



**CARACTERIZAÇÃO GEOLÓGICA E ESTRUTURAL DOS FILONITOS E  
QUARTZO MILONITOS DA REGIÃO DE QUITÉRIA, RS**

Porto Alegre, 2015

**JOÃO VICTOR TUMENAS MELLO**

**CARACTERIZAÇÃO GEOLÓGICA E ESTRUTURAL DOS FILONITOS E  
QUARTZO MILONITOS DA REGIÃO DE QUITÉRIA, RS**

Trabalho de Conclusão do Curso de Geologia do Instituto de Geociências da Universidade Federal do Rio Grande do Sul. Apresentado na forma de monografia, junto à disciplina Projeto Temático em Geologia III, como requisito parcial para obtenção do grau de Bacharel em Geologia.

**Orientador(a):** Prof.(a) Dr.(a) Maria de Fátima Bitencourt

Porto Alegre, 2015

## **UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO GRANDE DO SUL**

**Reitor:** Carlos Alexandre Netto

**Vice-Reitor:** Rui Vicente Oppermann

## **INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS**

**Diretor:** André Sampaio Mexias

**Vice-Diretor:** Nelson Luiz Sambaqui Gruber

Mello, João Victor Tumenas

Caracterização geológica dos filonitos e quartzo milonitos da região de Quitéria, RS. / João Victor Tumenas Mello. - Porto Alegre: IGEO/UFRGS, 2015.  
[66 f.] il.

Monografia (Trabalho de Conclusão de Curso).- Universidade Federal do Rio Grande do Sul. Graduação em Geologia. Instituto de Geociências. Porto Alegre, RS - BR, 2015.

Orientador(es): Maria de Fátima Bitencourt

1. Microestruturas de quartzo 2. Filonitos 3. Zona de cisalhamento 4. Quartzo milonito I. Título.

CDU 55

---

Catálogo na Publicação

Biblioteca Instituto de Geociências - UFRGS

Miriam Alves

CRB 10/1947

UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO GRANDE DO SUL  
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS DEPARTAMENTO DE GEOLOGIA CURSO DE  
GRADUAÇÃO EM GEOLOGIA

A Comissão Examinadora, abaixo assinada, aprova o Trabalho de Conclusão de Curso “CARACTERIZAÇÃO GEOLÓGICA E ESTRUTURAL DOS FILONITOS E QUARTZO MILONITOS DA REGIÃO DE QUITÉRIA, RS”, elaborado por “JOÃO VICTOR TUMENAS MELLO” como requisito parcial para obtenção do grau de Bacharel em Geologia.

**Comissão Examinadora:**

---

Edinei Koester

---

Leonardo Renner

---

Ruy Philipp

## Agradecimentos

Descobrir a Geologia permitiu-me conhecer um planeta novo, vivo, um sistema complexo onde fenômenos naturais registrados nas rochas permitem contar mais que uma história, abrem caminhos para o pensamento transbordar em ideias e devaneios sobre a origem e transformações do planeta, objeto tão apreciado pelos Geólogos. A Geologia permite que o olhar sobre uma paisagem venha acompanhado de interpretações a partir dos sinais que a natureza deixa para aqueles que sabem ver.

Primeiramente agradeço por entrar neste mundo mais próximo da realidade, mundo este que desmancha com a ilusão humana, que abre as portas para a percepção do tempo, da matéria e da vida, e faz nós geólogos nos sentir muito bem.

Agradeço minha família, ao meu pai que me deu apoio nesta escolha e nos momentos difíceis que passei durante a caminhada. Me ensinou, com suas conversas filosóficas, a ver como é grande a inteligência do ser humano e como vale a pena explorá-la para sair do “rebanho”. Agradeço minha irmã por sempre ser muito parceira nas ideias e atitudes, além de ter gerado minha sobrinha que amo tanto!

Minha companheira Luana, que muito me ajudou com as coisas simples da vida e que me ensinou a lidar com os problemas e amadurecer a mente. É ela quem me faz sentir em paz.

Agradeço minha orientadora Maria de Fátima por ser tão inteligente e com memória boa. Pelo ensinamento passado através de suas explicações muito bem colocadas, pelas conversas, discussões e risadas, além de nos lembrar dos prazos esquecidos...

Aos colegas de bolsa por todas as contribuições que fizeram. Tá pra nascer outra turma dessas.

Agradeço ao CAEG, o cantinho mágico do instituto onde muita coisa boa eu vivi.

Às amigas que fiz durante esses anos de graduação. São os amigos que fazem o mundo ter mais energia, e a vida valer a pena. Como disse um grande amigo meu: “Quem tem amigos tem tudo!”

Ao professor Norberto Dani e seu doutorando Rafael Ribeiro, por disponibilizarem tempo, sala e conhecimento na arte de manipular imagens e interpretar as belezas do relevo. E tirar informação delas.

A os professores que contribuíram com conversas, explicações, idéias, risadas, e tudo mais, como microscópios e lupas que tiram foto e saídas de campo. Também aproveitar para agradecer todos os outros professores que trabalham para que a Geologia continue sendo difundida entre as mentes que procuram algo mais que um trabalho, uma maneira de libertação. Agradeço a todos os professores que ensinaram a captar a “voz da pedra” e que disponibilizaram sala, equipamento e conversas que contribuíram para este trabalho.

E por último e não menos importante o pessoal do Anexo, que sempre me receberam bem quando fui ali preparar as amostras.

“Há coisas que são conhecidas  
E coisas que são desconhecidas  
E entre elas, há portas.”

Willian Blake

## Resumo

As microestruturas registram importantes e abundantes informações acerca da história deformacional das rochas. O estudo destas feições em minerais como o quartzo tem se intensificado pela sua abundância na crosta continental. Este trabalho consiste em analisar estruturas e microestruturas dos quartzo milonitos e filonitos presentes Zona de Cisalhamento Quitéria – Serra do Erval (ZCQSE), região de Quitéria, RS, distrito de São Gerônimo, a fim de avaliar movimentações tardias e estabelecer a evolução das deformações provocadas pela transcorrência. Para tanto, foram utilizadas imagens de satélite, aerofotos e anaglifos junto com dados de campo para mapear as cristas e estruturas de megascale presentes nestas rochas. Estereogramas foram utilizados para comparar as foliações e lineações entre quartzo milonitos, filonitos e embasamento. A petrografia foi a principal ferramenta para caracterizar as condições de temperatura. Com isso foram reconhecidas estruturas semelhantes ao embasamento paleoproterozóico microestruturas de recuperação e recristalização dinâmica do quartzo desenvolvidas em alta temperatura (~650° C), marcadas por cristais grossos e lobados com textura tabuleiro de xadrez, relacionadas com foliações primitivas da ZCQSE. A recristalização foi retomada em baixas temperaturas (BLG) e oblitera a foliação milonítica principal, com *shear bands* conjugadas marcadas por traços descontínuos e espaçados de cristais recristalizados por *boulging* e reorientação de filossilicatos. Portanto as cristas de quartzo milonitos e filonitos posicionados na ZCQSE possuem gênese relacionada com uma história deformacional complexa, onde estes corpos foram formados sob altas temperaturas e deformados em temperaturas mais baixas. Dentro do contexto geológico da área de estudo, a ideia destes corpos terem se formado a partir de processos químicos induzidos por fluidos magmáticos do pós colisional em corpos tipo *roof pendants* do embasamento paleoproterozóico é sugerida, pois estão presentes ao longo da ZCQSE e possuem estruturas concordantes.

**Palavras-Chave:** Microestruturas de quartzo, filonitos, zona de cisalhamento, fluidos magmáticos.

## Abstract

The microstructures register important and abundant information about deformational history of rocks. The research of these features in minerals, such as quartz, has been intensified by its abundance in the continental crust. This work consists in analyzing structures and microstructures of the mylonite and phyllonite quartz present in “Zona de Cisalhamento Quitéria – Serra do Erval (ZCQSE)” in Quitéria, São Geronimo town, RS, in Brazil, that aims to evaluate late movements and establish the evolution of deformations provoked by transcurrence. The ZCQSE integrates the “Cinturão de Cisalhamento Sul-brasileiro (CCSb)” and has developed at the beginning of post collisional (~630 Ma), has in its framework two mega structural features, a magma and primitive foliation direction E-W, controlled by the paleoproterozoic basement, that has evolved towards the shear on N60°E, parallel to ZC. Accordingly, it was used satellite images, aerial photographs and anaglyph along with field data to map the ridges and mega scale structures presented in those rocks. Stereograms were used to compare foliations and lineations between quartz mylonite, phyllonite and basement. The petrography was the main tool to characterize temperature conditions. Thus it was recognized microstructures of recovery and recrystallization dynamic of quartz developed at high temperature (~650°C), marked by thick and lobed crystals with chessboard texture, related to primitive foliation of ZCQSE. The recrystallization was taken at low temperatures (BLG) and obliterates the main mylonitic foliation, with *shear bands* conjugate, marked by discontinuous and spaced traces of recrystallized crystals by *boulging* and phyllosilicates reorientation. Therefore, the quartz mylonite and phyllonite ridges positioned in ZCQSE have their genesis related to a deformational complex history, where those bodies were formed under high heat temperatures and deformed at lower temperatures. Within the geological context of the research area, the idea that those bodies were formed from chemical processes induced by magmatic fluids of post collisional in *roof pendants* bodies of the Paleoproterozoic basement is suggested, because they are present throughout the ZCQSE and they have consistent structures.

