados (Álvares, *op cit*).

Entretanto, fatores qualitativos superficiais da amostra ou erros na preparação da amostra para o EBSD podem afetar os resultados e os valores obtidos na exposição e captura dos padrões do EBSP.

Timms et al (2012) apresentam o uso do EBSD para o mapeamento de zircões lunares. Os zircões são idênticos ao quartzo em relação à preservação

de microestruturas de deformação por choque, no caso PDF's. O mapeamento por EBSD revelou bandas de contraste menores e de dimensões inferiores a 5 μm , sendo caracterizadas como PDF's. Assim, foi possível medir as orientações cristalográficas das PDF's nos zircões com o auxílio da platina universal e da catodoluminescência. A realização do EBSD nos grãos de quartzo de Araguinha busca um resultado relacionado aos obtidos por Timms (2012), porém sem o auxílio da platina universal e catodoluminescência.

Embora o EBSD apresente inúmeras facilidades ele é extremamente dependente da qualidade da amostra. A preparação da amostra consiste em vários passos, tendo como propósito principal a produção de superfícies polidas planas e sem arranhões, manchas ou imperfeições, que revelem a real microestrutura do material. As etapas de preparação são: (i) corte (amostragem do material, ajuste dimensional e exposição de superfície em estudo) realizada em cortadeiras de baixa rotação com discos diamantados; (ii) embutimento (facilidade de preparação e manuseio) com resinas *thermoplastic*, as quais apresentam boa resistência a abrasão e não conduzem corrente elétrica; (iii) desbaste (planificação da superfície da amostra, redução dos danos causados pelo corte) com lixas de carbetto de silício; (iv) polimento mecânico (redução da profundidade e quantidade de riscos) com o uso de poletrizes automáticas para a remoção de riscos. (v) polimento químico-mecânico (reação química entre material-abrasivo) que emprega abrasivos submetendo a amostra a reações químicas em pH básico, que resulta numa nova superfície livre de tensões e riscos provocadas pelas etapas anteriores (Álvares, 2011).

A análise de EBSD-MEV foi realizada no microscópio eletrônico de varredura JEOL JSM 5510 acoplado com o detector NordlysS (Oxford-HKL). A aquisição dos dados é realizada pelo pacote Channel 5 (Oxford-HKL) que fornece os programas para o tratamento dos dados (exposição, análise, indexação e captura).

3. Catodoluminescência (CL)

Quando um feixe de elétrons bombardeia a superfície de alguns materiais naturais, e estes emitem radiação no espectro visível, ocorre o fenômeno de catodoluminescência. Sua aplicação iniciou-se na década de 1960 como uma ferramenta de investigação petrográfica no estudo de diversos minerais. A obtenção de imagens de catodoluminescência pode ser feita tanto no microscópio petrográfico quanto no microscópio eletrônico de varredura (MEV) (Figura 5), sendo que no segundo há algumas vantagens, como por exemplo, a possibilidade de aplicação de maiores aumentos para a análise da amostra (Götze,2000).



Figura 5. Equipamento de MEV equipada com o detector de CL. Imagem retirada de <http://www.geo.unimib.it/SROS/beijing.html>.

O processo básico da catodoluminescência envolve a excitação dos elétrons para um estágio de maior energia. Essa energia é produzida por fontes externas como raios-X, fótons ou elétrons. O elétron permanece excitado por pouco tempo e retorna ao seu nível energético inferior liberando uma carga de fótons (energia) no processo. Essa energia liberada é diferente para cada elemento. No caso específico de análises em minerais tem como resultado uma resposta composta das moléculas do cristal.

Segundo Götze (2000), a catodoluminescência é um excelente método para observações complementares àquelas obtidas em microscópios petrográficos e a sua aplicação em mineralogia inclui: identificação de minerais e sua distribuição em rochas; estrutura real e a química dos cristais; propriedades típicas (cores de CL, características espectrais, comportamento de luminescência); características microestruturais das rochas; reconstituição de processos da formação mineral, alteração e diagênese.

Os sinais energéticos de resposta emitem radiação na luz visível. Um grão de quartzo não deformado, por exemplo, pode apresentar variações na cor na CL como vermelho, azul, violeta, cinza e marrom. A principal característica das cores na CL depende das diferenças presentes nas redes cristalinas dos minerais, como impurezas (Marshall, 1988).

Hamers e Drury (2011) aplicam o método da CL em dois grupos de grãos de quartzo com microestruturas. Um grupo apresenta quartzo com lamelas de deformação tectônica e o outro apresenta as PDF's. As lamelas de deformação tectônica apresentaram uma baixa definição, levemente onduladas com variação de espessura e as cores na CL variando entre azul e vermelha. Já as PDF's têm estruturas finas, linhas retilíneas com composição vermelha ou não luminescente nas imagens de CL (Figura 6).

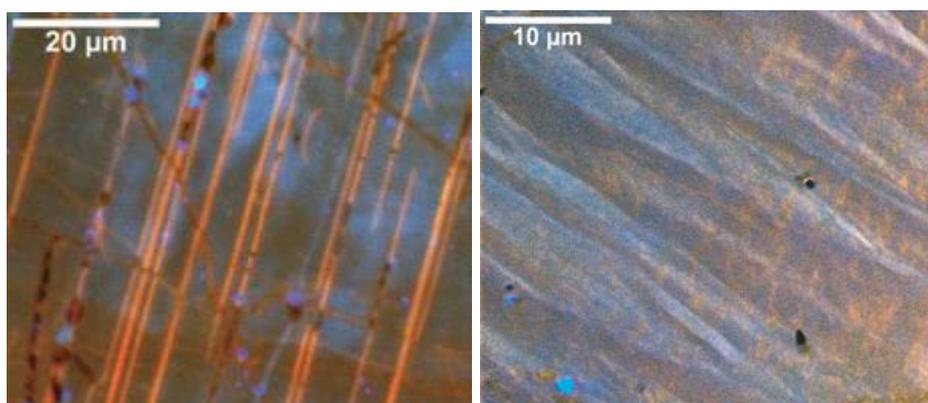


Figura 6. Uso da CL em microestruturas de quartzo. A primeira imagem é referente aos PDF's do Domo de *Vredefort*, apresentando sinais de resposta com composição em cor vermelha; A segunda imagem é referente à lamela de deformação tectônica de *Flinders Ranges*, realçando a ondulação da estrutura e a maior espessura (Hammers e Drudy, 2011).

A preparação das amostras para o CL-MEV consiste na confecção de lâminas delgadas sem lamínula ou de fragmentos de rochas embutidos e polidos. Nesse trabalho a CL foi realizada em fragmentos de rochas. O processo de limpeza consiste na utilização de um pincel removendo materiais desagregados. A etapa seguinte consiste na metalização das amostras.

Se a amostra é condutora o processo de varredura e geração de imagem no MEV ocorre sem problemas. Entretanto, se a amostra não é condutora, um excesso de carga se acumula em determinadas regiões prejudicando a aquisição das imagens. Para evitar esse inconveniente, uma fina camada de elemento condutor é depositada na superfície das amostras de modo que os elétrons possam ser conduzidos através de sua superfície para o aterramento. Esse procedimento é denominado metalização e pode ser feito com carbono (C) ou ouro (Au) conforme os elementos de interesse a serem avaliados durante as análises.

Em ambos os casos, a cobertura condutora pode ser removida através de polimento para posterior utilização destas mesmas amostras em outros procedimentos. No caso de fragmentos de rocha e grãos de minerais a limpeza das amostras é mais difícil (Tonetto, 2011). Para as amostras desse trabalho a metalização foi realizada com filamentos de carbono (C) a vácuo no metalizador Q150T (Quorum Technologies).

Para este procedimento foi utilizado o microscópio de varredura eletrônica (MEV) LEO 430i (Zeiss Company) acoplado com o detector de catodoluminescência (CL) GATAN Chroma CL.

4. Localização da área de estudo

O centro do núcleo do Domo de Araguainha está localizado nas coordenadas 16° 47'S e 52° 59'W (288614 E / 8142104 N UTM), entre os municípios mato-grossenses de Ponte Branca e Araguainha. A estrutura é cortada pelo Rio Araguaia, que separa a estrutura em duas partes localizadas, respectivamente, nos estados de Mato Grosso e Goiás (Figura 7).



Figura 7. Mapa do Brasil com a localização do Domo de Araguainha (MT) destacada no retângulo vermelho. (Fonte: <http://www.mapas-brasil.net/index.htm>)

O acesso ao Domo pode ser realizado a partir de Goiânia/GO pela BR-070 até a cidade de Barra do Garças/MT e, utilizando a MT-100, até a cidade de Ponte Branca/MT ou Araguainha/MT. A partir de Cuiabá/MT utilizando-se a

BR-070 segue até a cidade de Barra do Garças/MT acessando a MT-100, ou pela BR-364 até a altura do município de Alto Araguaia segue-se pela MT-100 (Figura 8). A MT-100 é uma estrada não pavimentada que cruza o núcleo central do astroblema ligando os municípios de Ponte Branca e Araguaína.

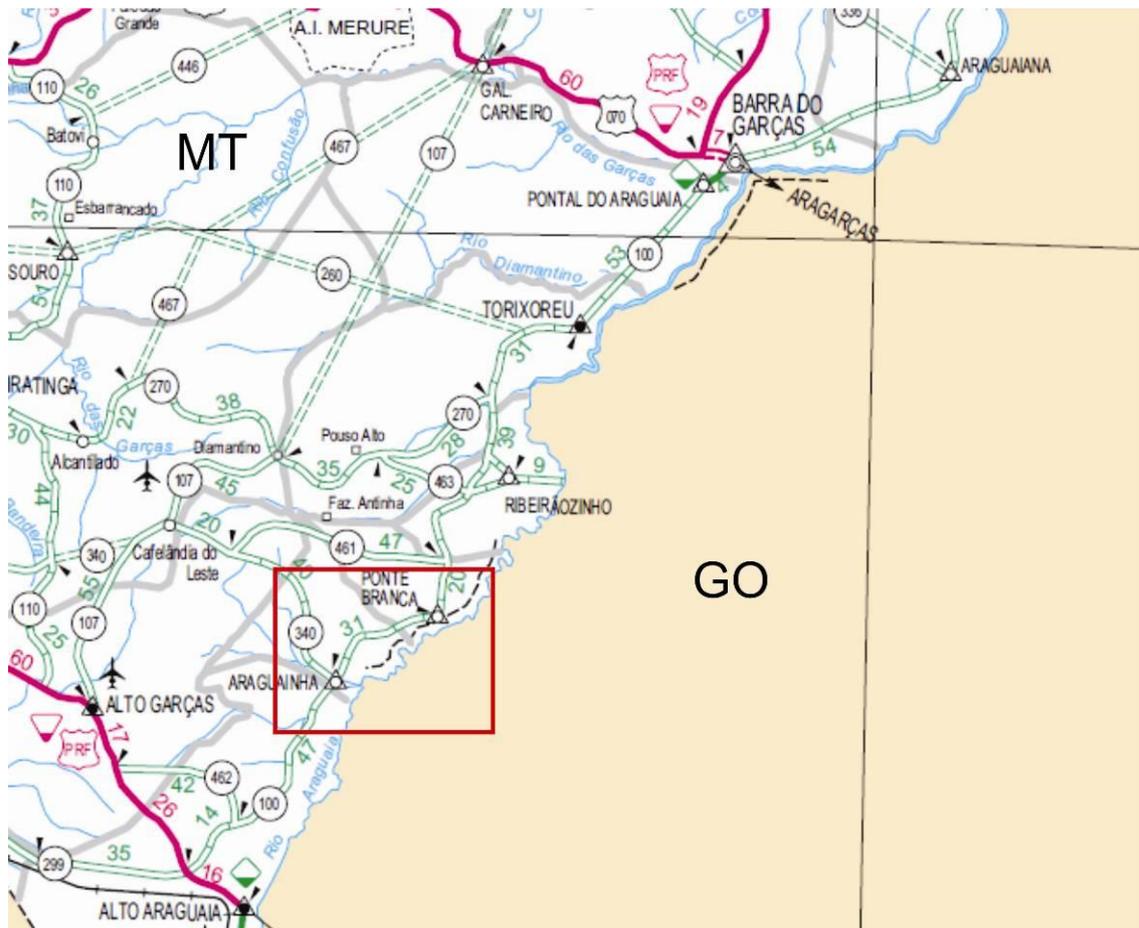


Figura 8. Mapa Rodoviário do Estado do Mato Grosso com a Localização da MT-100 sobre a área do núcleo central do Domo localizado entre as localidades de Araguaína e Ponte Branca. (<http://www.mapas-brasil.net/mapas-pdf/mato-grosso.pdf>)

CAPÍTULO 2 – CRATERAS DE IMPACTO

Os corpos celestes sempre despertaram a curiosidade dos homens. Desde a antiguidade os povos dedicavam seu tempo aos estudos dos fenômenos celestiais observando as estrelas e os eventos cósmicos. O progresso desses estudos é notável até os dias atuais com o avanço das ciências planetárias e das tecnologias de observação contribuindo para as áreas da Astronomia e da Geologia Planetária.

As crateras de impacto possuem importância fundamental para a compreensão e para a análise da evolução de corpos planetários. Em nosso planeta, a compreensão do processo de formação, bem como da frequência de ocorrência dos fenômenos de impacto ao longo do tempo geológico, são atualmente considerados essenciais para o entendimento da evolução do planeta e das formas de vida ao longo do tempo geológico (Chapman, 2004; French, 2004).

As estruturas de impacto, ou crateras de impacto, são formadas pela colisão de corpos celestes (meteoritos/asteróides/cometas) contra superfícies planetárias em hipervelocidades da ordem de 11-15 km/s. A energia liberada em decorrência dessas colisões, assim como o tempo em que ela ocorre, é notadamente diferente dos associados a fenômenos geológicos endógenos, como terremotos ou erupções vulcânicas. Como a velocidade no momento do impacto é muito alta, a energia cinética também é elevada, as rochas submetidas a tal processo sofrem deformações intensas e permanentes.

São descritas duas morfologias básicas de crateras de impacto: as simples e as complexas.

As crateras do tipo simples são depressões em formas côncavas, ou forma de bacia, com até ~4 km de diâmetro, associados a corpos meteoríticos de dimensões menores. Após o contato do bólido com a superfície, a estrutura se modifica sendo então imediatamente preenchida por uma mistura de um material ejetado que retorna ao interior da cratera (*fallback ejecta*) e material oriundo do colapso das bordas em direção à porção central. Essa unidade é

denominada por French (1998) como lentes de brecha, relacionada à mistura de fragmentos de rochas impactadas e não impactadas juntamente com fragmentos ou lentes de material de impacto fundido (*impact melt*). As crateras simples têm profundidade aparente de aproximadamente 1/3 de seu diâmetro total (Figura 9). Um exemplo clássico de cratera do tipo simples é a *Barringer Meteor Crater* do Arizona (EUA).

As crateras do tipo complexas são caracterizadas por uma região soerguida no centro da estrutura denominada de núcleo soerguido; por uma depressão anelar que circunda essa região; por uma zona marginal de colapso de blocos e uma região composta por uma borda soerguida em relação às demais áreas da cratera. As elevações são em geral formadas pela dissipação da energia do impacto por descompressão somado ao colapso do material das bordas em direção ao centro da estrutura.. Este tipo de cratera se forma, nas condições gravitacionais da Terra, com diâmetro acima de 4 km podendo apresentar mais do que um anel, ou borda, circular em sua forma (Figura 10). Um exemplo de cratera tipo complexa é a cratera de Chicxulub localizada em Yucatan (México) com aproximadamente 150 km de diâmetro e estimada em 240 km na colisão (Earth Impact Database, 2012).