**Keywords:** Quartz microstructures, phyllonites, shear zone, magmatic fluids.

## Lista de Figuras

Figura 1: Imagem de satélite com localização da área de estudo. Indicação da região de Quitéria e principais vias de acesso.....	18
Figura 2: Principais unidades geotectônicas do Sul do Brasil e Uruguai (modificado de Nardi & Bitencourt, 2007). Siglas: ZCMG – Zona de Cisalhamento Major Gercino; ZCTDC – Zona de Cisalhamento Transcorrente Dorsal de Canguçu; ZCQSE – Zona de Cisalhamento Quitéria-Serra do Eral. ....	20
Figura 3: Mapa Geológico da área de estudo. Modificado de UFRGS (2006, 2007) e Gregory <i>et al.</i> (2011). Siglas: ZCTDC – Zona de Cisalhamento Transcorrente Dorsal de Canguçu; ZCQSE – Zona de Cisalhamento Quitéria- Serra do Eral.	22
Figura 4: Microestruturas em quartzo desenvolvidas por recristalização dinâmica a) BLG – baixa T, de 280-400° C. b) SGR – T intermediária, de 400- 500° C. c) GBM – alta T, acima de 500° C. Extraído de Stipp <i>et al.</i> (2002).....	25
Figura 6- Exemplo de estereograma confeccionado no <i>software Stereo32</i> , com projeção no hemisfério inferior, em rede equiárea de Schmidt.....	29
Figura 7 - Método para obter amostra orientada. a) analisar elementos estruturais do afloramento; b) orientar a amostra desenhando símbolo de direção e mergulho e anotar essas medidas; c) fazer o corte paralelo à lineação e perpendicular à foliação; d) marcar no vidro a orientação, tomando o cuidado de manter a posição da direção e mergulho; e) lâmina com sentido de cisalhamento. (Modificado de Passchier & Trow, 2005).....	30
Figura 8 - Desenho esquemático demonstrando desenvolvimento de microestruturas no plano XZ do elipsoide de deformação, seção em que deve ser feita a lâmina (Modificado de Fossen, 2010) .....	31
Figura 9 - <i>Stereo Analyst</i> , do ERDAS Imagine, que permite trabalhar com imagens 3D em plataforma GIS, utilizando o método dos anaglifos.....	32
Figura 10 - O <i>software ArcMap®</i> foi a ferramenta utilizada para o traçado de lineamentos. Com o uso do ArcToolbox foi possível criar um mapa de relevo a partir de um modelo digital SRTM, disponível na plataforma <i>EARTH EXPLORER</i> da USGS, que serviu de base para o traçado de lineamentos de vales e cristas. ....	33

Figura 11– Mapa Estrutural com estereogramas em rede equiárea de Schmidt, hemisfério inferior, vinculados aos seus respectivos locais. Embora a orientação do conjunto de cristas seja N60°E, suas foliações possuem direções E-W predominantemente. (a) Mapa geológico. modificado de UFRGS (2006) e Gregory *et al.* (2011). (b) Estereograma de possante veio de quartzo, com estruturas medidas em perfil ao longo do Arroio Quitéria. Neste corpo, foliação com alto ângulo possui Lx de baixo rake e conforme o mergulho da foliação diminui o rake aumenta. (c) Estereograma de quartzo milonitos e filonitos, que demonstra foliação E-W com alto ângulo e lineação de estiramento com caimento para W em crista de grande porte. (d) Estereograma de local onde as cristas são de pequeno porte e possuem direção N60°E, enquanto a foliação é E-W, com alto ângulo. (e) Estereograma das cristas ao sul, de médio a grande porte. Aqui as foliações possuem com mais frequência direções NE. (f) Estereograma de cristas de médio a grande porte, onde cortes de estrada contribuem com a exposição de filonitos, que possuem Smil concordantes com os quartzo milonitos. (g) Estereograma do embasamento neoproterozoico, que demonstra foliação S-C do GAD. Neste, é possível observar a S0 de orientação E-W rotacionada para a esquerda, enquanto evolui para Smil, de direção ENE, paralela à ZCQSE. (h) Estereograma do embasamento paleoproterozoico, confeccionado com estruturas da Associação 2, em afloramento com textura ígnea com S0 E-W, obliteradas por Smil NE. Neste local, a S0 é penetrativa, enquanto a Smil é fina, localizada e descontínua. (i) Estereograma das cristas de médio a grande porte ao norte, desenvolvidas sobre o CAR. Possuem S0 E-W com alto ângulo de mergulho, e Lx com caimento para W. ....36

Figura 12 - Panorama das cristas localizadas na área central do mapa geológico, apontada na figura 11 c. a) Tomada de foto para NW, com vista paralela às cristas. b) Vista perpendicular às cristas, com tomada de foto para NE. ....38

Figura 13 - Mapa de lineamentos confeccionado a partir de feições topográficas no *software* ArcMap®. Este mapa indica posições de cristas e vales lineares dispostos na ZCQSE. ....39

Figura 14 - Feições de mesoescala dos quartzo milonitos e filonitos. Nota-se que os filonitos possuem grau de alteração muito alto. (a) Intercalação de quartzo milonito e filonito. Na parte esquerda da foto observa-se abundância de quartzo milonito com foliação homogênea e na parte esquerda da foto observa-se abundância de

quartzito milonito, com  $S_{mil}$  homogênea e na parte direita onde ocorre concentração de filonitos, a  $S_{mil}$  é variável. (b) Foto em planta de filonitos com finas bandas de quartzito milonitos, que desenvolvem boudins. (c) Plano XY da foliação de quartzito milonito, com  $L_x$  bem desenvolvida. (d) Plano XZ de banda de quartzito milonito associado a filonitos, com textura média a grossa e foliação marcada pelo estiramento, em leito de estrada. (e) Foto em planta de afloramento de quartzito milonito, de cor branca, com foliação ressaltada pela alteração. (f) Porção de filonito rico em restos de feldspatos reduzidos a caulim por processos supergênicos. ....42

Figura 15 - Amostras serradas de quartzito milonitos (a) associados aos filonitos, de cor branca a bege, com textura heterogranular fina a grossa e foliação ressaltada por alteração e (b) de veios de quartzito afetados por cisalhamento, com aspecto translúcido e homogêneo, textura média a fina e cristais de feldspato.....43

Figura 16 - Feições de campo das rochas de embasamento paleo e neoproterozoico dos quartzito milonitos e filonitos. (a) A1 (topo esquerdo) é representada por metatonalitos foliados com enclaves máficos afetados por dobras abertas e A2 (direita abaixo) posicionada no PA da dobra que afeta A1, representada por termos máficos e félsicos (extraída de Gregory *et al.* 2015). (b) Relação intrusiva da A2 (abaixo) na A1 (acima), discordante e com contato difuso (extraída de Gregory *et al.* 2015). (c) Gnaiss granodiorítico da A3 (extraída de Gregory *et al.* 2015). (d) GAD com par S-C de foliações. A  $S_0$  está paralela à base da foto e tem direção E-W e a  $S_{mil}$  está milimetricamente espaçada em ângulo com a  $S_0$ , com sentido de movimento esquerdo.....45

Figura 17 - Feições de microescala dos quartzito milonitos associados aos filonitos. (a) Cristais grossos de quartzito, interlobados, com forte orientação cristalográfica. Contatos serrilhados e recristalização no regime 1. (b) Cristais grossos e interlobados de quartzito, com limites retos e angulares formam textura típica de recristalização dinâmica em alta T, bem preservada nas cristas do CAR. (c)  $S_0$  marcada por estiramento de cristais de quartzito e lamelas alinhadas de mica branca bem formada e mica branca fina. (d) Cristais grossos e lobados de quartzito com subgrãos em padrão tabuleiro de xadrez sendo retomados por buldging recristallization. No canto esquerdo central observa-se alta densidade de deslocamentos que mancha o cristal. (e) Lamelas de deformação típicas de deformação de quartzito em baixa temperatura e alta taxa de deformação. (f)

Cristais grossos com subgrãos em padrão tabuleiro de xadrez e contatos serrilhados, onde se desenvolvem cristais finos. Evidência de recristalização dinâmica recuperação em alta T, sendo retomada em baixa T. ....47

Figura 18 - Feições de microescala de quartzo milonitos associados aos filonitos. (a) Cristais grossos de quartzo estirados com shear bands conjugadas desenvolvidas sobre a Smil. (b) Traços da Smil (tracejado em azul) e shear bands (pretas contínuas) sobre a imagem (a). O ângulo entre as *shear bands* varia de 50° a 60° e têm direções ENE-WSW e WNW-ESE. (c) Formas losangulares em quartzo impressas por *shear bands* conjugadas, marcadas por recristalização dinâmica de quartzo em baixa temperatura em duas direções preferenciais. (d) Idem (b), traçado sobre foto (c). (e) Mica branca bem formada *fish* sinistral indicando movimentação esquerda no plano NE da *shear band*. No topo observa-se mica branca mal formada. (f) Recristalização dinâmica em baixa T que desenvolve finos cristais de quartzo livres de deslocamentos nos limites dos grãos. ....49

Figura 19 -Feições microestruturais de veios de quartzo afetados por cisalhamento. (a) Recristalização penetrativa no regime 1, que marca a Smil nos veios de quartzo. (b) Feldspatos preservados e substituídos por mica branca fina observados nos veios. Os cristais possuem extinção ondulante e estão afetados por bulging recrystallization. ....50

Figura 20 - Feições de microescala de filonitos. (a) Composto predominantemente por mica branca fina e quartzo, os filonitos possuem Smil marcada pelo estiramento de quartzo, que por vezes é obliterada por uma foliação fina e descontínua de direção NE. (b) Foliação marcada por estiramento de quartzo, mica branca fina e esmectita. (c) Fotomicrografia em luz natural demonstrando o estado alterado dos filonitos; as manchas pretas são de óxidos de ferro. (d) Cristais de quartzo com subgrãos em padrão tabuleiro de xadrez (seta vermelha – paralela à seção prismática), com limites serrilhados e com recristalização dinâmica do regime 1 (seta amarela). (e) Movimento sinistral em plano com direção NE-SW marcado por encurvamento de quartzo estirado. (f) Lamelas finas e desorientadas de muscovita indicam origem hidrotermal.....52

## **Lista de Abreviações e Siglas**

ESrg – Escudo Sul-rio-grandense

CCSb – Cinturão de Cisalhamento Sul-brasileiro

CDF – Cinturão Dom Feliciano

ZCTDC – Zona de Cisalhamento Transcorrente Dorsal de Canguçu

ZCQSE – Zona de Cisalhamento Quitéria Serra do Erval

BP – Batólito Pelotas

GCS – Granitoides Cruzeiro do Sul

GAD – Granitoides Arroio Divisa

GSA – Granitoides Sanga do Areal

S<sub>0</sub> – Foliação Magmática

S<sub>mil</sub> – Foliação Milonítica

BLG – Bulging Recrystallization

SGR – Subgrain Rotation

GBM – Grain Boundary Migration

QM – Quartzo Milonito

F – Filonito

Qz – Quartzo

Fds – Feldspato

MB – Mica Branca

Zr – Zircão

## Sumário

Introdução .....	14
Hipótese genética .....	16
Problemas .....	16
Premissas e conceitos básicos .....	16
Objetivos gerais e específicos.....	17
Localização e vias de acesso da área de estudo .....	17
Síntese de trabalhos anteriores.....	19
Metodologia e técnicas analíticas.....	27
Resultados .....	34
Caracterização das estruturas de megaescala .....	34
Caracterização geológica em mesoescala.....	40
Caracterização estrutural das deformações em microescala .....	45
Quartzo milonitos .....	46
Filonitos .....	51
Discussões .....	53
Conclusões e Considerações Finais .....	57
Bibliografia.....	59
ANEXOS .....	64

## **Introdução**

As rochas estão sujeitas a deformações tectônicas e as condições dos eventos de deformação podem ser compreendidas através da análise das estruturas impressas nas rochas deformadas. As microestruturas formadas nos minerais e as estruturas das rochas são o resultado de movimentações que ocorreram em diversas condições de pressão e temperatura, assim como variações na taxa de deformação e presença de fluidos.

O estudo de microestruturas encontradas em diferentes minerais é uma ferramenta de ampla utilidade no estabelecer da temperatura durante a deformação. Segundo Bitencourt (1996), este estudo em minerais como o quartzo e feldspato tem se intensificado pela necessidade de limitar as condições de temperatura nas zonas de cisalhamento dúcteis. Conforme Passchier & Trouw (2005), as microestruturas registram importantes e abundantes informações acerca da história deformacional das rochas e podem ser usadas para interpretação em amplas escalas, inclusive a tectônica.

O quartzo ocupa uma posição chave na Geologia Estrutural por adquirir estabilidade em todas as condições de metamorfismo que ocorrem na crosta continental. Através da análise de microestruturas impressas na trama de agregados de quartzo deformados é possível definir as condições na qual a deformação ocorreu.

Embora o quartzo seja um mineral comum na crosta continental, o entendimento de seu comportamento deformacional ainda é incompleto (Passchier & Trouw, 2005), pois este mineral, embora muito estudado, comporta tantos sistemas de deslizamento que muitos ainda não são compreendidos. Desta forma o quartzo ocupa uma posição chave por adquirir estabilidade em todas as condições de

metamorfismo da crosta continental, e mostra numerosas texturas de deformação intracristalinanas que podem ser observadas em microscópio óptico (Kruhl, 1996).

Através de observações com a utilização da microscopia óptica e de Transmissão (TEM) em agregados de quartzo deformados naturalmente, assim como em laboratório, autores como Hirth & Tullis (1992) e Stipp et al. (2002) caracterizaram 3 regimes de deformação em quartzo que trazem consequências ópticas. Em cada regime predomina um mecanismo de recristalização diferente e são eles o *bulgin recrystallization* (BLG) do regime 1, *subgrain rotation* (SGR) do regime 2 e o *grain boundary migration* (GBM) do regime 3. Estas feições marcam um intervalo de temperaturas entre 280° C a 700° C, onde cada mecanismo é dominante, dependendo das taxas de produção de deslocações, da velocidade da reptação das deslocações (*creep dislocations*) e da migração do limite de grão, que por sua vez, dependem principalmente da temperatura e taxa de deformação.

A recuperação também pode ser usada como geotermômetro quando subgrãos de quartzo possuem um padrão retangular, conhecido como “tabuleiro de xadrez”. Uma vez identificada, define-se que o quartzo foi deformado em altas temperaturas, pois este padrão é consequência do deslizamento da rede cristalina em dois sistemas, basal  $\langle a \rangle$  e prismática  $\langle c \rangle$ , cujo desenvolvimento requer alta quantidade de energia. Este padrão é característico de temperaturas acima de 650°C (Kruhl, 1996; Passchier & Trouw, 2005).

Devido à abundância de quartzo na crosta, estas microestruturas têm provado ser úteis para a resolução de uma ampla gama de problemas em geologia estrutural.

Geralmente, rochas como filonitos e quartzo milonitos se desenvolvem como consequência de alto grau de deformação em baixas temperaturas, em regime rúptil a dúctil-rúptil.

Este trabalho consiste em analisar parte da movimentação tardia da Zona de Cisalhamento Quitéria – Serra do Eral (ZCQSE), região de Quitéria, RS, que é evidenciada por imponentes cristas de quartzo-milonitos e filonitos, a partir das microestruturas e estruturas observadas.

## Hipótese genética

Os quartzos miloníticos podem ter duas gênese. Desenvolveram-se a partir do cisalhamento de possantes veios de quartzo tardios, alojados sob tensão diferencial em fase final do magmatismo ou são provenientes de uma reação metamórfica aloquímica acompanhada de deformação, que transformou rochas ricas em feldspato em filonitos e quartzo milonitos através de segregação de quartzo, restando rochas ricas em Si e Al. Também podem ter se formado pelas duas hipóteses citadas.

## Problemas

A presença de volumosas cristas de quartzo milonitos, acompanhadas de corpos alongados de filonitos na região de Quitéria, RS, é alvo de pesquisa, pois relacionados a estes corpos existem problemas em aberto, com questões que não são bem entendidas como:

- i) A relação temporal e as condições crustais em que estes corpos se desenvolveram durante a transcorrência na ZCQSE;
- ii) Qual o tipo e origem do material.
- iii) A relação entre as posições das cristas e suas estruturas, comparadas ao embasamento.

## Premissas e conceitos básicos

Para formular o raciocínio é necessário ter como base conceitos como:

- i) A presença de água em eventos tectônicos promove o *strain softening*;
- ii) Deformação de rochas de granulação grossa acompanhada de recristalização, envolve a redução no tamanho de grão e o desenvolvimento de foliação e lineação;
- iii) Deslocações são defeitos cristalinos lineares que podem migrar por recuperação;

iv) Aumento da temperatura, assim como a presença de água facilita o transporte das deslocações;

v) Recristalização de quartzo em alta temperatura promove a migração do limite de grão, culminando em grãos maiores, interlobados e angulares.

## **Objetivos gerais e específicos**

### **Gerais**

- i) Avaliar deformações da ZCQSE;
- ii) Estabelecer evolução da deformação;

### **Específicos**

- i) Caracterização estrutural das deformações em mesoescala;
- ii) Caracterização petrográfica e microestrutural;
- iii) Investigar microestruturas desenvolvidas em quartzo.

## **Localização e vias de acesso da área de estudo**

O distrito de Quitéria, pertencente ao município de São Jerônimo/RS, localiza-se a 120 km de Porto Alegre e a 30 km ao sul de Butiá – RS, na porção centro-leste do estado, e corresponde a parte leste do Escudo Sul-rio-grandense (Fig. 1).

O acesso a área de estudo é feito principalmente pela BR-290, até a cidade de Butiá – RS, seguindo-se para sul através da estrada principal de Quitéria, por cerca de 30 km até as proximidades do Cerro Redondo e Cerro dos Burros, principais pontos de referência verificados na região. Estradas vicinais e trilhas permitem o acesso às exposições rochosas na região.