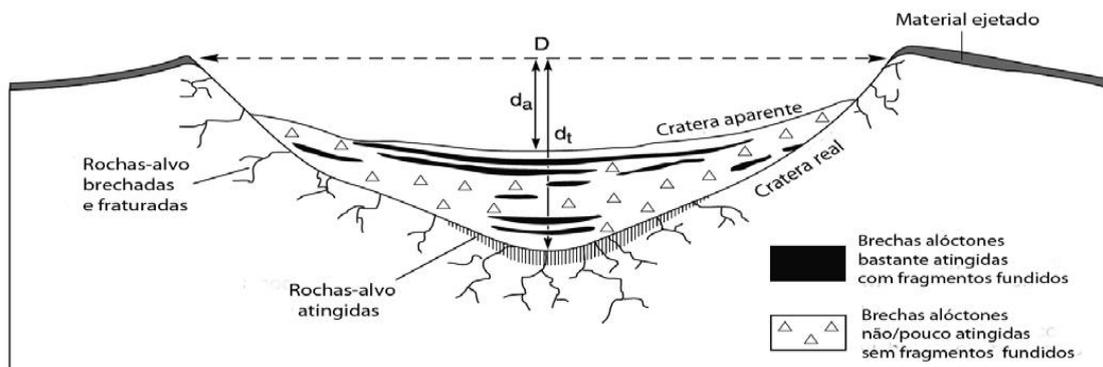


Figura 9. Esquema da estrutura de uma cratera de impacto simples. Modificado de French (1998).

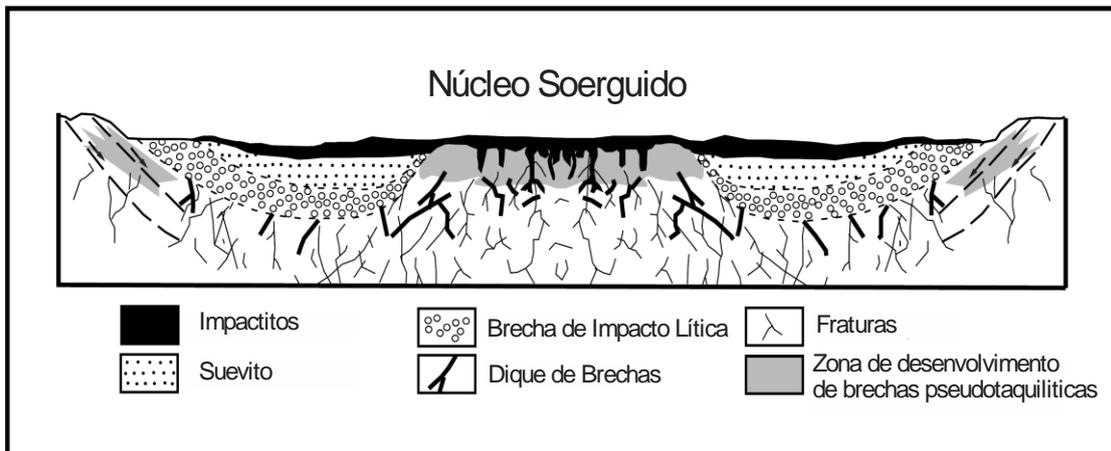


Figura 10. Esquema da estrutura de uma cratera de impacto complexa. Modificado de Reimold & Gibson (2005).

Atualmente 182 estruturas de impacto são reconhecidas. Destas, a maioria localiza-se na América do Norte, Europa e Austrália, visto o maior investimento na pesquisa e desenvolvimento de estudos nas áreas de sensoriamento remoto, geofísica e levantamentos geológicos regionais e detalhados. No Brasil são reconhecidas até o momento seis estruturas, todas localizadas, em bacias sedimentares datadas do Fanerozóico. São elas: Domo de Araguinha/ MT (Crósta et al, 1981), Domo de Vargeão/SC (Crósta, 1987; Kazzuo-Vieira et al., 2009); Serra da Cangalha/TO, Riachão/MA (McHone, 1986); Vista Alegre/PR (Crósta et al., 2010a), e Cerro Jarau/RS (Crósta et al., 2010b) (Figura 11).

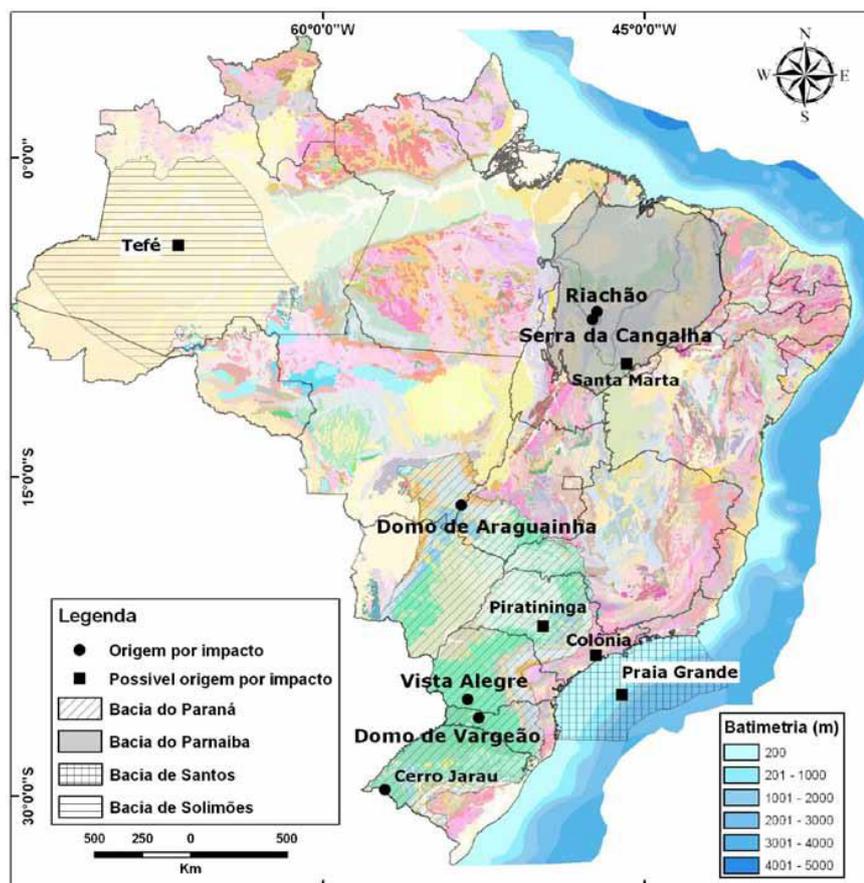


Figura 11. Distribuição das crateras de impacto meteorítico no Brasil.

(Crósta, 2012)

A identificação das crateras de impacto envolve o reconhecimento de características petrográficas e de deformação únicas, decorrentes dos efeitos produzidos pelas ondas de choque liberadas pelo impacto. O processo responsável por essas transformações de caráter permanente nas rochas é denominado “metamorfismo de choque”, que afeta tanto rochas como minerais. Os efeitos de metamorfismo de choque são provocados pelas altíssimas condições de pressão e temperatura, e pela deformação imposta pela passagem das ondas de choque. Como a ocorrência de fragmentos de meteorito ao redor das crateras de impacto é bastante rara e restrita a crateras jovens, o reconhecimento e caracterização das feições de metamorfismo de choque são importantes na identificação e no estudo das crateras meteoríticas. Dentre as principais feições de metamorfismo de choque encontram-se os *shatter cones*, ou cones de estilhaçamento (uma feição macroscópicas em forma de fraturas cônicas estriadas) (Figura 12) e as PDF's

formadas em minerais tais como quartzo e feldspato (uma feição microscópica) (Figura 13).



Figura 12. Cone de estilhaçamento (*shatter cones*) em arenito da Fm. Furnas. Domo de Araguinha (MT).

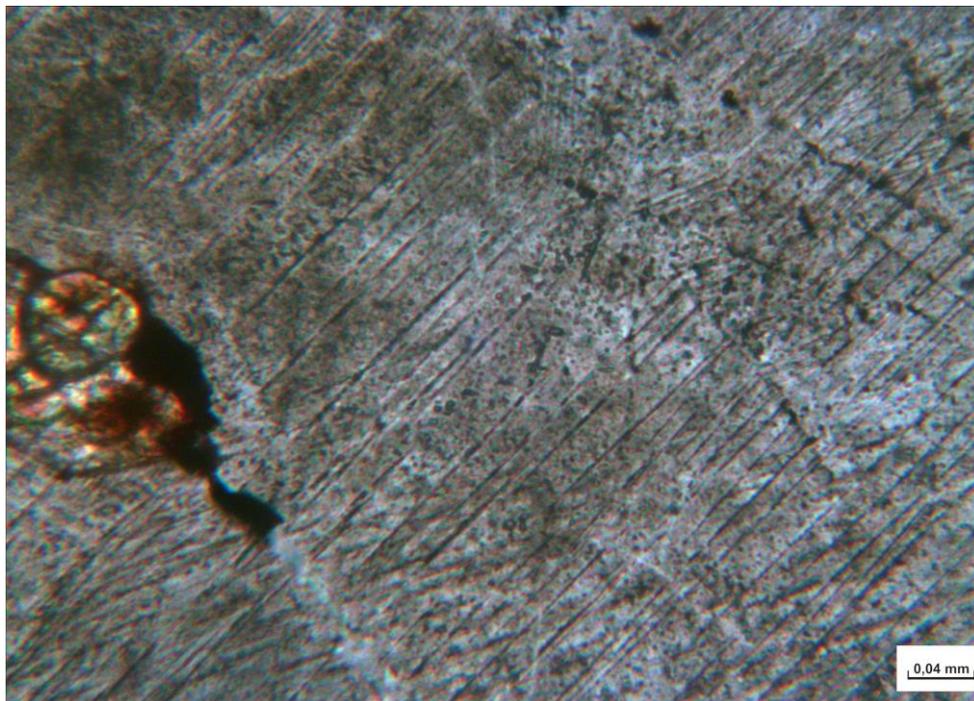


Figura 13. Feições de deformação planares de (PDF's) em quartzo do Domo de Araguinha.

Feições de Deformação Planares (PDF's)

Um dos tipos mais comuns de deformação associado ao metamorfismo de choque são as microestruturas planares formadas em cristais minerais. Elas incluem as fraturas planares (PF's) e as feições de deformação planares (PDF's). As PF's são conjuntos de múltiplas fraturas planares as quais desenvolveram em condições de baixas pressões de ondas de choque, entorno de 5 – 8 GPa, apresentam espessura de 5-10 μm e um espaçamento de 15-20 μm . Não são indicadores unicamente confiáveis para caracterizar um evento de impacto, pois as estruturas similares podem ser produzidas por processos endógenos de deformação (French, 1998).

As PDF's foram primeiramente descritas por McIntyre (1962) em grãos de quartzo da estrutura de Clear Water Lake (Canadá), e posteriormente descritas por vários autores (Goltrant, 1992, e autores citados) como microestruturas retilíneas, finas e contínuas derivadas do processo de metamorfismo de choque. São formadas no intervalo de pressão entre 5 – 45 GPa e são extremamente abundantes em rochas cristalinas e em minerais formadores de rochas como quartzo, feldspato, olivina e zircão.

O quartzo é o mineral índice mais estudado e aceito para identificar o fenômeno de impacto na Terra (Langerhorst e Deusth, 1994). Além de ser um mineral abundante na crosta terrestre, ele apresenta características ópticas simples de fácil observação. Além de servir como um geo-barômetro, que responde muito bem a pressões muito altas como, por exemplo, suas fases polimorfos como coesita e estishovita, o quartzo também responde muito bem ao desenvolvimento das PDF's (Figura 14).

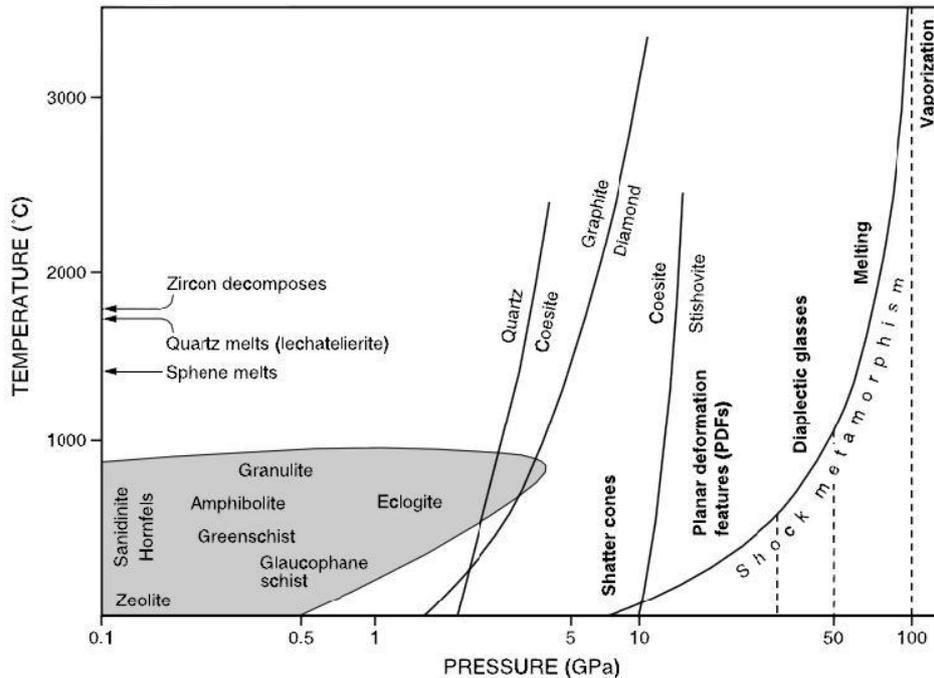


Figura 14. Gráfico de Pressão vs Temperatura das condições de metamorfismo de choque (note que o eixo x que representa a pressão está em escala logarítmica). (French, 1998)

As PDF's são planos paralelos equi-espaçados entre 2–10 μm . Engelhardt e Bertsch (1969) classificam as PDF'S em quatro grupos: (a) PDF's não decorados (lamelas extremamente finas), (b) PDF's decorados (lamelas alinhadas ou substituídas por pequenas bolhas esféricas ou elípticas, podendo ser inclusões fluidas) (Figura 15), (c) lamelas homogêneas (lamelas espessas) e (d) PDF's preenchidos (quando as lamelas estão preenchidas por cristais de granulometria muito fina). Os tipos (a) e (b) são os mais comuns. (Montanari e Koeberl, 2000).

As PDF's ocorrem em planos correspondentes a orientações cristalográficas específicas. Frequentemente ocorre a presença de mais de uma orientação cristalográfica por grão. No quartzo as PDF's desenvolvem principalmente nas orientações (0001) ou c (basal), $\{10\bar{1}3\}$ ou ω , e $\{10\bar{1}2\}$ ou π . As freqüências das orientações cristalográficas das PDF's são comumente utilizadas para a calibração de regimes de pressão relacionado ao impacto, como na Tabela 2 de Stöffer e Langenhorst (1994), modificada por Montanari e Koeberl (2000).

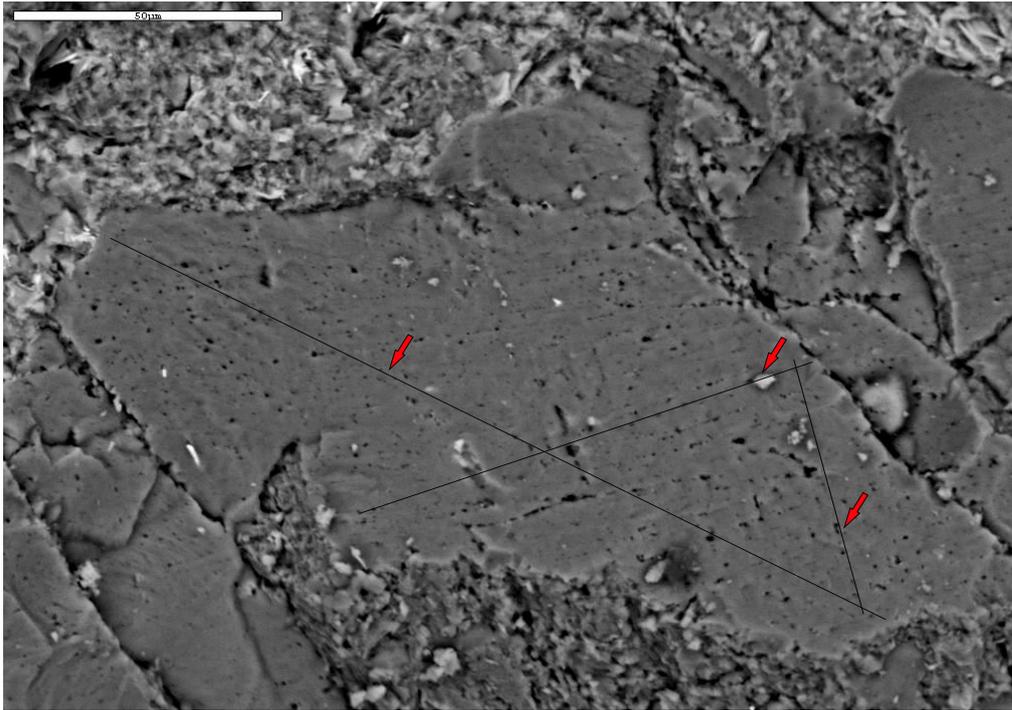


Figura 15. Imagem de MEV de quartzo com três direções cristalográficas de PDF's decorados. Escala 50 um.

Tabela 2. Relação entre orientação cristalográfica e o estágio de pressão de choque nas microestruturas planares em quartzo.

Shock stage	Main orientations	Additional orientations	Optical properties
1. Very weakly shocked	PFs: (0001)	PFs: rarely $\{10\bar{1}1\}$	normal
2. Weakly shocked	PDFs: $\{10\bar{1}3\}$	PFs: $\{10\bar{1}1\}$, (0001) PDFs: rare	normal
3. Moderately shocked	PDFs: $\{10\bar{1}3\}$	PFs: $\{10\bar{1}1\}$, (0001) rare PDFs: $\{11\bar{2}2\}$, $\{11\bar{2}1\}$, (0001), $\{10\bar{1}0\}$ + $\{11\bar{2}1\}$, $\{10\bar{1}1\}$, $\{21\bar{3}1\}$, $\{51\bar{6}1\}$	normal or slightly reduced refractive indices
4. Strongly shocked	PDFs: $\{10\bar{1}2\}$ $\{10\bar{1}3\}$	PFs: rare or absent PDFs: $\{11\bar{2}2\}$, $\{11\bar{2}1\}$, (0001), $\{10\bar{1}0\}$ + $\{11\bar{2}1\}$, $\{10\bar{1}1\}$, $\{21\bar{3}1\}$, $\{51\bar{6}1\}$	reduced refractive indices 1.546–1.48
5. Very strongly shocked	PDFs: $\{10\bar{1}2\}$ $\{10\bar{1}3\}$	None	reduced refractive indices (<1.48)

PFs: planar fractures; PDFs: planar deformation features; after Stöffler and Langenhorst (1994).

CAPÍTULO 3 – Geologia da Área

Neste capítulo é apresentada a geologia do Domo de Araguainha (Figura 16). É feita a descrição do contexto regional que abrange a Bacia do Paraná.

GEOPARQUE ASTROBLEMA DE ARAGUAINHA - PONTE BRANCA - GO/MT
Mapa Geológico sobre Relevo Sombreado (SRTM 90m)

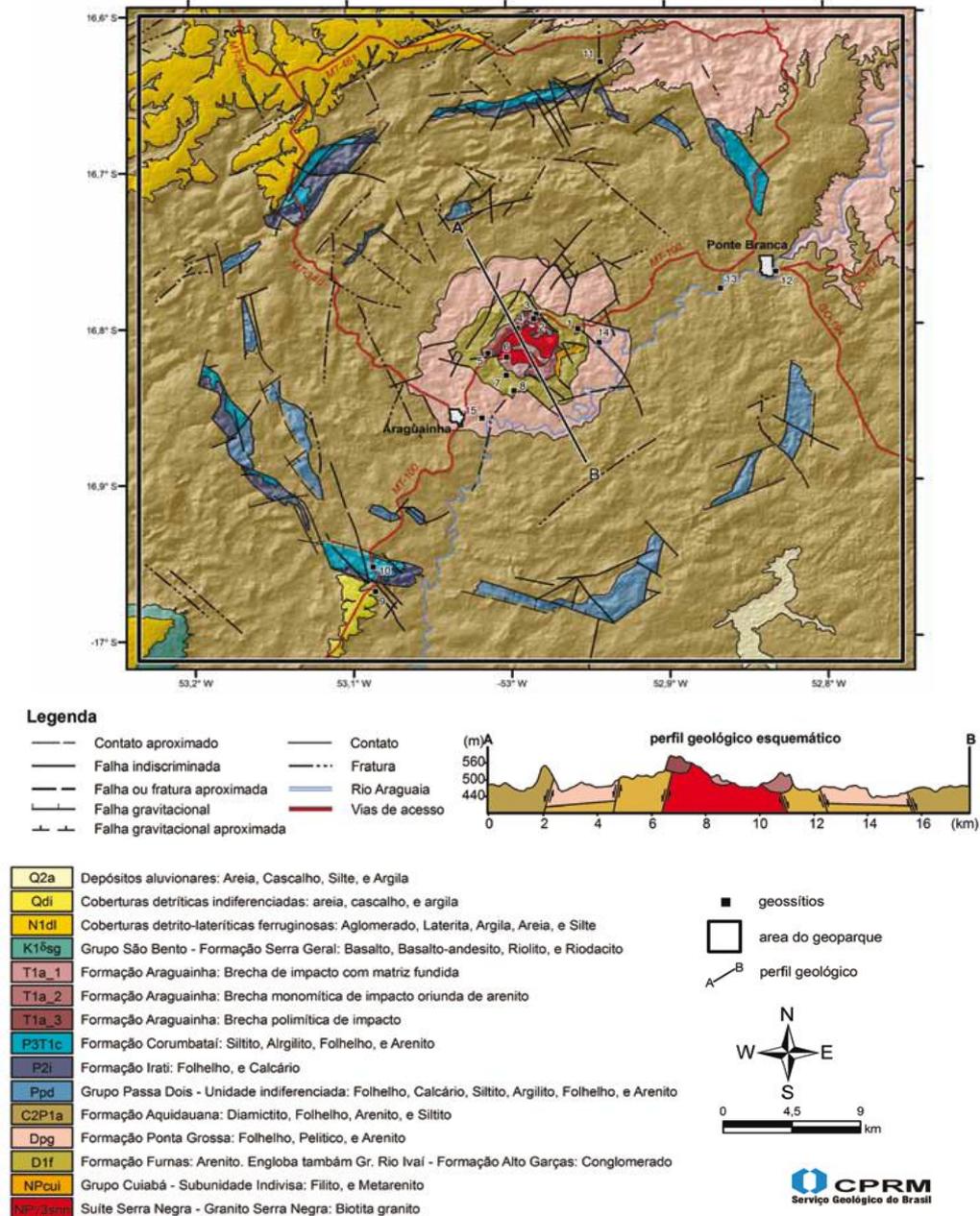


Figura 16. Mapa geológico da estrutura de impacto do Domo de Araguainha (Thomé Filho et al. 2010).

1. Geologia Regional

O astroblema de Araguainha foi formado em rochas sedimentares, ígneas e metamórficas do embasamento cristalino Bacia do Paraná. As rochas do embasamento são correlacionáveis às rochas das faixas tectônicas aflorantes em áreas adjacentes: a Faixa Paraguai, localizada a N e NE, e a Faixa Brasília, localizada a E da área de estudo.

A Bacia do Paraná é uma bacia do tipo intracratônica ou sinéclise, localizada no centro leste do Continente Sul-Americano, ocupando territórios de quatro países (Argentina, Brasil, Paraguai e Uruguai), com uma área de aproximadamente 1,5 milhões de quilômetros quadrados. Sua porção mais alongada está no sentido NNE-SSW. Ela evoluiu sobre a Plataforma Sul-Americana e teve início de deposição durante o intervalo Neo-Ordoviciano (450 Ma) até o final do Cretáceo (66 Ma) (Figura 17).

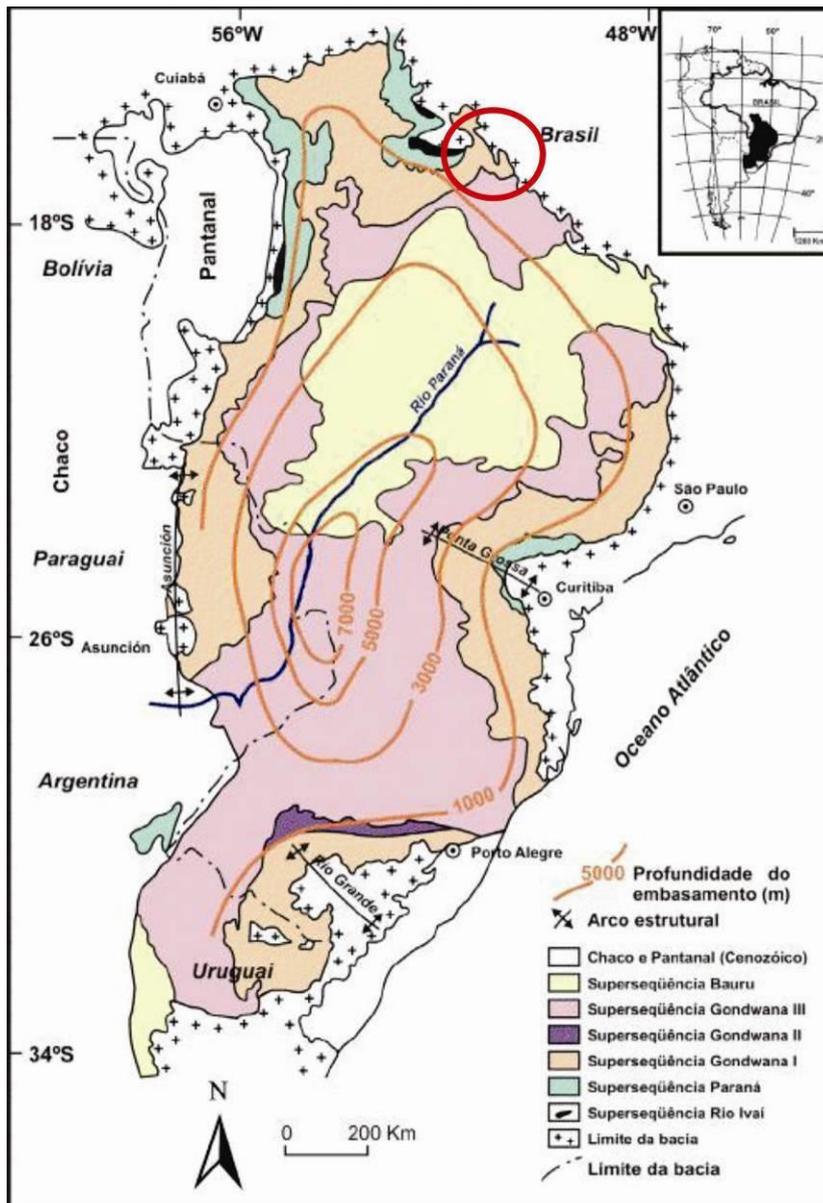


Figura 17. Mapa geológico da porção brasileira da Bacia do Paraná, com o contorno estrutural (profundidade) do embasamento cristalino. Área de estudo representada pela elipse vermelha. (Milani, 2007).

A Bacia do Paraná tem sua evolução relacionada à estabilização e resfriamento da Plataforma Sul-Americana, inserida do supercontinente Gondwana, ao final do Ciclo Brasileiro. As condições orogenéticas na borda oeste do Gondwana são relacionadas à geração de espaço deposicional na área intra cratonica. A sobrecarga tectônica gerou uma flexura litosférica na calha de antepaís sendo o mecanismo de subsidência durante a evolução da Bacia do Paraná.

O pacote sedimentar da Bacia do Paraná compreende uma espessura máxima de aproximadamente 7.000 metros. Milani (1997) formalizou a Bacia do Paraná em seis supersequências, definidas por pacotes sedimentares com intervalos de dezenas de milhões de anos e envolvidos por discordâncias inter-regionais. As supersequências são: Rio Ivaí (Ordoviciano - Siluriano); Paraná (Devoniano); Gondwana I (Carbonífero – Eotriássico); Gondwana II (Mesotriássico – Neotriássico); Gondwana III (Neojurássico – Eocretáceo) e Bauru (Neocretáceo).

Grupo Paraná

Na região do Domo de Araguainha, o Grupo Paraná é constituído pelas Formações Furnas e Ponta Grossa que se dispõem de forma concêntrica ao redor do núcleo soerguido.

A Formação Furnas é composta por uma sucessão de arenitos quartzosos brancos, médios a grossos, caulínicos e exibindo estratificações cruzadas. Na base, são freqüentes leitos de conglomerados. A parte intermediária da sequência é composta por arenitos médios intercalados com níveis de siltito e de folhelhos muscovíticos. No topo, apresenta arenitos médios a grossos, com a presença de camadas de arenitos finos com estratificação do tipo *hummocky* (Milani *op cit*).

A Formação Ponta Grossa é representada principalmente por folhelhos. Na base, esses folhelhos contêm lentes de arenito fino e estratificações de retrabalhamento de ondas. Em seguida, apresenta-se como um folhelho preto laminado, carbonoso, com potencial de hidrocarbonetos. O Membro Tibagi corresponde à porção intermediária dessa formação, composto por siltitos arenosos. No topo, o membro São Domingos, dominados por pelitos (Milani, *op cit*).

Grupo Tubarão

As rochas sedimentares do Grupo Tubarão presentes no Domo são representadas pela Formação Aquidauana.

A Formação Aquidauana é caracterizada por rochas de depósitos glaciogênicos compostos de diamictitos maciços ou estratificados, arenitos finos a grossos, com lentes conglomeráticas e intercalações de siltitos e folhelhos. Contêm ainda ritmitos, chamados de varvitos, relacionados à deposição sazonal em lagos periglaciais (Milani, *op cit*).

Grupo Passa Dois

As rochas sedimentares do Grupo Passa Dois presentes no Domo são constituídas pela Formação Irati e pela Formação Corumbataí, localizadas concentricamente nas bordas.

A Formação Irati é composta por sedimentos marinhos distribuídos por folhelhos betuminosos (Membro Assistência) e siltitos cinzas com conglomerados basais com laminação plano-paralelas (Membro Taquaral) (Sánchez, 2006).

A Formação Corumbataí é composta pela alternância de arenitos finos, siltitos, argilitos e folhelos com níveis de chert e, raramente, lentes de calcário ou concreções calcárias esferoidais (Sánchez, *op cit*).

CAPÍTULO 4 – Resultados

Neste capítulo será apresentada a descrição local dos litotipos descritos durante a etapa de campo e os resultados obtidos das três técnicas de análises aplicadas na análise das feições de deformação planar (PDF's) do astroblema de Araguainha.