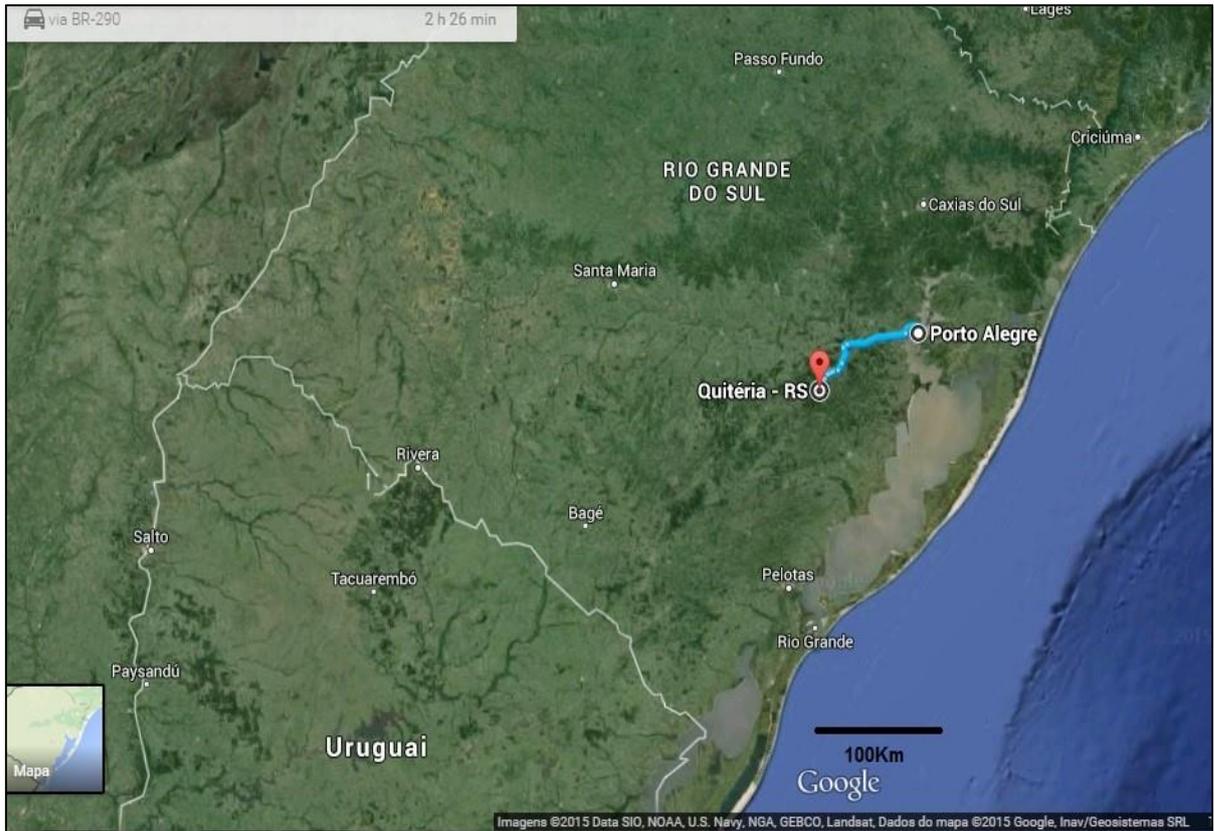
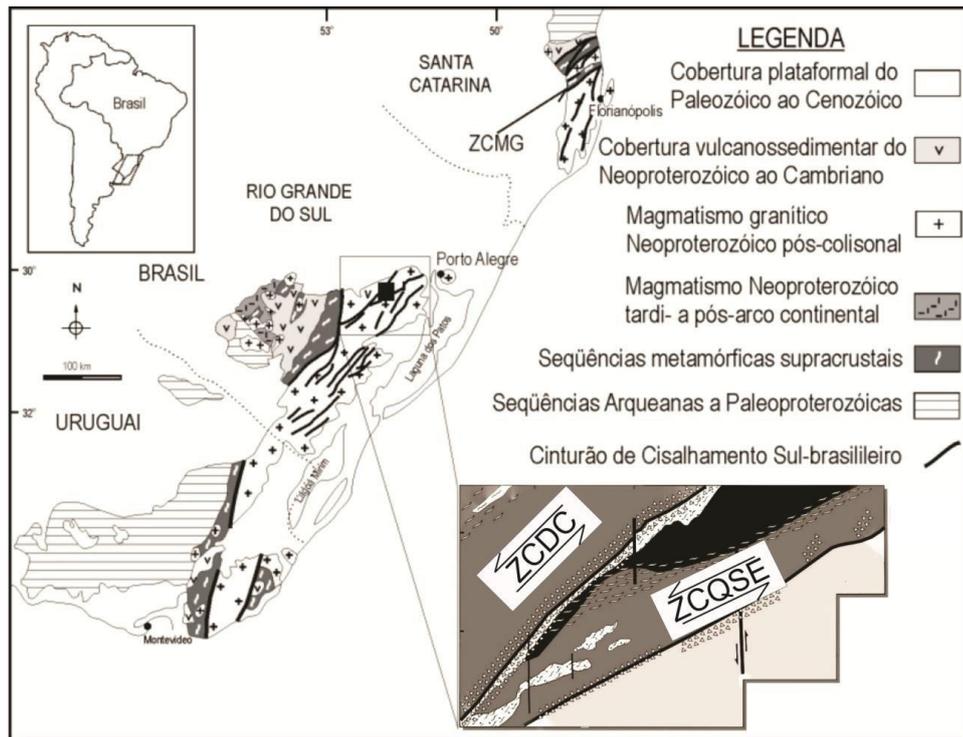


Figura 1: Imagem de satélite com localização da área de estudo. Indicação da região de Quitéria e principais vias de acesso.

### **Síntese de trabalhos anteriores**

A área de estudo está localizada a leste do Escudo Sul-rio-grandense (ESrg), no segmento meridional da província Mantiqueira (Almeida, 1977), numa faixa que é caracterizada como Cinturão de Cisalhamento Sul-brasileiro (CCSb – Bitencourt & Nardi, 2000), um arcabouço estrutural composto por diversas zonas de cisalhamento anastomosadas com espessura quilométrica e cinemática predominantemente transcorrente, que se estende desde o leste de Santa Catarina até o sul do Uruguai. Este controlou o posicionamento do magmatismo granítico Neoproterozoico pós colisional e ficou ativo entre 650 a 580 Ma (Fig. 2). O pioneirismo no reconhecimento da deformação das rochas nesta porção é atribuído a Picada (1971), que caracterizou a região como um sistema de falhas. O Sistema de Falhas Dorsal de Canguçu, mais expressivo do escudo, foi renomeado por Fernandes *et al.* (1993) como Zona de Cisalhamento Dorsal do Canguçu, com sentido de movimento sinistral, ao longo da qual se posicionaram diversos granitoides.



**Figura 2: Principais unidades geotectônicas do Sul do Brasil e Uruguai (modificado de Nardi & Bitencourt, 2007). Siglas: ZCMG – Zona de Cisalhamento Major Gercino; ZCTDC – Zona de Cisalhamento Transcorrente Dorsal de Canguçu; ZCQSE – Zona de Cisalhamento Quitéria-Serra do Erval.**

Fragoso Cesar (1980) propôs um modelo tectônico subdividindo as rochas do Esrg em duas grandes unidades geotectônicas, o cráton Rio de la Plata, um bloco arqueano com representantes granulíticas e uma faixa móvel com vergência sobre ele, denominado Cinturão Dom Feliciano (CDF), composto por rochas metamórficas e migmatitos. A tectônica transcorrente (Frantz *et al.*, 1984) foi responsável por deslocamentos laterais de grande porte ao longo do CDF e foi um dos principais mecanismos de controle no posicionamento de magmas graníticos de fusão crustal bem como de magmas básicos, representados por uma série de diques sin-cinemáticos de diabásio (Frantz & Remus, 1986). Cordani (1974) atribuiu ao sistema de falhas Dorsal de Canguçu idades Brasilianas.

A configuração tectônica atual do Esrg está compartimentada em quatro unidades distintas, que foram concebidas através de dados geofísicos, petrográficos, litoestratigráficos, geoquímicos e isotópicos por Chemale Jr. (2000) e Hartmann (2007) como Bloco Taquarembó, Terreno São Gabriel, Terreno Tijucas e Batólito de Pelotas. Segundo Hartmann *et al.* (2007) a evolução estrutural do Batólito de Pelotas