1. Geologia Local

Neste tópico serão caracterizadas as unidades litológicas identificadas na área de estudo e cartografadas no mapa de pontos 1: 50.000 (Anexo I). Essas unidades correspondem às rochas do embasamento cristalino da Bacia do Paraná que afloram no núcleo soerguido do Domo de Araguainha: granitóides correlacionados à Suíte Serra Negra composto pelo Maciço Araguaiana (Manzano, 2009) e filitos correlacionados ao Grupo Cuiabá (Sánchez, 2006), esses intercalados pelas brechas de impacto formadas pelo evento de impacto, sendo classificadas de acordo com seu arcabouço.

Embasamento Cristalino

O embasamento cristalino que aflora na parte central do Domo de Araguainha é representado por granitos alcalinos associados a brechas polimíticas de impacto e por filito descrito pela primeira vez por Sánchez (2006) e correlacionado ao Grupo Cuiabá na Faixa Paraguai.

1. Granito

Essa unidade está correlacionada a uma unidade granítica denominada Granito Araguaiana (Manzano, 2009), componente da Suíte Serra Negra, compostos por álcali-feldspato granito a biotita álcali-feldspato granito heterogranular a porfírico. Apresenta textura hipidiomófica em geral, também

apresentando textura equigranular média a heterogranular (Figura 18). Apresenta em sua assembléia mineralógica K-feldspato, plagioclásio, quartzo e biotita além de apatita, monazita, zircão e ilmenita, identificadas por microscopia. As porções porfiríticas são constituídas por fenocristais K-feldspato de 3-6 cm de tamanho, de bordas arredondadas a sub-arredondadas. (Figura 19).

Observa-se a presença de veios pseudotaquiliticos de espessura milimétrica a centimétrica cortando sub-verticalmente o granito (Figura 20), assim como a ocorrência de xenólitos dioríticos de, granulação fina a muito fina. Os granitos são róseos e, em menor quantidade, acinzentados, com menos fenocristais e com dimensões inferiores. Composicionalmente são ricos em biotita e apresentam uma matriz muito mais fina.

A principal estrutura de deformação por choque encontrada é PDF, encontrada em grãos de quartzo com até 3 direções cristalográficas identificadas (Figura 21).



Figura 18. Granito com presença de fenocristais de K-feldspato agregados. Ponto 8.

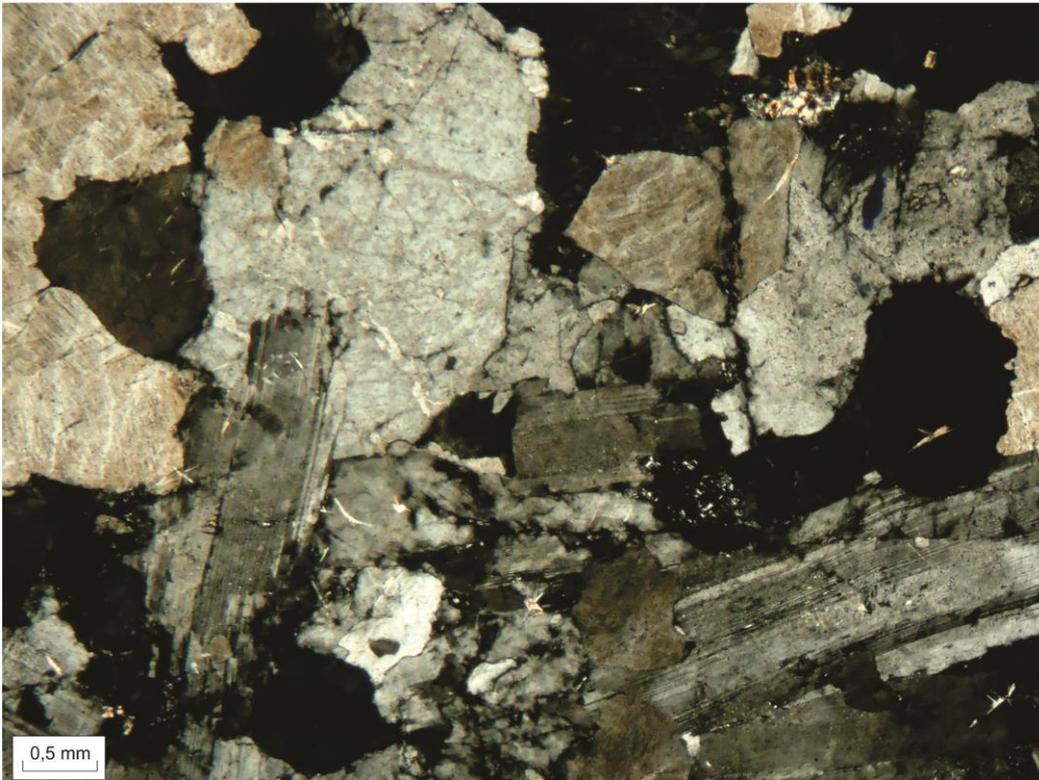


Figura 19. Foto micrografia de lâmina delgada do granito. Presença de quartzo, plagioclásio e K-feldspato. Amostra WAR_4. (Nicóis cruzados)



Figura 20. Veio de brecha pseudotaquilitica cortando o granito. Ponto 8.

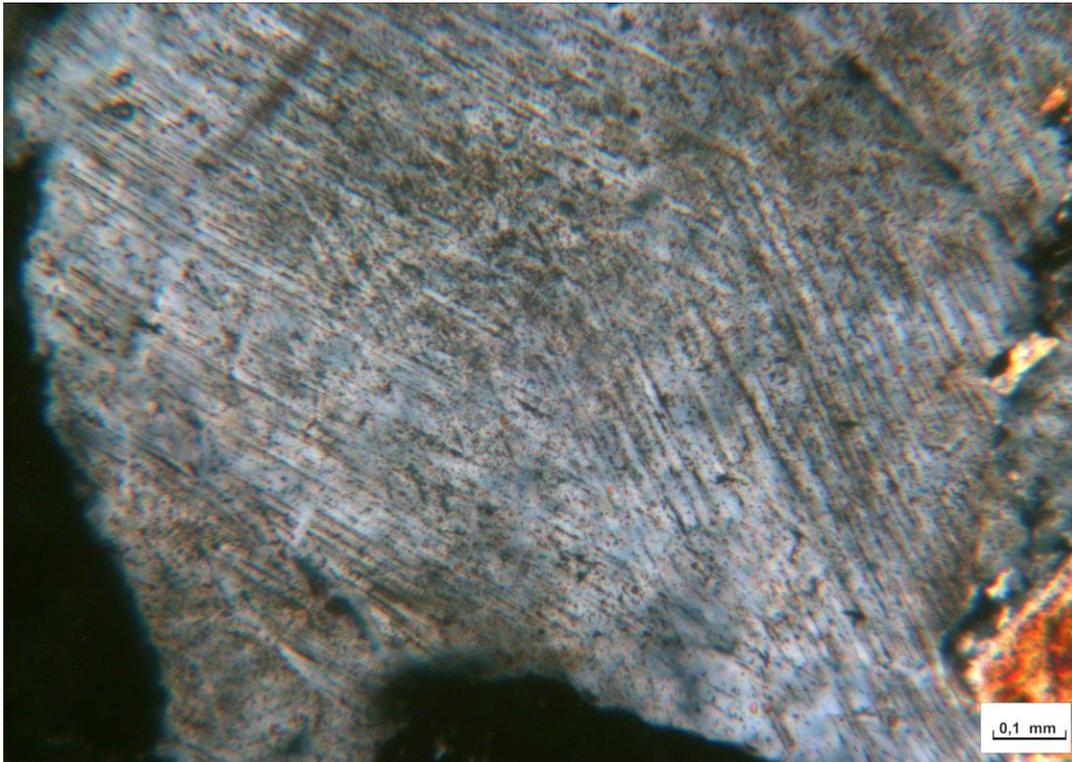


Figura 21. Foto micrografia das feições de deformação planar (PDF) em quartzo com duas direções cristalográficas. (Nicóis cruzados).

2. Filito

Descrito pela primeira vez na área por Sánchez (2006), essa unidade está correlacionada estratigraficamente pertencente ao Grupo Cuiabá encontrada logo acima do embasamento cristalino da Suíte Serra Negra e cobertas pelos sedimentos da Bacia do Paraná em sua extensão.

É uma rocha metamórfica de baixo grau, fácies xisto-verde na zona da biotita. Apresenta uma cor cinza, foliada, com granulação fina e evidências de duas gerações de micas, uma concordante ao plano de foliação e outra discordante deste.

Em lâmina apresenta uma textura lepidoblástica (Figura 22). A assembléia mineralógica consiste de quartzo, clorita, sericita e biotita, feldspato detrítico e opacos. Os cristais de quartzo apresentam extinção normal e

extinção ondulante e fraturamento, além de alterações internas com presença de clorita e muscovita.

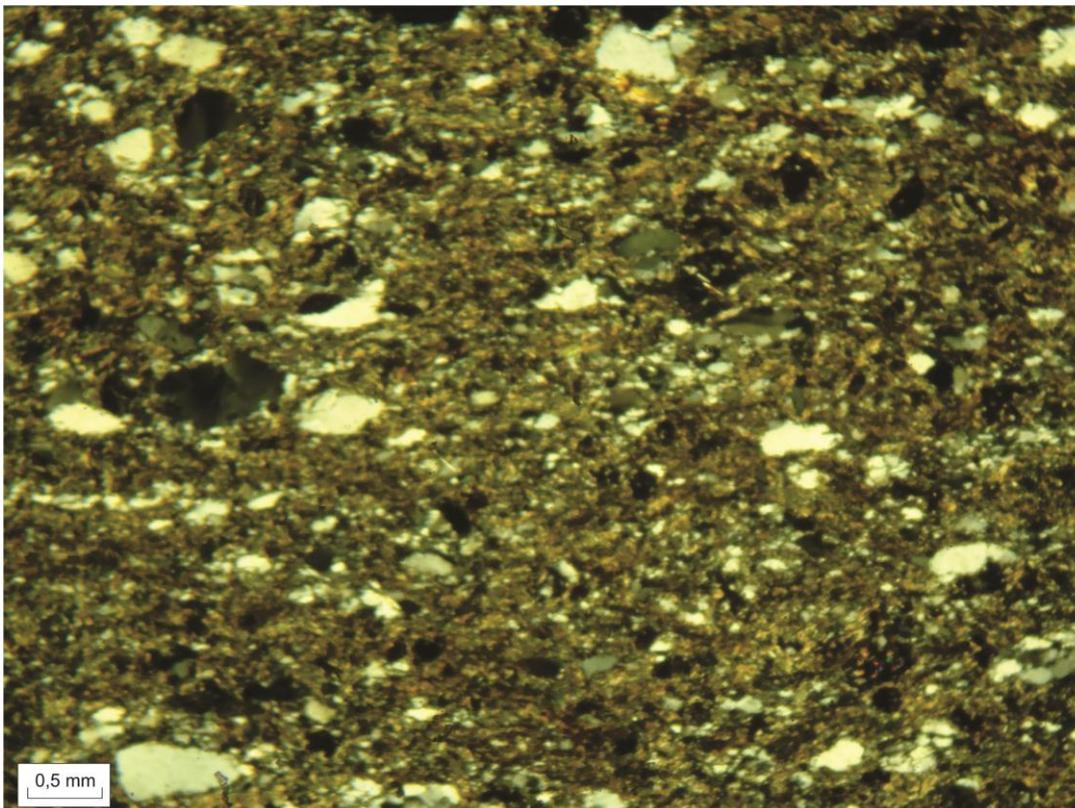


Figura 22. Foto micrografia da lâmina do filito. Amostra WAR_2B. (Nicóis cruzados)

3. Brechas de impacto

As brechas ocorrem sobrepostas ao embasamento cristalino soerguido no núcleo do Domo, sendo classificadas em monomíticas e polimíticas.

As brechas de impacto monomíticas são matriz suportada, com clastos de granulação fino-média, subangulosos, compostos predominantemente por fragmentos do granito do embasamento ou das rochas da cobertura sedimentar. Em lâmina delgada apresenta arcabouço de grãos de quartzo com feição policristalina e extinção ondulante, envoltos de matriz composta por um material fundido com presença de micro-grãos de quartzo, feldspato, vidro e óxidos (Figura 23).

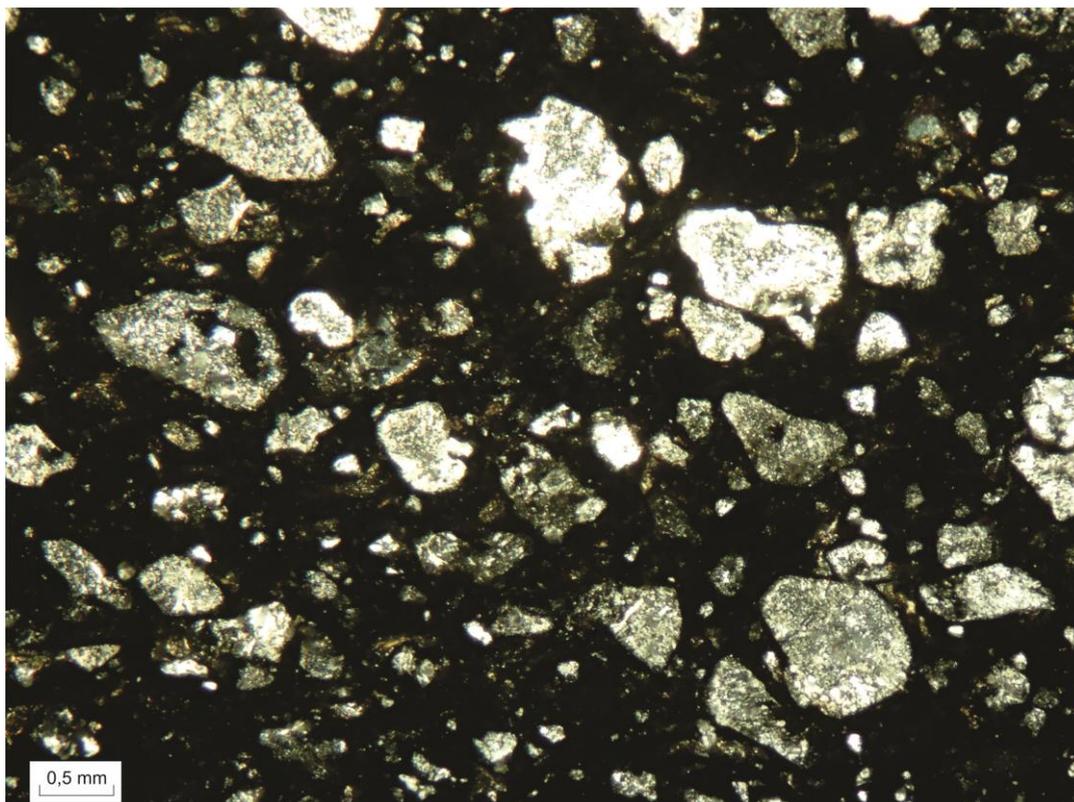


Figura 23. Foto micrografia da lâmina de brecha monomítica de impacto. Amostra WAR _7. (Nícois cruzados).

As brechas polimíticas de impacto são matriz suportada, contendo clastos de granulação média, angulosos, compostos de quartzo, fragmentos de granito, fragmentos de filito e clastos de conglomerado (Figura 24 e 25). Sua matriz corresponde a material fundido com granulação muito fina. Em alguns fragmentos de granito no interior da brecha observa-se a ocorrência de PDF em quartzo (Figura 26). Dentre a assembléia mineralógica ocorre quartzo, feldspatos, biotita e muscovita.



Figura 24. Brecha polimítica de impacto. Ponto 1.



Figura 25. Brecha polimítica de impacto. Ponto 26. Crédito da Foto: Preuß (2012).

Preuß (2012) descreve dois tipos de brechas relacionadas ao núcleo soerguido do Domo, encontradas na forma de diques e veios, classificadas como tipo 1 e tipo 2. A brecha tipo 1 corresponde aos diques vermelhos (Figura 27) e sua assembléia mineralógica consiste em K-feldspato, plagioclásio,

quartzo e biotita. Algumas seções delgadas mostram textura fluidal da matriz com pequenas agulhas de ilmenita ou hematita (Figura 28), e cristais em forma de roseta, identificados como albita. Podem apresentar fragmentos do álcali-granito nas bordas do dique devido ao contato abrupto. Foram classificadas pelo autor como rocha fundida de impacto.

A brecha do tipo 2 é composta por clastos de K-feldspato, quartzo, augita e albita. As seções delgadas descritas apresentam textura afanítica da matriz, os grãos de quartzo presentes apresentam PDF's parcialmente decorados. Foram identificados quartzo diaplético e *kink bands* em biotita. Foi classificada pelo autor como brecha pseudotaquilitica (Figura 29).

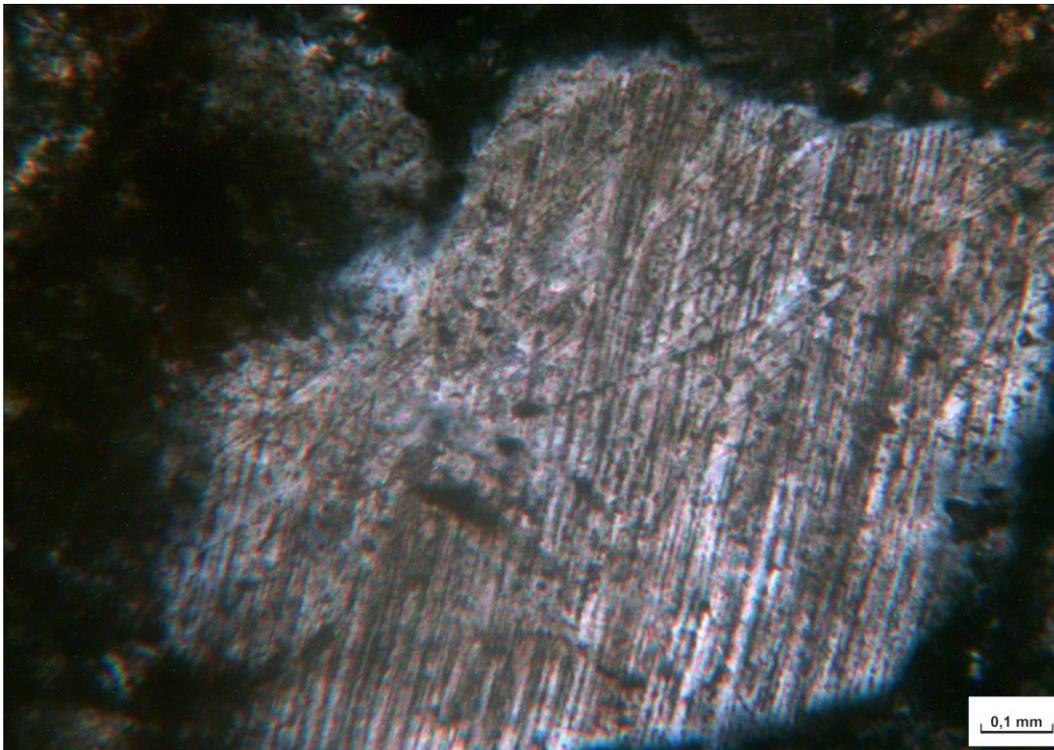


Figura 26. Foto micrografia das feições planares de deformação (PDFs) em quartzo de brecha com duas direções cristalográficas. Amostra WAR_9. (Nicóis Cruzados).



Figura 27. Amostra da brecha tipo 1, à esquerda, em contato com granito do embasamento, à direita. Ponto 10. Créditos da Foto: Preuß(2012).

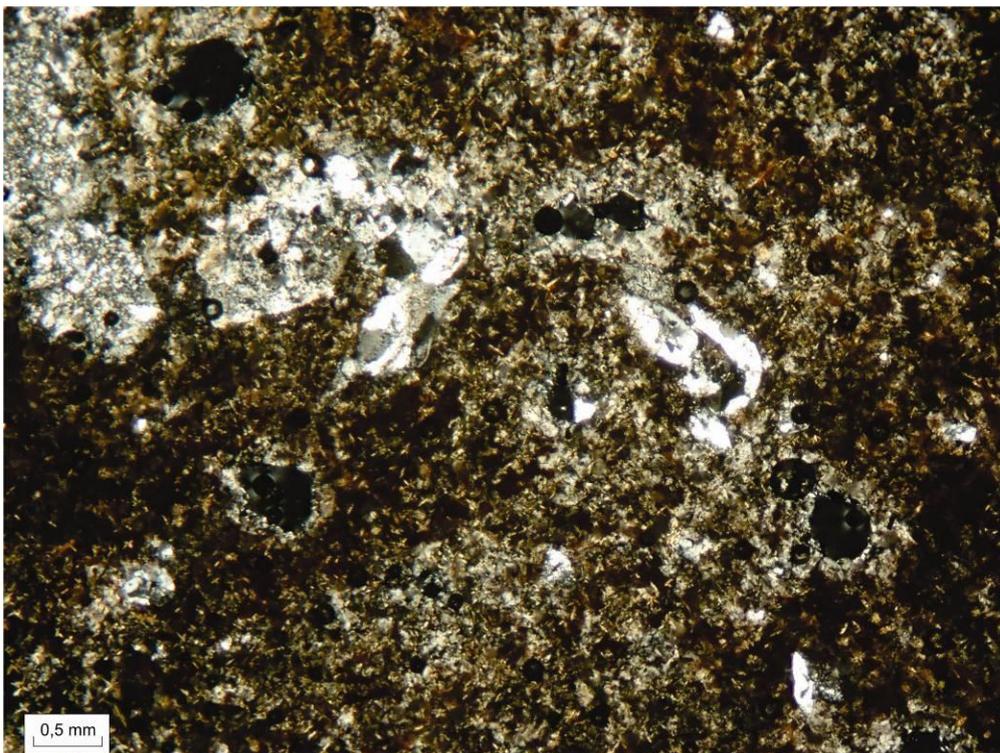


Figura 28. Foto micrografia da lâmina da amostra WAR_10, com presença de feldspato e quartzo, textura fluidal da matriz e cristais em forma de agulha. (Nícois Cruzados).



Figura 29. Brecha tipo 2. Amostra A-46/1 coletada por Engelhardt (1992). Créditos da Foto: Preuß(2012)

2. Platina Universal

As lâminas examinadas com a platina universal foram: WAR_4, WAR_5 e WAR_9, sendo que as duas primeiras de granito e a última de brecha polimítica. Foram medidos ao todo nove grãos de quartzo, sendo seis da primeira, dois da segunda e um da terceira lâmina. Ao todo foram contabilizados doze planos de orientação cristalográfica em grãos de quartzo, esses registrados e plotados pelo software Stereo32 com o auxílio do modelo de projeção das orientações cristalográficas para quartzo adaptada de Stöffler and Langenhorst (1994) (Figura 30).

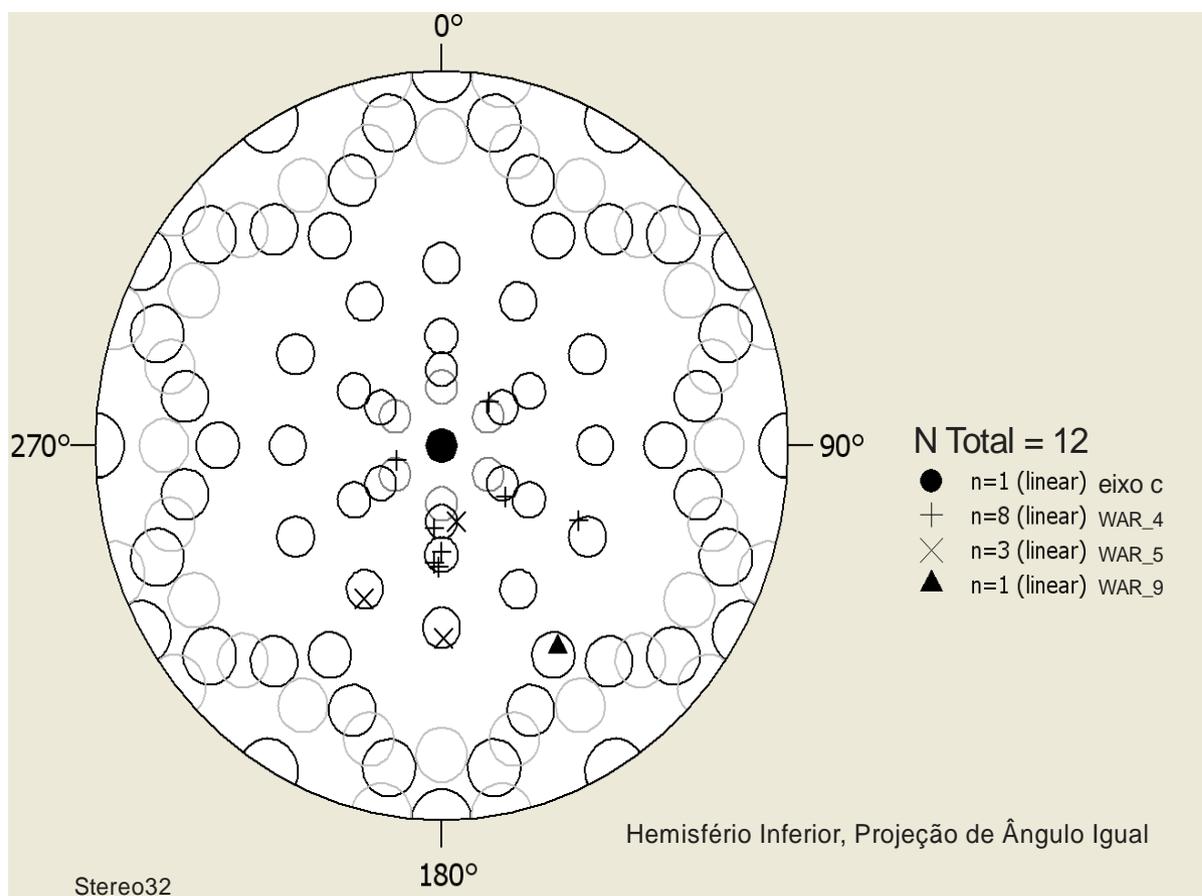


Figura 30. Modelo de projeção das orientações cristalográficas com os dados obtido representados na legenda.

As marcações presentes nesse modelo de projeção estão projetadas de acordo com a medida dos pólos dos PDF's e a rotação empregada com relação ao eixo-c do grão de quartzo apresentado no centro do modelo.

Com as medidas obtidas e plotadas foi feito um levantamento estatístico básico com a relação dos grãos de quartzo e a quantidade de planos de PDF's presentes neles (Tabela 3). Os dados são validados com um histograma de frequência relativa dos ângulos dos pólos das PDF's em relação pólo do eixo-c. (Tabela 4 e Figura 30).

Tabela 3. Planos de PDF em grão de quartzo das amostras do Domo de Araguinha.

	Nº de planos	Nº de grãos	%
	1	6	66,6
	2	3	33,4
	3	0	0
Total de Planos	12	9	100

Tabela 4. Tabela de Frequência entre os ângulos do eixo-c dos grãos de quartzo e dos pólos PDF's com intervalo de 5°.

Distância Pólo do PDF e do eixo-c (°)	Frequência
5	0
10	0
15	0
20	1
25	4
30	0
35	3
40	0
45	0
50	1
55	2
60	0
65	0
70	1
75	0
80	0
85	0
90	0

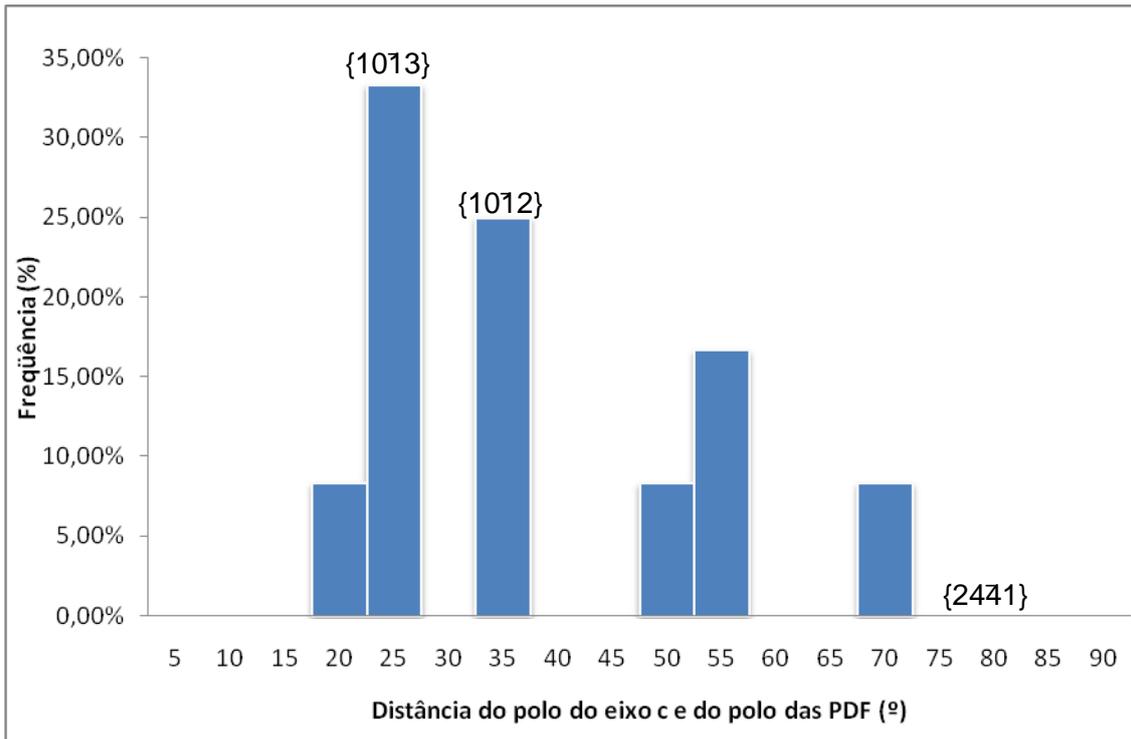


Figura 30. Distribuição da frequência dos ângulos entre o eixo-c e dos pólos das PDF's das amostras da cratera de impacto de Araguainha com as principais orientações cristalográficas comuns nas PDF's.

O histograma de frequência mostra que as PDF's analisadas apresentam as orientações encontradas nos grãos de quartzo predominantemente nos planos ω ($\{1013\}$) e π ($\{1012\}$). Engelhardt (1992), em suas medidas das PDF's em 430 grãos de quartzo do Domo de Araguainha, subdividiu-as em quatro grupos: (A) grãos que contêm ao menos um plano até 23° $\{1013\}$ (48 grãos); (B) Grãos que contêm ao menos um plano até 33° $\{1012\}$ (89 grãos); (C) Grãos que contêm ao menos um plano até 73° $\{2131\}$ e 76° $\{2241\}$ (117 grãos); (D) Grãos que não pertencem aos grupos anteriores (176 grãos) (Figura 31).