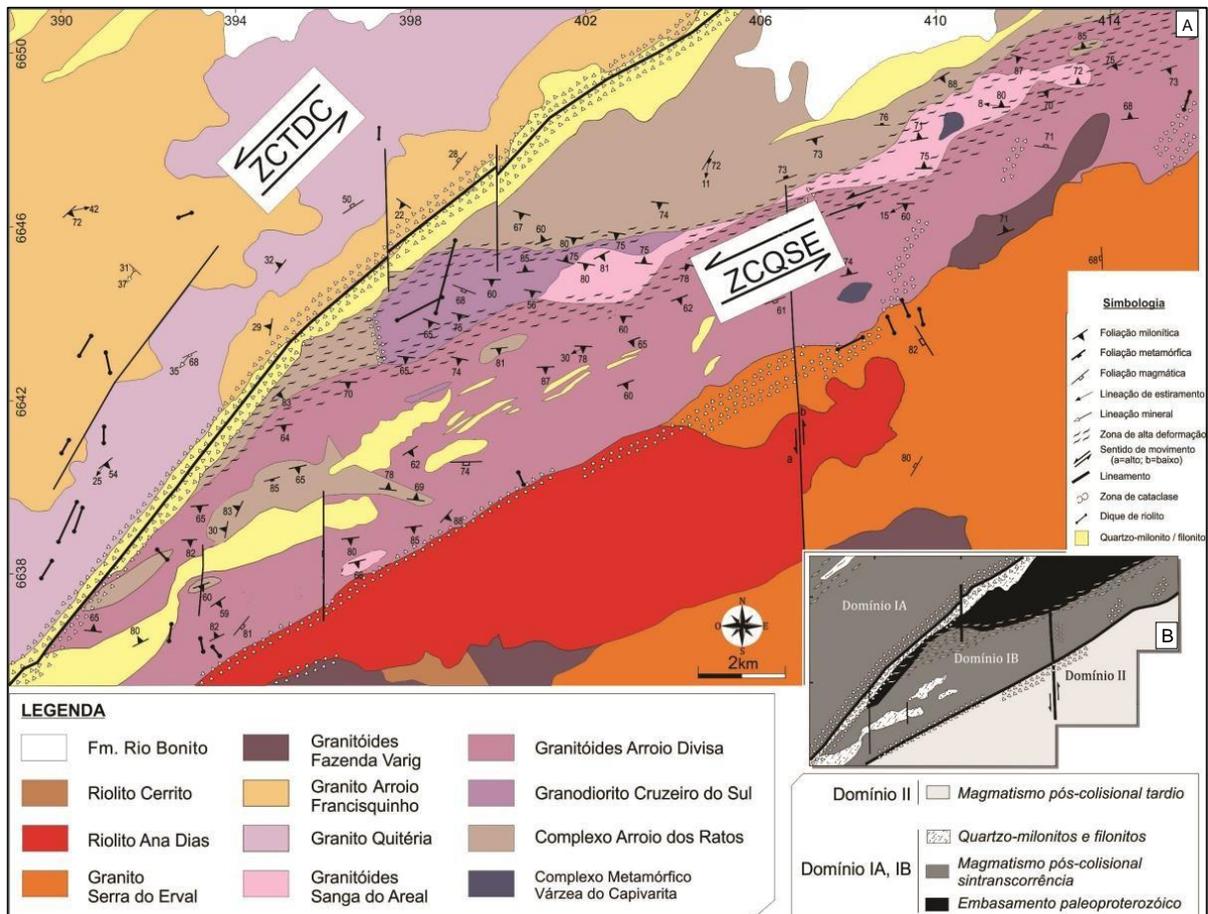
pode ser organizada em 3 eventos principais, inicialmente em regime compressivo de baixo ângulo e em condições dúcteis (D1, 780 – 770 Ma), reconhecidos em septos do embasamento e foliações magmáticas precoces, evoluindo para eventos mais jovens, de alto ângulo (D3 e D4, 650 – 610 Ma), associados às zonas de cisalhamento dúcteis e, por fim, ainda em regime transcorrente, sob condições dúctil-rúpteis a rúpteis (D5, 600 – 590 Ma). Um último evento de deformação, denominado D7 (500 – 400 Ma.) é caracterizado pelo colapso gravitacional do CDF.

Fernandes *et al.* (1992) utilizou a geologia estrutural como ferramenta principal para descrever os processos evolutivos do Cinturão Dom Feliciano, definindo dois regimes tectônicos. O mais antigo, de empurrão com vergência para W, e um mais recente, de caráter transcorrente. Para Fernandes *et al.* (1995) as rochas que compõem o Cinturão Dom Feliciano representam o registro de um antigo orógeno, produto da colagem atribuída à convergência entre os crátons Rio de La Plata e Kalahari no Neoproterozoico. Bitencourt & Nardi (2004), demonstraram que o grande volume de magmas graníticos e máficos da região é decorrente de um ambiente pós-colisional da mesma época, marcado por intensa atividade tectônica transcorrente durante o Ciclo Brasileiro.

Dessa forma, o grande volume de rochas graníticas que integram o CDF teve seu magmatismo controlado pela atividade de uma descontinuidade de escala translitosférica em etapas progressivas, referida como CSSb por Bitencourt & Nardi (2000). Esta seria uma estrutura de escala mais ampla, que controlou o posicionamento de diversos granitoides durante o evento pós-colisional do Ciclo Brasileiro. O CCSb é composto por diversas zonas de cisalhamento anastomosadas com espessura quilométrica e cinemática predominantemente transcorrente. A maior parte destas zonas é subvertical, com direção variável entre NS e N60°E, com deslocamento horário ou anti-horário.

No Escudo Sul-rio-grandense (ESrg) a zona de Cisalhamento Quitéria-Serra do Erval (ZCQSE) é uma estrutura subordinada, e tem sua atividade relacionada com a fase precoce do regime pós-colisional (Knijnik, 2013). Segundo o autor, na ZCQSE ocorre um complexo arcabouço estrutural definido por zonas miloníticas e de cataclase de escala regional (Fig. 3A). No mapa são reconhecidas duas zonas de transcorrência, uma de direção NE-SW, a Zona de Cisalhamento Transcorrente Dorsal do Canguçu (ZCTDC) e uma de direção ENE-WSW, a ZCQSE, interpretadas

como parte do CCSb, ambas de caráter dúctil e sentido de movimento sinistral (Knijnik, 2013).



**Figura 3: Mapa Geológico da área de estudo. Modificado de UFRGS (2006, 2007) e Gregory *et al.* (2011). Siglas: ZCTDC – Zona de Cisalhamento Transcorrente Dorsal de Canguçu; ZCQSE – Zona de Cisalhamento Quitéria- Serra do Erval.**

UFRGS (2006, 2007) ao realizar o mapeamento de parte das folhas de Quitéria e Serra do Erval, identificaram e cartografaram volumosos corpos de quartzo milonitos e filonitos na região do Cerro dos Burros, que são identificadas no relevo da área como imponentes cristas.

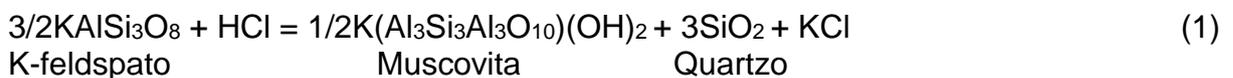
A área de estudo foi compartimentada em três domínios por Knijnik *et al.* (2012), Fontana *et al.* (2012) e Gregory *et al.* (2011). Na Figura 3B, os domínios IA e IB são representados pelo magmatismo pós-colisional sintectônico ao CCSb, porém somente o IB está em contato com rochas do embasamento paleoproterozoico. O domínio II, na porção SE da área de estudo, possui contato intrusivo com as rochas do domínio IB e representa o magmatismo alcalino tardio do Batólito de Pelotas, tendo

seu limite com o domínio IB marcado por zonas de cataclase. Os filonitos e quartzo milonitos em estudo estão localizados no domínio IB (Fig. 3A).

A deformação acompanhada de recristalização/neocristalização de rochas com textura grossa, como o granito, envolve redução no tamanho de grão e desenvolvimento de foliação e lineação (Vernon, 2004). Reações químicas normalmente acompanham e afetam a deformação e podem (1) produzir novos grãos livres de tensão e assim contribuir para a deformação, (2) consumir ou liberar líquidos, o que afeta a reologia dos minerais e (3) produzir minerais mais fortes (*reaction strengthening*) ou minerais mais fracos (*reaction weakening*).

Sibson (1977) notou que em uma certa profundidade, as rochas de falha desenvolviam paragênese metamórfica de fácies xisto-verde inferior na presença de água, que ficam fortemente foliadas. Os feldspatos são reduzidos a micas brancas e quartzo (Reação 1), que segregam e desenvolvem filonitos e quartzo milonitos. Vários autores descrevem este tipo de ocorrência e O'Hara (2007) argumenta que os filonitos se desenvolvem primeiro pela quebra mecânica do feldspato, principalmente ao longo dos seus planos de clivagem, seguido pela quebra química com presença de fluido nos poros. Segundo O'Hara (2007), a deformação dútil de feldspato pode vir a ter duas consequências importantes para os filonitos. Em primeiro lugar, a redução do tamanho de grão e consequente aumento de área superficial vai resultar no aumento da taxa de reação, e segundo, microfraturas irão melhorar a permeabilidade da rocha e promover ainda mais as reações promovidas pela presença de fluido.

Uma importante reação de *strain softening*, comum nos filonitos da fácies xisto-verde é a quebra dos K-feldspatos em quartzo e muscovita (Bryant 1966).



Mesquita *et al.* (2009) alega que a presença de rochas como filonitos em zonas de cisalhamento indicam que a mesma é hidratada, onde a pressão de fluidos superou a tensão cisalhante. É provável que os filonitos ocorram em locais preferenciais da zona de cisalhamento onde a pressão de fluidos é igual ou maior que a pressão litostática.