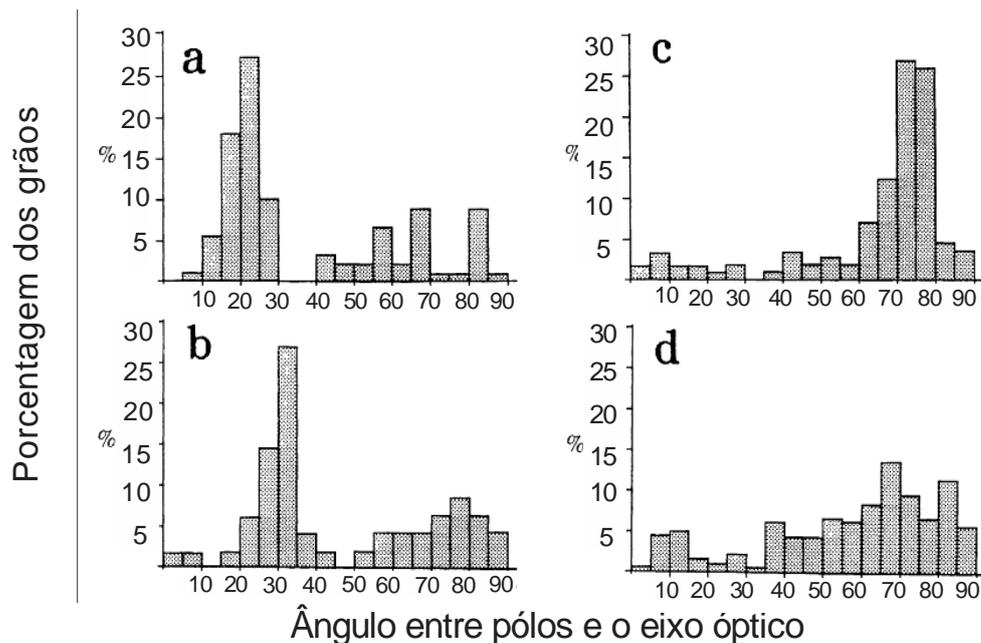


Figura 31 . Histograma de frequência da distribuição dos ângulos entre os pólos das PDF e o eixo optico dos grãos de quartzo das amostras de granito coletadas. Modificado de Engelhardt (1992).

Segundo o mesmo autor, a presença de PDF's nos granitos expostos da área central com orientações {1012} indica que o Domo de Araguinha foi originado com um pico de pressão superior a 20 GPa no impacto. Sendo assim outras orientações são indicativas de heterogenidades relativas a onda de choque provocada. A ausência de vidro diaplético nos granitos do embasamento indica que a pressão do impacto nessas rochas foi inferior a 25 GPa (Engelhardt, 1992).

3. EBSD

A análise realizada na amostra de granito WAR_4 foi feita em três seções contendo as PDF's: um mapa de contraste, um mapa de textura, um mapa do terceiro ângulo de Euler (Φ_2) e seus estereogramas de pólos, além de uma imagem de contraste de orientação (*forescatter*) (Figuras 32, 33 e 34).

Os mapas de contraste de banda realçam a presença das PDF's. Elas apresentam os PDF's como traços em uma cor diferente do grão, ou seja, uma

composição amorfa cristalina em relação ao grão de quartzo, facilitando assim sua identificação na análise.

Os mapas de textura, ou desorientações, mostram que as PDF's, em algumas situações, estão correlacionadas ao posicionamento heterogêneo dos cristais de quartzo presentes, podendo então ser identificadas pelas cores de contraste mais escuras. (Figura 35).

Os mapas do terceiro ângulo de Euler (Φ_2) são gerados através da rotação de duas orientações do cristal mantendo a terceira fixa; no caso, o terceiro ângulo de Euler é uma rotação com o eixo Z inclinado (eixo c) fixo, assim apresenta variações do eixo x (eixo a) e do eixo y (eixo b), respectivamente. Observa-se que as PDF's não têm um sinal próprio marcante para serem registradas como pólos. Os diagramas de Wulff gerados dos mapas de terceiro ângulo de Euler têm as orientações de todos os pólos da seção analisada. Esses pólos representam os pixels analisados na imagem e sua orientação relativa.

A quantidade de dados fornecidos pela análise de EBSD depende da resolução do mapeamento. A imagem WAR_4_10 (figura 34), por exemplo, apresenta o aproximadamente 96.000 pontos de dados destacando-se das outras pela qualidade das imagens e das PDF's nos mapas de textura e nos mapas de terceiro ângulo de Euler.

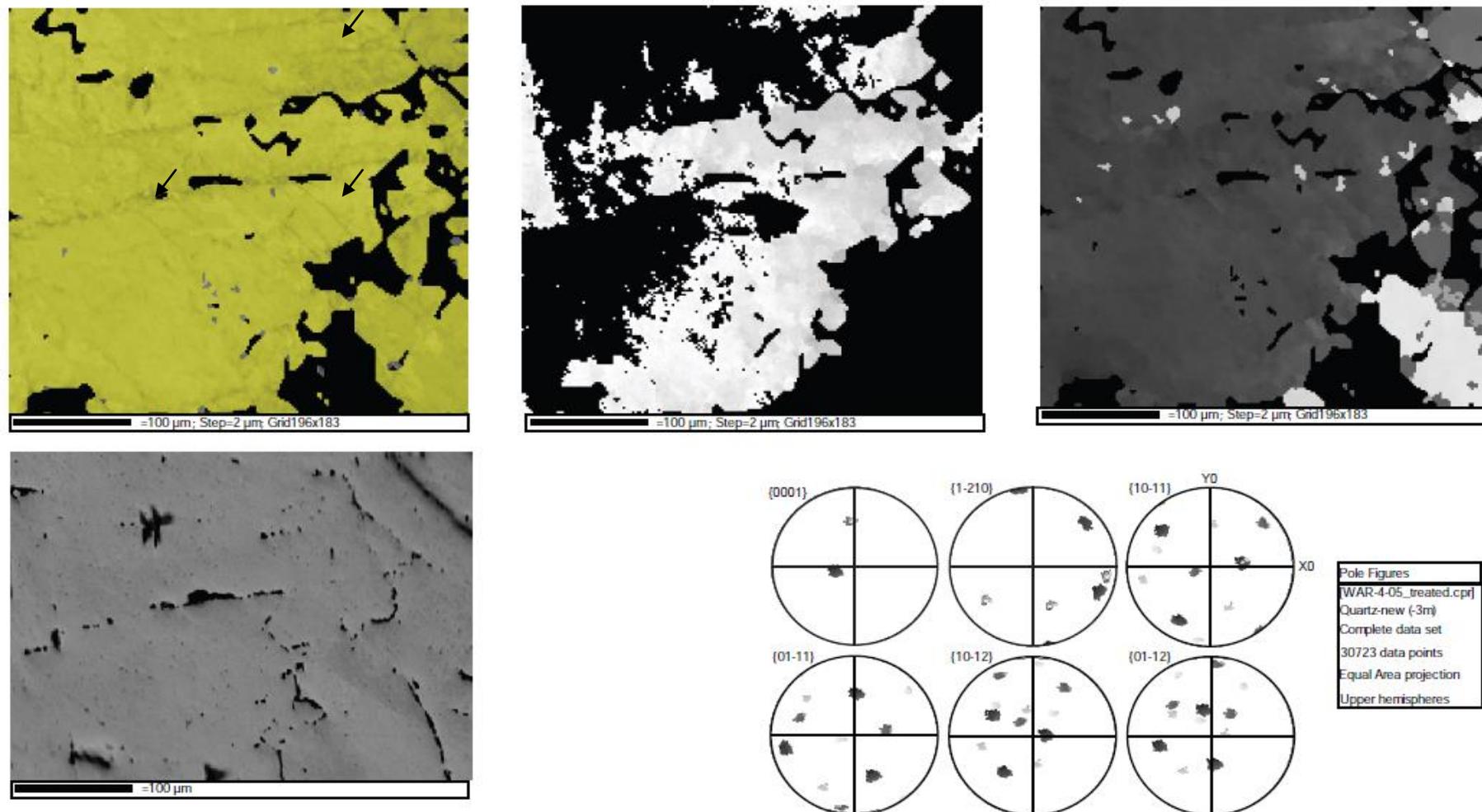


Figura 32.

Fileira superior da esquerda para a direita: Mapa de contraste de banda indicando as PDFs de cor mais escura; Mapa de componente de textura atribuindo uma cor ao pixel em escala de cinza de acordo com quão próximo o pólo $\langle 0001 \rangle$ se encontra da direção Z da amostra. Desorientações acima de 20° são desconsideradas; Mapa do terceiro ângulo de Euler (φ_2).
 Fileira inferior: Imagem de contraste de orientação (forescatter); Figuras de pólo com pólos coloridos de acordo com φ_2 .

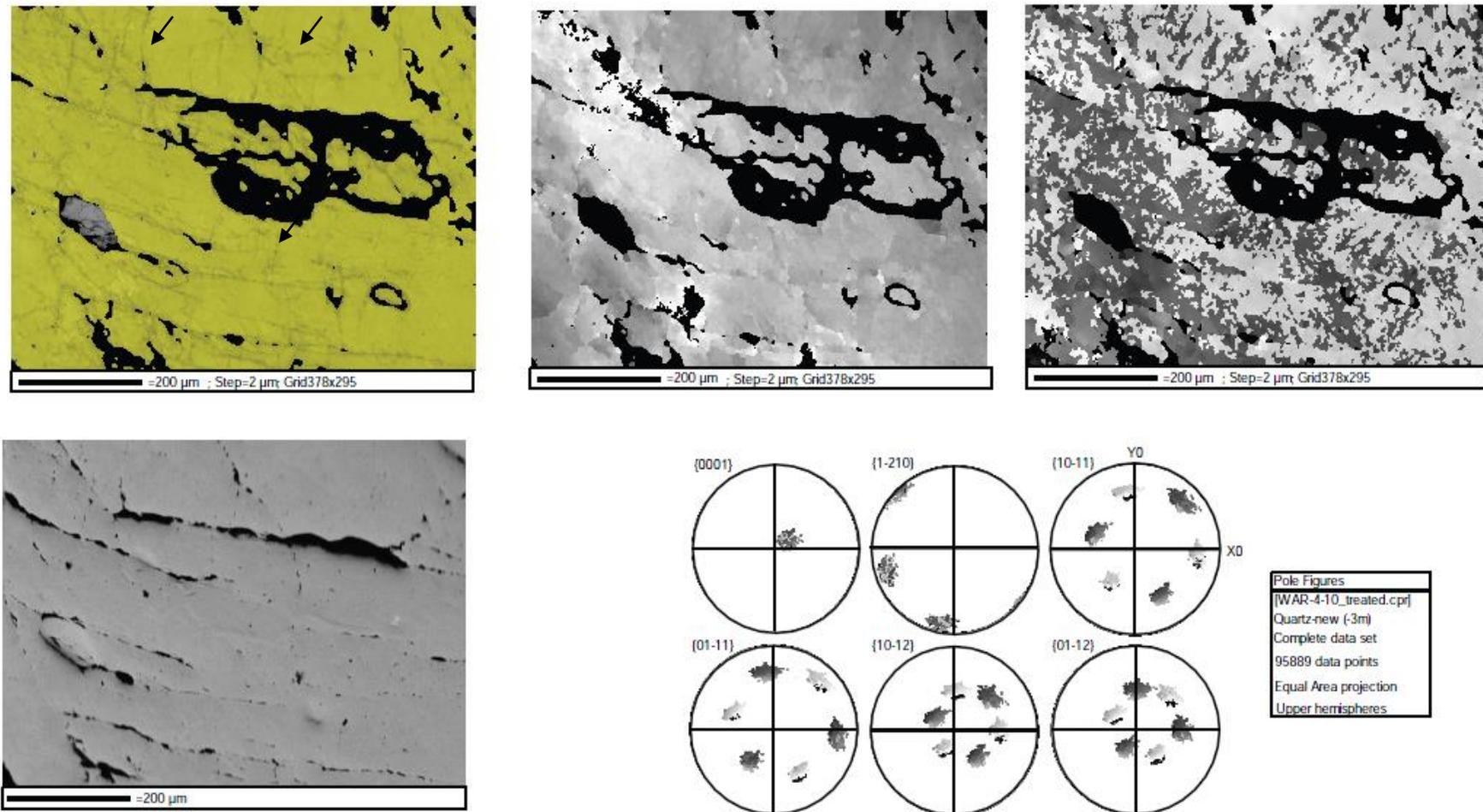


Figura 33.

Fileira superior da esquerda para a direita: Mapa de contraste de banda indicando as PDFs de cor mais escura.; Mapa de componente de textura atribuindo uma cor ao pixel em escala de cinza de acordo com quão próximo o pólo <0001> se encontra da direção Z da amostra. Desorientações acima de 20° são desconsideradas.; Mapa do terceiro ângulo de Euler (ϕ_2).
 Fileira inferior: Imagem de contraste de orientação (forescatter).; Figuras de pólo com pólos coloridos de acordo com ϕ_2 .

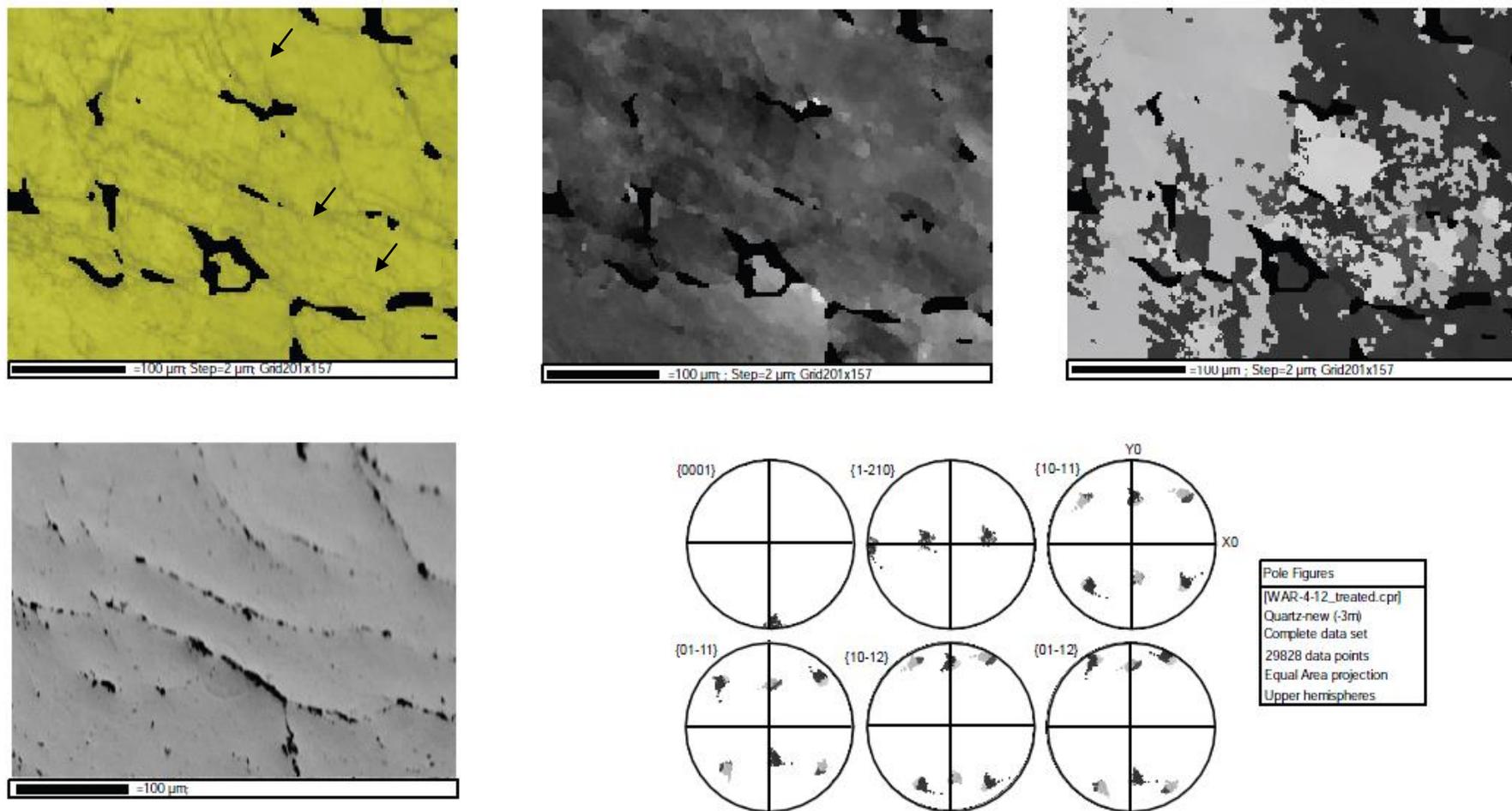


Figura 34.

Fileira superior da esquerda para a direita: Mapa de contraste de banda indicando as PDFs de cor mais escura.; Mapa de componente de textura atribuindo uma cor ao pixel em escala de cinza de acordo com quão próximo o pólo <0001> se encontra da direção Y da amostra. Desorientações acima de 20° são desconsideradas.; Mapa do terceiro ângulo de Euler (φ_2).
 Fileira inferior: Imagem de contraste de orientação (forescatter).; Figuras de pólo com pólos coloridos de acordo com φ_2 .

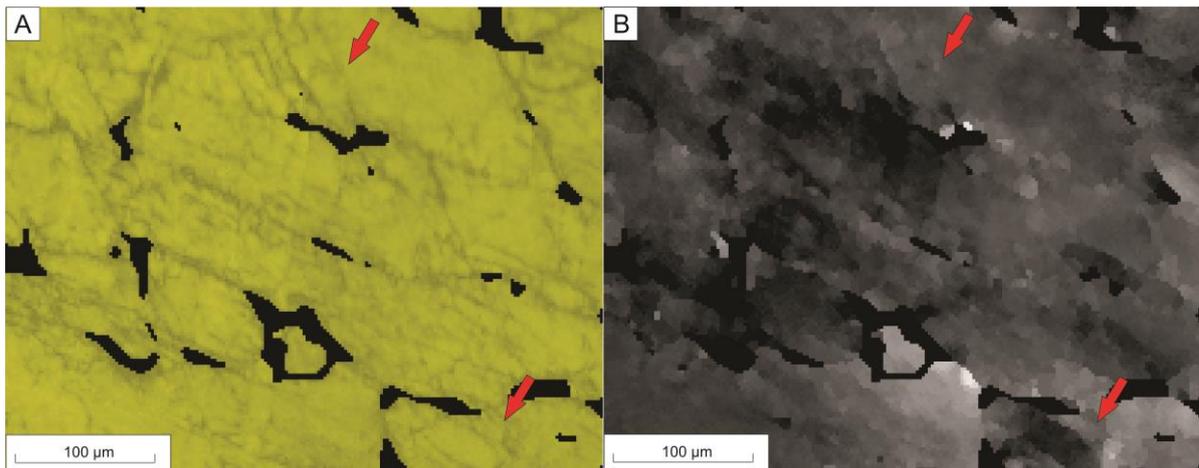


Figura 35. Mapa de contraste (A) e mapa de textura (B), este ultimo mostrando o contraste das PDF's dentro do grão de quartzo e seus cristais desorientados. As setas indicam PDF's. Imagem WAR_4_12.

A obtenção de uma quantidade grande de dados de boa resolução e qualidade depende, principalmente, da área aonde serão confeccionadas as seções e a o valor dos pixels da imagem. As imagens de alta resolução têm tempo de duração da captura de cerca de 20 horas, enquanto que imagens de menor resolução levam em torno de 2 a 3 horas.

4. Catodoluminescência (CL)

Foram analisadas as amostras “WAR_4” e “WAR_5” pertencentes ao álcali granito do embasamento cristalino do Domo de Araguainha. Essas constituídas com imagens de elétrons secundários (SE), imagens de composição cinza (*grayscale* - GS) e de composição de colorida (CL) (Figura 36). O resultado da análise conclui que os grãos de quartzo submetidos à técnica da CL apresentaram uma cor de resposta azul, o que representa um sinal comum para quartzo que sofreu metamorfismo de choque, mas que também podem ser de deformações tectônicas. As PDF's apresentaram dois sinais diagnósticos: ausência na cor de resposta, ou seja, sendo não luminescentes (Figura 37), e uma cor de resposta vermelha, ou seja, associada à luz vermelha do espectro visível (Figura 38).

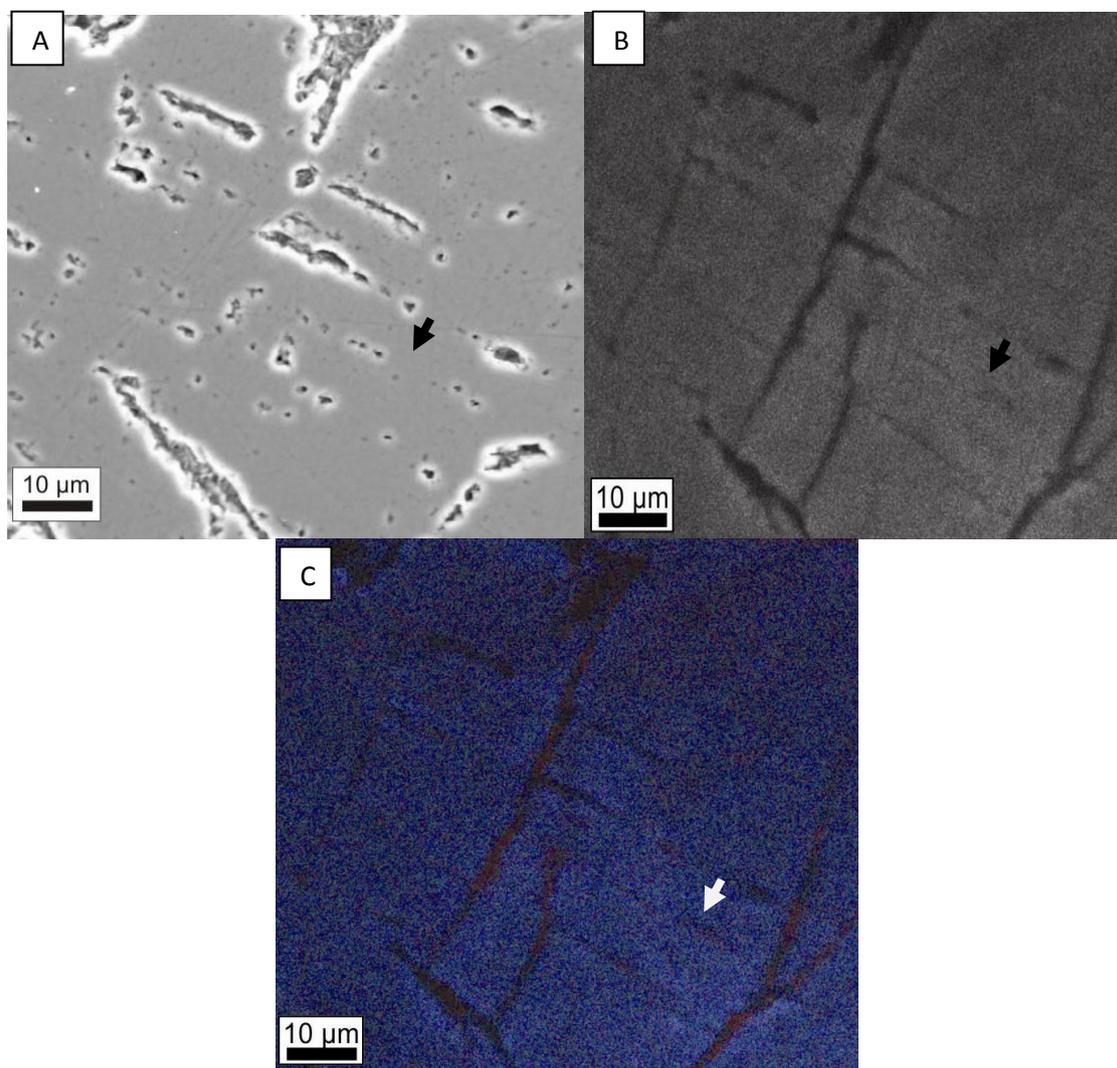


Figura 36. Análise de grão da amostra “WAR_4”. (A) SE resalta as PDF's do tipo decorado. (B) GS realça as microestruturas do grão e (C) CL apresenta o sinal de resposta característico, no caso, o quartzo em cor azul e a PDF sem cor de resposta, não luminescente.

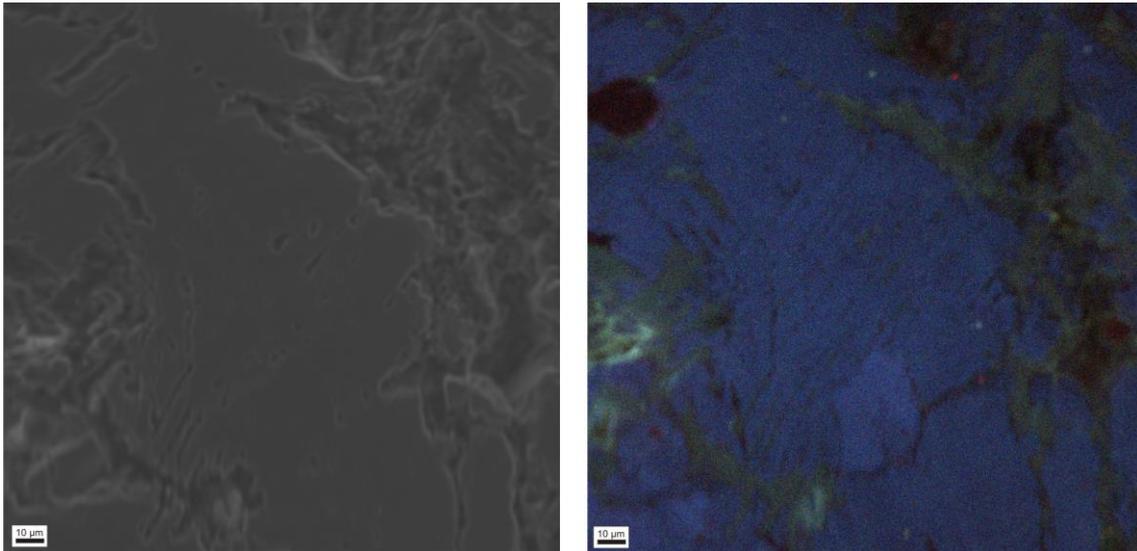


Figura 37. Imagem de SE (A) e de CL (B) de grão de quartzo com PDF's em duas direções cristalográficas não apresentando sinal composicional com cor de resposta, sem luminescência. Amostra "WAR_5".

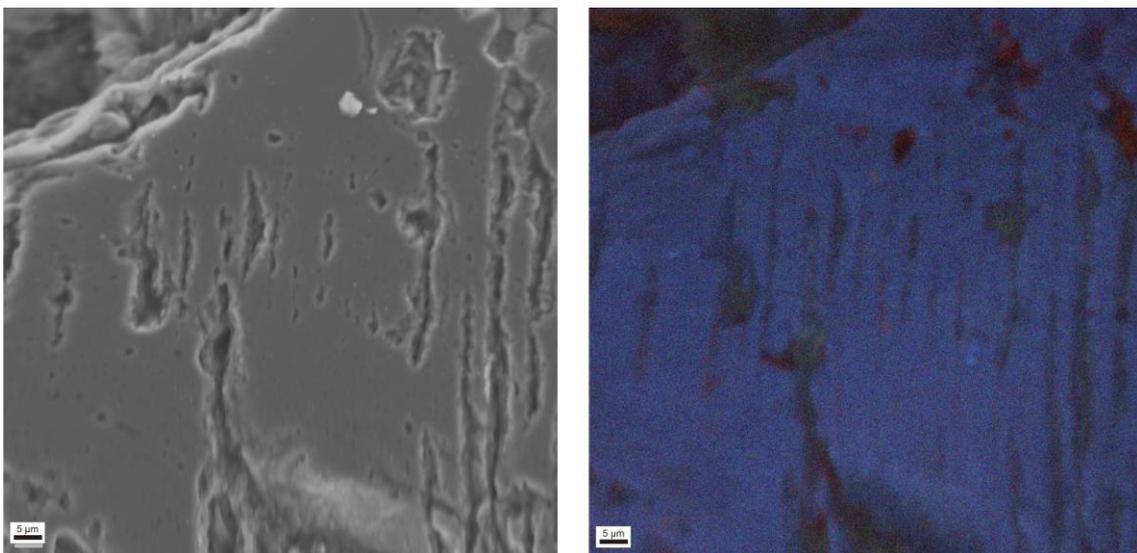


Figura 38. Imagem de SE (A) e de CL (B) de quartzo com PDF apresentando sinal composicional parcialmente com cor de resposta vermelha e parcialmente não luminescente. Amostra "WAR_5".

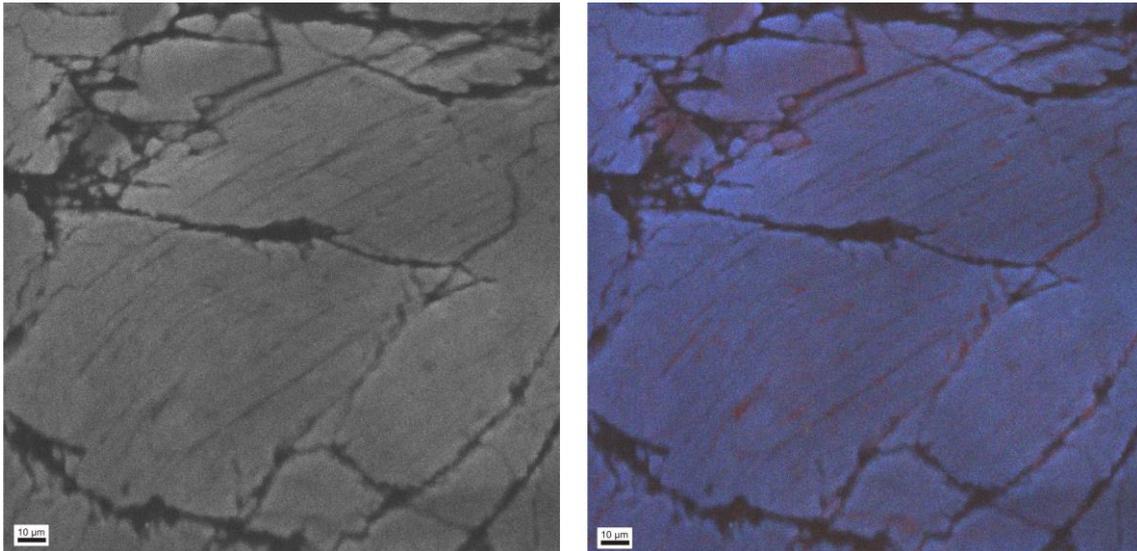


Figura 39. Imagem de GS (A) e CL (B) em dois grãos de quartzo com a presença de PDF's apresentando sinal de resposta de composição com cor vermelha. Amostra "WAR_4".