Mesquita *et al.* (2013) argumentam que processos de filonitização envolvendo dissolução de quartzo são comuns na literatura. Tais processos resultam da

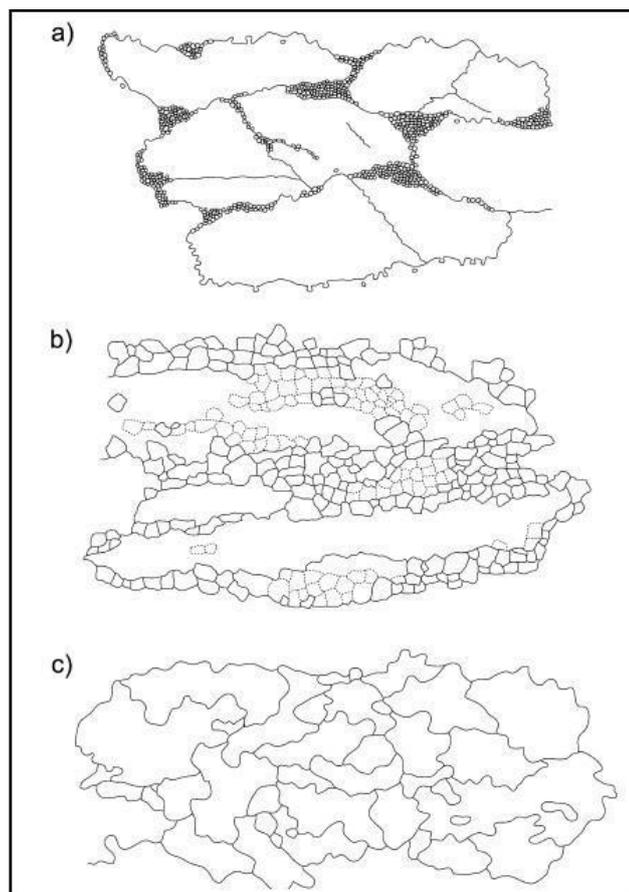
eliminação do quartzo e enriquecimento de minerais micáceos, que gera os filonitos. Nestas condições, onde o fluído governa a reologia da rocha, é possível que ocorram segregações hidrotermais induzidas por dissolução por pressão gerando, além dos filonitos, rochas ricas em sílica, como o quartzo milonitos e os veios de quartzo (Jefferies, 2005). Cruz *et al.* (2005) propõem uma silicificação generalizada e formação de grandes corpos lenticulares decamétricos de quartzo, dispostos paralelamente à foliação milonítica principal.

Em seu trabalho, Mesquita (1991) descreveu filonitos e quartzo milonitos da região como estruturas relacionadas à movimentação tardia de transcorrência. A foliação bem marcada por filossilicatos muito finos e mal cristalizados (biotita e mica branca) podem obliterar a lineação de estiramento da encaixante sob o efeito do alto strain e homogeneização das microestruturas, devido a extensiva recristalização uniformemente distribuída e com poucos porfiroclastos remanescentes. Segundo a autora, estas estruturas se desenvolveram na Zona de Cisalhamento Dorsal do Canguçu, no limite noroeste do Granito Arroio Francisquinho e possuem continuidade física com a zona de cisalhamento. "No limite noroeste dos metagranitos Arroio Francisquinho, estes (o estiramento do quartzo e feldspatos) evoluem para bandas alternadas de filonitos e quartzo milonitos". (p. 78). Estas estruturas formam rochas constituídas por alternância métrica e centimétrica de quartzo milonitos maciços e micáceos, filonitos com mica branca, biotita e quartzo e filonitos a granada. Tais rochas teriam sua gênese relacionada com o processo de *strain softening*, que ocorre principalmente na quebra de feldspatos por *softening* de reação (amolecimento por mudanças químicas) e enfraquecimento hidráulico (*hydrolytic weakening*) em quartzo, sob o ponto de vista de Kirby & McCormick (1979).

Os principais mecanismos de deformação atuantes na deformação de estado sólido são a recuperação e a recristalização. Estes mecanismos começam a operar no quartzo a partir de 280° C. A recuperação remove deslocações de dentro da estrutura cristalina e a recristalização permite a migração dos limites de grão. (Passchier & Trow, 2005). O movimento das deslocações ocorre ao longo da rede cristalina dos minerais sem que ocorra fratura e é conhecido como *dislocation creep*, que agrupa o *dislocation glide*, com deslizamento paralelo à rede cristalina e o *dislocation climb*, com deslizamento perpendicular à rede cristalina. O segundo requer mais energia para ser acionado.

Autores como Hirth & Tullis (1992) demonstram que em temperaturas mais baixas ou com alta taxa de deformação, as taxas de produção das deslocações são altas demais para que a recuperação seja um mecanismo eficiente. Com o aumento da temperatura ou diminuição da taxa de deformação, o *dislocation climb* se torna rápido o suficiente para aumentar a eficiência da recuperação. Em temperaturas ainda mais altas, a migração dos limites de grão é favorecida. Os autores elucidam microestruturas de recristalização dinâmica em quartzo em três regimes, e para cada qual, um mecanismo de recristalização dinâmica dominante.

Stipp *et al.* (2002) apresentam dados de correlação entre faixas de temperatura e taxas de deformação para rochas deformadas naturalmente e em laboratório, e atribuem valores de temperatura para os 3 regimes de Hirth & Tullis (1992), em estudos realizados na falha Tonale, nos Alpes (Figura 4).



**Figura 4: Microestruturas em quartzo desenvolvidas por recristalização dinâmica a) Regime 1: BLG – baixa T, de 280-400° C. b) Regime2: SGR – T intermediária, de 400- 500° C. c) Regime3: GBM – alta T, acima de 500° C. Extraído de Stipp et al. (2002).**

No regime 1 a taxa de formação de deslocações é maior que a velocidade de *dislocation creep*. Os cristais de quartzo deformados neste regime ficam com alta densidade de deslocações e desenvolvem extinção ondulante e *deformation lamellae*, pequenos cristais livres de deslocações se formam nos limites dos grãos por *bulging recrystallization* (BLG) e os limites dos cristais reliquiares ficam serrilhados. Neste regime, ou a temperatura é muito baixa ou a taxa de deformação é muito alta para favorecer o *dislocation creep* e consequente formação de subgrãos.

No regime 2 a velocidade do *dislocation creep* é maior que a taxa de produção de deslocações. Os cristais deformados neste regime sofrem recuperação e formam subgrãos. Cada vez que uma deslocação atinge o limite do subgrão ocorre uma pequena mudança no ângulo entre os cristais e com a progressão deste mecanismo os subgrãos rotacionam até formarem grãos recristalizados com orientação óptica distinta do reliquiar. Este mecanismo de recristalização é denominado *subgrain rotation* (SGR)

No regime 3 os limites de grão migram com facilidade e cristais grandes e interlobados se desenvolvem pelo mecanismo de *grain boundary migration* (GBM).

Em temperaturas acima de 650° C a recuperação em cristais de quartzo ocorre ao longo de deslizamentos na rede cristalina em duas direções, basal <a> e prismática <c>, que cria subgrãos com padrões retangulares, conhecidos como “tabuleiro de xadrez” (Kruhl, 1996; Passchier & Trouw, 2005). Para reconhecer esta feição é necessário observar cristais em que o eixo c do quartzo esteja paralelo com o plano de corte da lâmina.

## **Metodologia e técnicas analíticas**

Numa primeira fase da pesquisa, dados bibliográficos pré-existentes relacionados ao assunto e ao local de pesquisa foram compilados, como artigos, dissertações de mestrado e teses de doutorado, assim como livros e atlas didáticos. A busca foi realizada principalmente pelo portal de periódicos da CAPES, na biblioteca do Instituto de Geociências da UFRGS e nos arquivos do grupo Magmatismo Sintectônico desta Universidade. As informações serviram como plataforma conceitual no desenvolvimento deste projeto.

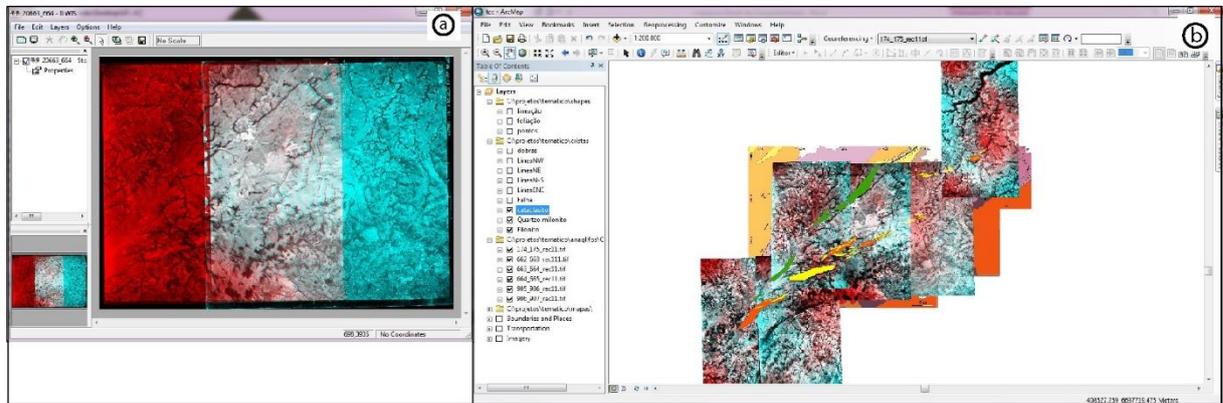
Foram selecionadas 2 lâminas de quartzo milonitos confeccionadas em projetos anteriores, buscando suas localizações em mapas pré-existentes. Estas foram observadas em microscópio petrográfico para o reconhecimento prévio dessas rochas.

Nesta etapa também foram elaborados anaglifos em escala 1:60.000 a partir de fotos aéreas da CPRM, à disposição na Biblioteca do IGEO. O *software* livre ILWIS 3.31 Academic® foi utilizado para confecção de 6 anaglifos que cobrem toda a área de estudo, a partir de 11 aerofotos (Figura 5 a). Os anaglifos ajudam na estratégia de campo e são guias para traçar os perfis de caminamento.

Anaglifo é uma imagem com duas camadas de cores diferentes, vermelha e azul, com perspectivas ligeiramente diferentes. Assim quando nós olhamos para elas através de óculos com lentes azul e vermelha, cada olho percebe uma camada diferente. Dessa forma nosso cérebro assimila o resultado das imagens separadas, capturada por cada olho que, quando juntas, formam uma cena em 3D em nossas cabeças.

Os anaglifos foram georreferenciados em plataforma GIS (Figura 1b) e permitiram um aprimoramento na visualização dos corpos de filonitos e quartzo

milonitos através da fotointerpretação do relevo, com atenção às formas em crista. Com estas imagens foi possível refinar as formas e posições destes corpos que estão disponíveis no mapa geológico de escala 1:25.000 elaborados por UFRGS (2006) e UFRGS (2007) e modificado por Gregory *et al.* (2011).



**Figura 5 – Observação da ZCQSE através do método dos anaglifos. (a) Confeção de anaglifo no programa livre ILWIS 3.31 Academic®. (b) Georreferenciamento das imagens no Arcgis®.**

O georreferenciamento das imagens foi feito com base em um layer de imagem de satélite de alta definição, georreferenciado no globo todo, que está disponível gratuitamente no site do ArcGis®. Os dados espaciais da geometria e posição dos polígonos que representam as cristas poderiam ser aperfeiçoados ainda mais se as aerofotos estivessem ortorretificadas, entretanto, sendo o objetivo desta etapa refinar os dados, a precisão quanto a posição dos contatos é aceitável.

Os anaglifos também foram usados junto com mapas geológicos, topográficos e imagens de satélite para identificar litologias, vias de acesso e exposições das rochas em estudo. Com esse material foi possível planejar o trabalho de campo e otimizar o tempo de viagem.

Desta forma, afloramentos previamente observados como locais chave para fazer descrições de detalhe quanto às ocorrências e estruturas geológicas foram visitados, a fim de elaborar um banco de dados rico em informações. Nestes locais foram marcados pontos em coordenadas UTM, feitos croquis, descrições visuais, coleta de estruturas, fotografias, coleta de amostras orientadas e muitas discussões.

Também foram coletadas estruturas sistematicamente ao longo de perfis traçados ortogonais à foliação, pois desta forma é possível caminhar sobre o maior

número de bandas, logo de variações. As estruturas foram medidas com a bússola Clar, que fornece leitura em notação trama. Esta notação foi escolhida pela facilidade na tirada de medidas. Para medir basta encostar a tampa da bússola no plano de foliação e nivelar a bússola. O mergulho é medido no goniômetro desta bússola e sentido do mergulho é lido diretamente no limbo. A bússola foi declinada no primeiro dia do campo.

Estas medidas estruturais foram plotadas em estereogramas no *software* Stereo32 (Figura 6), em rede de Schmidt no hemisfério inferior e as estruturas planares estão representadas por polos de planos. Os estereogramas foram confeccionados de forma que a posição das estruturas de locais diferentes, encontradas em campo, pudessem ser comparadas.

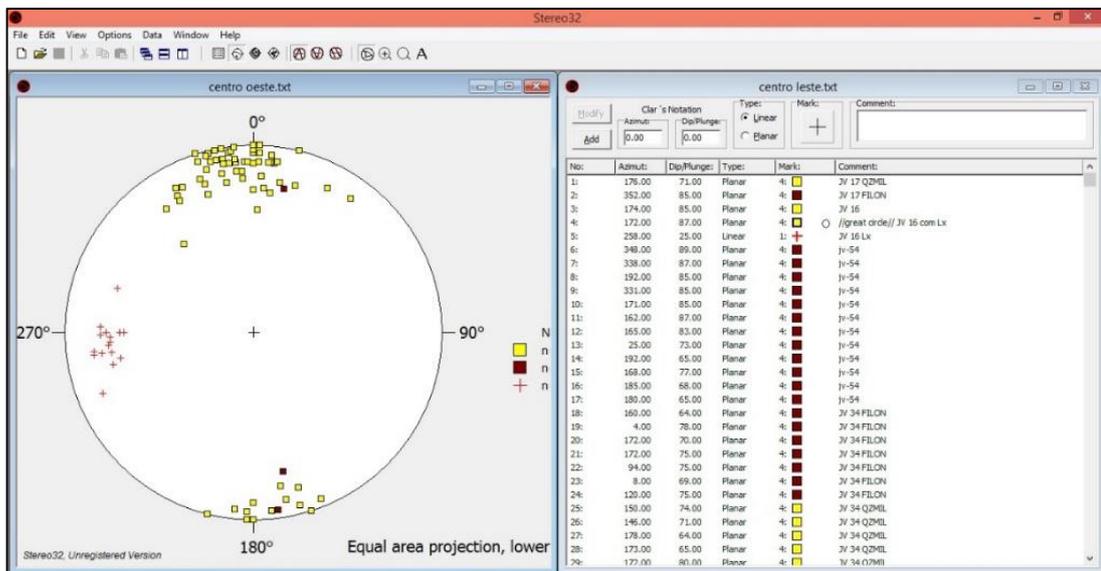


Figura 6- Exemplo de estereograma confeccionado no *software* Stereo32, com projeção no hemisfério inferior, em rede equiárea de Schmidt.

Os locais das amostras para lâmina foram escolhidos cuidadosamente em afloramentos onde as estruturas são mais expressivas. As amostras foram orientadas e a marcação do corte foi feito perpendicular à foliação e paralelo à lineação de estiramento, conforme a Figura 7. Este método permite passar a orientação da amostra para a lâmina, tornando possível analisar a cinemática da deformação e indicar a orientação espacial das microestruturas.

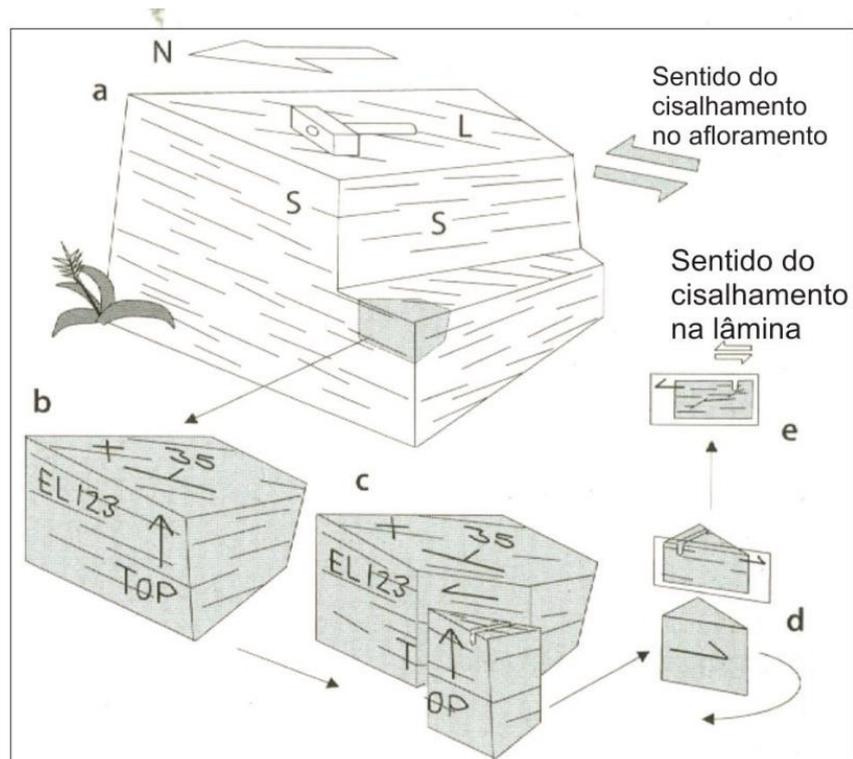
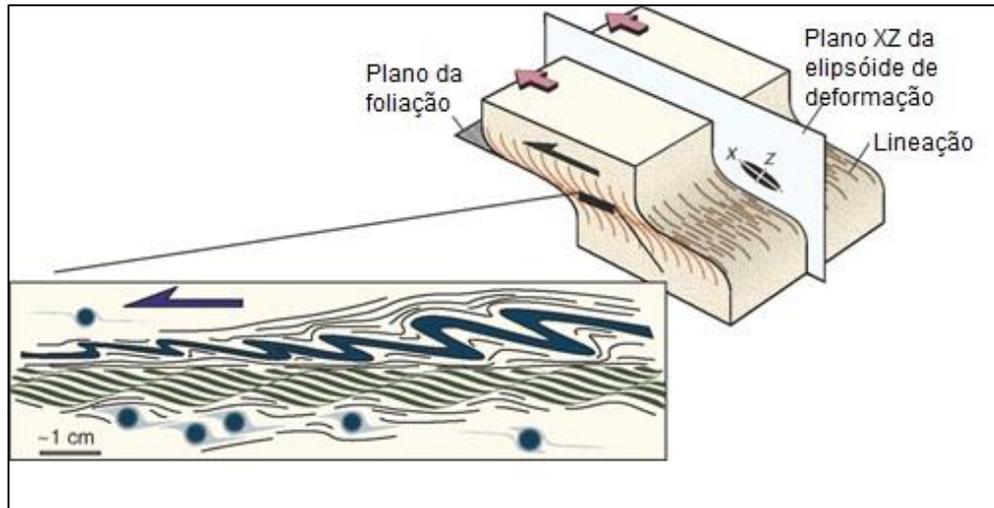


Figura 7 - Método para obter amostra orientada. a) analisar elementos estruturais do afloramento; b) orientar a amostra desenhando símbolo de direção e mergulho e anotar essas medidas; c) fazer o corte paralelo à lineação e perpendicular à foliação; d) marcar no vidro a orientação, tomando o cuidado de manter a posição da direção e mergulho; e) lâmina com sentido de cisalhamento. (Modificado de Passchier & Trow, 2005).