Os resultados de Hamers & Drudy (2009) mostram que a análise por CL de grãos de quartzo de outras crateras de impacto apresentam dois sinais de resposta: um não apresenta cor de composição, ou seja, PDF's não luminescentes e/ou outro apresenta cor de composição vermelha (Figura 40). Os autores concluem que a presença ou ausência da emissão da CL nas PDF's estão relacionadas a diferenças estruturais devido ao aumento da pressão e temperatura no impacto.

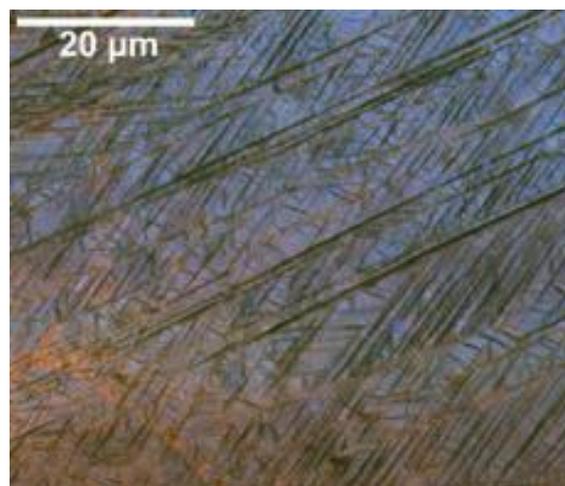


Figura 40. PDF's da cratera de impacto de Ries apresentando os dois sinais de resposta, sem luminescência e com luminescência vermelha.

Primeiramente as PDF's com luminescência vermelha são formadas em condições de temperaturas abaixo da fusão do quartzo e assim a ausência de fundido no quartzo, mas somente uma fase amorfa que altera a estrutura cristalina do grão. As PDF's sem luminescência estão relacionadas a duas condições: uma condição de alta pressão que permite a fusão parcial do quartzo, e assim a formação de pequenos fundidos dentro da estrutura cristalina resultando em PDF's mais espessos, e a alta pressão que permite a fusão total das PDF's e a geração de quartzo diaplético.

CAPÍTULO 5 - Discussão

As orientações cristalográficas medidas nas amostras com o emprego da platina universal foram utilizadas na confecção de um diagrama de Wulff com o modelo de projeção, este fundamental para a freqüência da distribuição delas. O histograma de freqüência apresenta uma mescla dos grupos (A) e (B) de Engelhardt (1992) em sua pesquisa no Domo, contendo dessa forma grupos de PDF's nas orientações cristalográficas ω ($\{10\bar{1}3\}$) e π ($\{10\bar{1}2\}$), sendo essa última um padrão geobarométrico utilizado para pressões de impacto superiores de 20 GPa. Dada a presença de quartzo diaplético nas brechas pseudotaquiliticas presentes nos veios dos afloramentos graníticos (Preuß, 2012) pode-se reafirmar que as rochas analisadas do Domo de Araguinha foram estabilizadas em pressões entre 20 a 25 GPa.

Através das análises de MEV, o uso da catodoluminescência se mostrou eficaz na distinção dessas microestruturas. Comparado com os resultados obtidos por Humers & Drudy (2009) as PDF's apresentam duas respostas em relação à luminescência, a ausência dela ou a sua presença na cor vermelha. Porém, deformações tectônicas também podem apresentar respostas na cor vermelha. Os autores discutem que quanto mais tempo as PDF's ficam na emissão dos fótons da CL, maior a probabilidade de apresentarem a luminescência vermelha. Os resultados obtidos com a CL mostram que as PDF's de Araguinha apresentam os dois tipos de sinais citados, e diferem da deformações tectônicas pelas suas lâmelas finas e retilíneas e de menor escala.

No caso do EBSD, seu uso teve como objetivo a medida dos planos de PDF's nas amostras. Porém, essa análise não consegue medir essas orientações cristalográficas. Os mapas de contraste e de textura realçam as PDF's nas seções que foram mapeadas além de revelar outras PDF's que uma imagem de elétrons secundários ou de contraste de orientação não consegue revelar. Timms (2012) aplica a técnica combinada com CL e platina universal

para a determinação dos planos em zircões lunares. Segundo Lagoeiro (com. pessoal ao autor), o EBSD não consegue diferenciar as orientações de PDF's das orientações dos cristais de quartzo devido ao fato da interação do feixe de fótons não ser penetrativo suficiente na amostra a fim de obter uma estimativa da profundidade e, conseqüentemente, do mergulho da PDF.

É importante destacar que Timms (2012) aplica os três métodos de análise em seções delgadas, o que facilita a localização das estruturas, assim como seu uso na platina para obter as orientações cristalográficas

Os resultados obtidos neste trabalho mostram que fragmentos de rocha podem ser utilizados para as análises no MEV para a confirmação das estruturas, porém não para medidas de orientação. Para obter estas última, o uso da platina universal é imprescindível.

CAPÍTULO 6 – Conclusões

As feições de deformação planar (PDF's) são microestruturas extremamente delgadas, retilíneas e com pouco espaçamento entre si, encontradas em diversos minerais, sendo também a principal evidência da ocorrência de fenômenos de impacto de corpos celestes na superfície terrestre. O Domo de Araguinha foi formado sobre os sedimentos da Bacia do Paraná há aproximadamente 245 Ma atrás. No núcleo soerguido, devido a esse evento, afloram os álcali granitos que, na assembléia mineralógica, apresentam as PDF's, principalmente, nos grãos de quartzo. Além dos granitos, brechas polimíticas podem apresentar em sua constituição fragmentos de granitos contendo PDF's.

O quartzo foi utilizado como padrão para a realização de análises das PDF's, por suas propriedades ópticas e por sua abundância. A petrografia ótica, apesar de ser um método simples e convencional, não é suficiente para descrever todas as propriedades que as PDF's apresentam.

Assim, a platina universal é uma ferramenta alternativa útil na compreensão dessas microestruturas com obtenção de medidas do eixo c do grão quartzo e das orientações cristalográficas das PDF's. Porém, o uso exclusivo da platina não é suficiente para a distinção das PDF's e outras microestruturas semelhantes.

O emprego do EBSD permite a obtenção de imagens de textura e composição que confirmam e realçam a presença dessas microestruturas. Por outro lado, esta técnica não consegue fornecer as medidas das orientações cristalográficas das PDF's, pois não é possível separá-las no mapeamento detalhado do terceiro ângulo de Euler (2Φ) para os pólos cristalográficos presentes.

A CL mostra ser uma análise eficaz na identificação de PDF's e na sua diferenciação em relação a outras microestruturas, como por exemplo, as de deformação tectônica. Sua identificação é simples e fácil tendo como resposta a ausência de luminescência ou a presença da cor vermelha.

As análises realizadas nas PDF's do Domo de Araguianha tiveram resultados compatíveis aos propostos pela literatura, tendo com exceção o uso do EBSD sem a aplicação de outras técnicas auxiliares que permitam a determinação das orientações cristalográficas. Assim as análises apresentadas nesse trabalho são fundamentais para a descrição e estudo das feições de deformação planar associadas a fenômenos de deformação (metamorfismo) de choque.

Bibliografia

ÁLVARES, G. 2011. "Otimização de técnicas de preparo de amostras para a difração de eletros retroespalhados – EBSD". UFOP, Monografia em Engenharia Metalúrgica.

CHAPMAN, C. R. 2004. "The Hazard of Near-Earth Asteroid Impacts on Earth". *Earth and Planetary Science Letters*, 222: 1-15.

CRÓSTA, A.P. et al. 1981. "Feições de metamorfismo de impacto no Domo de Araguinha". *Revista Brasileira de Geociências* 11:139-146

CRÓSTA, A. P. 1987. "Impact Structures in Brazil". In: Pohl, J. (ed.) - *Research in Terrestrial Impact Structures*. Wiesbaden, Vieweg. p. 47-54.

CRÓSTA, A.P., LOURENÇO, F.S., PRIEBE, G.H. 2010a. "Cerro Jarau, Rio Grande do Sul: a Possible New Impact Structure in Southern Brazil". In: Roger L. Gibson & Wolf U. Reimold (Eds.) *Large Meteorite Impacts and Planetary Evolution IV. The Geological Society of America Special Paper SPE465* ISBN 978-0-8137-2465-2, pp. 173-190.

CRÓSTA, A.P., KOEBERL, C., FURUIE, R.A., KAZZUO-VIEIRA, C. 2010b. "Vista Alegre, southern Brazil: a new impact structure in the Paraná flood basalts". *Meteoritics & Planetary Science* v. 45, n. 2, pp. 181-194

EARTH IMPACT DATABASE
<http://www.unb.ca/passc/ImpactDatabase/index.html> (acesso em setembro/2012).

ENGELHARDT, W. v. and BERSTCH W. 1969. "Shock-induced planar deformation structures in quartz from the Ries crater, Germany". *Contributions to Mineralogy and Petrology* 20:203–234.

ENGELHARDT, W. v. et al. 1992. "Araguinha impact crater, Brazil. The interior part of the uplift". *Meteoritical Society* 27:442-457.

FAIRBRAIN, H.W. 1949. "Structural Petrology of Deformed Rocks". Addison-Wesley Publishing Co., Cambridge, 344 p.

FERRIÈRE, L. et al. 2009. "Systematic study of universal-stage measurements of planar deformation features in shocked quartz: Implications for statistical significance and representation of results". *Meteoritics & Planetary Science* 44: 925-940.

FRENCH, B.M. 1998. "Traces of catastrophe: A Handbook of Shock-Metamorphic Effects in Terrestrial Meteorite Impact Structures". LPI Contribution No. 954, Lunar and Planetary Institute. Houston. 120.

FRENCH, B.M. 2001. "Instruction for operating the universal stage". Shock metamorphism course, University of Vienna. 12.

FRENCH, B. M. 2004. “*The Importance of Being Cratered: The New role of Meteorite Impact as a Normal Geological Process*”. *Meteoritics & Planetary Science*, 39(2): 169-197.

GODOY, A, M. 2010. “*Estudos isotópicos das rochas granitóides neoproterozóicas da Faixa de Dobramento Paraguai*”. *Revista Brasileira de Geociências*, vol. 40, n.3, p. 380-391.

GOLTRANDT, O. 1992. “*Formation mechanisms of planar deformation features in naturally shocked quartz*”. *Physics of Earth and Planetary Interiors*, 74:219-240.

GÓTZE, J. 2000 “*Cathodoluminescence microscopy and spectroscopy in applied mineralogy*”. *Freiberger Forschungshefte, technische universität bergakademie Freiberg*, p.128.

GRIEVE, R. A. F. et al. 1996. “*Shock metamorphism of quartz in nature and experiment: II. Significance in geosciences*”. *Meteoritics & Planetary Science* 31:6–35.

HAFF, J.C. 1941 “*Determination of extinction angles in augite and hornblende with the universal stage according to the method of Conrad Burr*”. *American Journal of Science*, v.239, 489-492.

HAMERS, M.F. & DRURY, M.R. 2011. “*Scanning electron microscope-cathodoluminescence (SEM-CL) imaging of planar deformation features and tectonic deformation lamellae in quartz*”. *Meteoritics & Planetary Science*, v.46, Nr 12, 1814-1831.

KAZZUO-VIEIRA, C., CRÓSTA, A.P., GAMBOA, F., TYGEL, M. 2009. “*Caracterização geofísica da estrutura de impacto do Domo de Vargeão, Brasil*”. *Revista Brasileira de Geofísica*, vol. 27, n. 3, pp. 375-388.

KILE, D.E. 2009. “*The universal stage: The past, present, and future of a mineralogical research instrument*”. *Geochemical News, geochemical society*, vol.140

LANGENHORST, F. & DEUTSCH, A. 1994. “*Shock experiments on pre-heated α - and β -quartz: I. Optical and density data*”. *Earth Planetary Sciences Letters*, vol.125, p.407-420.

LANGENHORST, F. 2002. “*Shock metamorphism of some minerals: Basic introduction and microstructural observations*”. *Bulletin of the Czech Geological Survey* 77:265–282.

MANZANO J.C. 2009. “*Caracterização dos granitóides brasileiros da faixa de dobramentos Paraguai, MS e MT*”. Dissertação de Mestrado Universidade Estadual Paulista – UNESP Instituto de geociências e ciências exatas, Rio Claro. 108pp.

MARSHALL, D. J. 1988. “*Cathodoluminescence of geological materials: an introduction*”. Unwin Hyman Ltd, London, p146.

McHONE, J. F. 1986. “*Terrestrial Impact Structures: Their Detection and Verification With Two New Examples From Brazil*”. Tese de Doutorado, Universidade de Illinois, Urbana-Champaign, 210 p.

MILANI, E.J., MELO, J.H.G., SOUZA, P.A., FERNANDES, L.A., FRANÇA, A.B. 2007. “*Bacia do Paraná*”, Boletim Geociências Petrobras, Rio de Janeiro, v.15, n.2, p.265-287

MONTANARI, A. & KOEBERL, C. 2000. “*Impact Stratigraphy: The Italian Record*”. Lecture notes in Earth Sciences, Ed. Springer. 300 p.

NESSE, W.D. 2004. “*Introduction to Optical Mineralogy*”. 3rd ed. Oxford University Press, New York, 348 p.

PREUß, J.M. 2012. “*Characterization of impact-related melt breccias from the impact structure Araguainha (Brazil)*”. Tese de Diploma, University of Potsdam, p. 101.

REIMOLD, W. U. GIBSON, R. L. 2005. “*The melt rocks of the Vredefort impact structure - Vredefort Granophyre and pseudotachylitic breccias: Implications for impact cratering and the evolution of the Witwatersrand Basin*”, Chemie der Erde, 66, 1-35, 2005.

SANCHÉZ, J.P. 2006. “*Mapeamento 1:25.000 do núcleo do astroblema Domo de Araguainha (MT) e aspectos geo-turísticos da região*”. Monografia de conclusão de curso. IGCE/Unesp, Rio Claro.

SCHWARZER, R. A., FIELD, D.P., ADAMS, B.L., KUMAR, M. & SCHWARTZ, A. J. 2000. “*Present state of electron backscatter diffraction and prospective developments*”. Electron backscatter diffraction in materials Science, 2nd ed. New York: Kluwer Academic/Plenum Publishers. p. 1-20.

STÖFFLER, D. and LANGENHORST, F. 1994. “*Shock metamorphism of quartz in nature and experiment: I. Basic observation and theory*”. Meteoritics & Planetary Science 29:155–181.

THOMÉ FILHO, J.J., CRÓSTA, A.P., SCHEBBENHAUS, C., PAULA, T.L.F. 2010. “*Projeto Geoparques: Geoparque Astroblema de Araguainha-Ponte Branca GO/MT*”. Uma Proposta. Brasília, CPRM - Serviço Geológico do Brasil, 64 p.

TIMMS, N. E. et al. 2012. “*Resolution of impact-related microstructures in lunar zircon: A shock-deformation mechanism map*”. *Meteoritics & Planetary Science*, v.47, Nr 1, 120-141

TSCHIPTSCHIN, A.P. 2002. “*Difração de elétrons retroespalhados*”. *Metalurgia & Materiais, Caderno Técnico*, Fevereiro, p.119-121.

TONETTO, E. M. 2011. “*Scanning Electron Microscopy with Electron Dispersive Energy SEM-EDS at Microscopy and Espectrometry Labotarory*”. Instituto de Geociências, UNICAMP.

VOORN, M.H. 2010. “*A new way to confirm meteorite impact produced planar features in quartz: combining Universal Stage and Electron Backscatter Diffratcion techniques*”. Tese, Utrecht University, p.52.

ANEXO I

ANEXO II

ANEXO III