As amostras mais representativas foram selecionadas para serem laminadas. Para que as microestruturas fiquem aparentes na lâmina, permitindo análise cinemática, é necessário que a superfície da lâmina esteja paralela aos eixos XZ da elipsoide de deformação (lineação de estiramento) e ortogonal ao plano XY, plano da foliação. As lâminas foram preparadas no Laboratório de Preparação de Amostras do Instituto de Geociências da UFRGS, com espessura de 30  $\mu\text{m}$ .

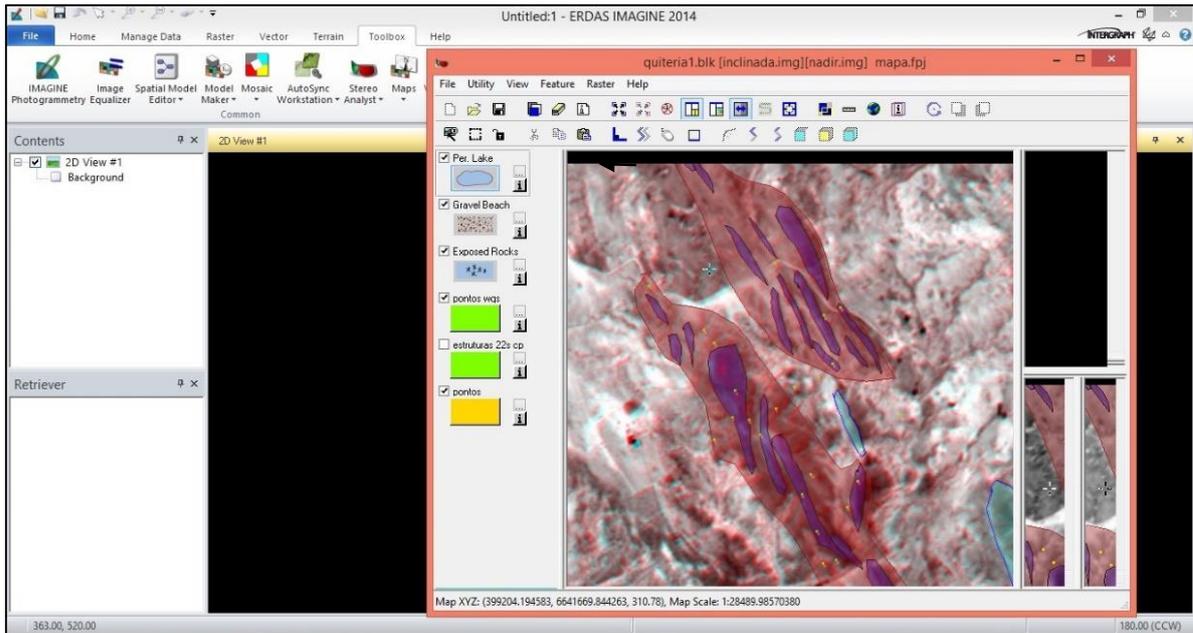


**Figura 8 - Desenho esquemático demonstrando desenvolvimento de microestruturas no plano XZ do elipsóide de deformação, seção em que deve ser feita a lâmina (Modificado de Fossen, 2010)**

A análise petrográfica e microestrutural foi realizada através da descrição de 13 lâminas petrográficas orientadas. Dessas, 2 são de filonitos, 9 de quartzo milonitos e 2 de veios de quartzo, que foram descritas com o uso de uma Lupa Olympus, com luz polarizada e de um microscópio óptico Carl Zeiss Jena. O foco dessa etapa foi documentar as ocorrências minerais dos filonitos e dos quartzo milonitos, assim como as principais estruturas detalhadamente, descrevendo as microestruturas que se desenvolveram e relacionando-as com possíveis fases de movimentação. As lâminas foram descritas, com atenção voltada às microestruturas desenvolvida em quartzo. Esta Etapa foi baseada principalmente em Krull (1996), Passchier e Trow (2005), Stip *et al.*(2002) e Vernom (2007).

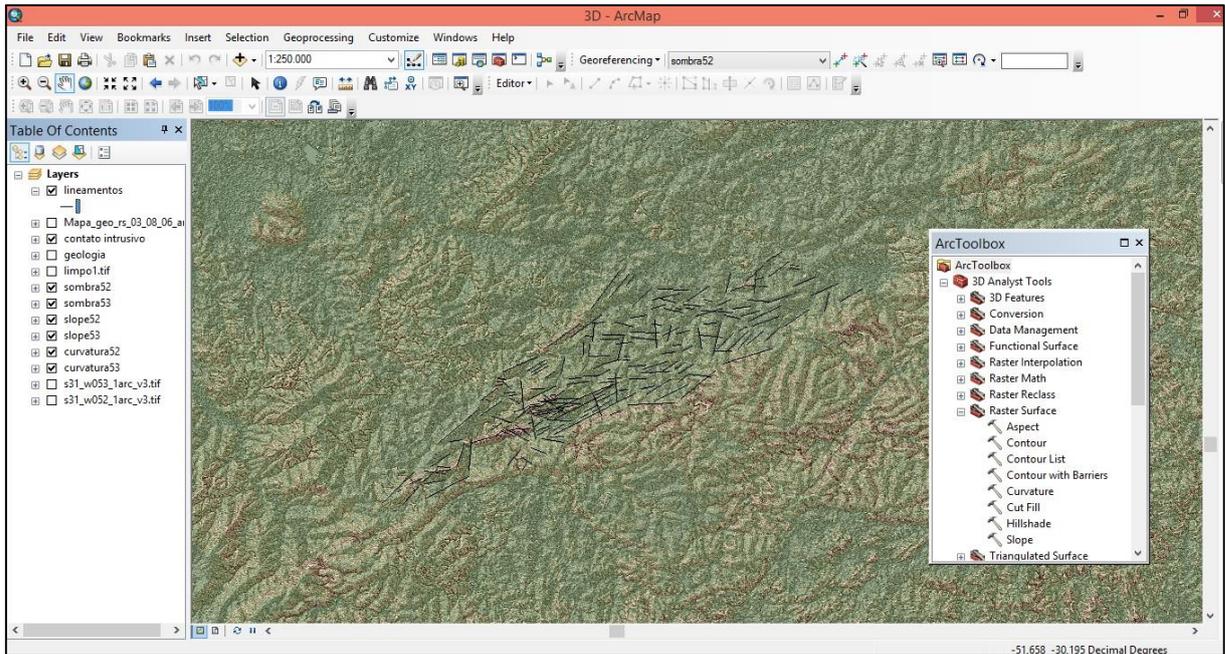
Os dados de campo, como coordenadas UTM, medidas estruturais, amostras e lâminas foram atualizados no *software* ArcGisTM.

Por fim, um novo mapa geológico das cristas com suas estruturas foi elaborado no *software Stereo Analyst*, do Erdas Imagine®, que permite trabalhar com anaglifo de uma imagem georreferenciada do satélite Aster, junto com os dados de campo (Fig. 9). Contatos foram traçados usando critérios de interpretação de aerofoto, como formas de relevo, textura e tonalidade. A imagem Aster abrange uma área de 60 km por 60 km e com ela foi possível analisar toda área de estudo, que permitiu a confecção de um mapa geológico mais refinado das cristas.



**Figura 9 - Stereo Analyst, do ERDAS Imagine, que permite trabalhar com imagens 3D em plataforma GIS, utilizando o método dos anaglifos.**

Para traçar lineamentos, foi composta uma imagem de 3 mapas gerados a partir de uma imagem SRTM (*Shuttle Radar Topography Mission*) de 1 arco de segundo, disponível no *Earth Explorer*, plataforma de sensoriamento remoto no site da *United States Geological Service* (USGS). Esta imagem foi processada no software ArcMap® do ArcGisTM (Fig. 10), onde foram confeccionados um mapa de sombra de relevo, um mapa de declividade e um de curvatura. A composição dos três gera uma imagem da superfície topográfica onde os lineamento podem ser apreciados e traçados em escala 1:150000.



**Figura 10 - O software ArcMap® foi a ferramenta utilizada para o traçado de lineamentos. Com o uso do ArcToolbox foi possível criar um mapa de relevo a partir de um modelo digital SRTM, disponível na plataforma *EARTH EXPLORER* da USGS, que serviu de base para o traçado de lineamentos de vales e cristas.**

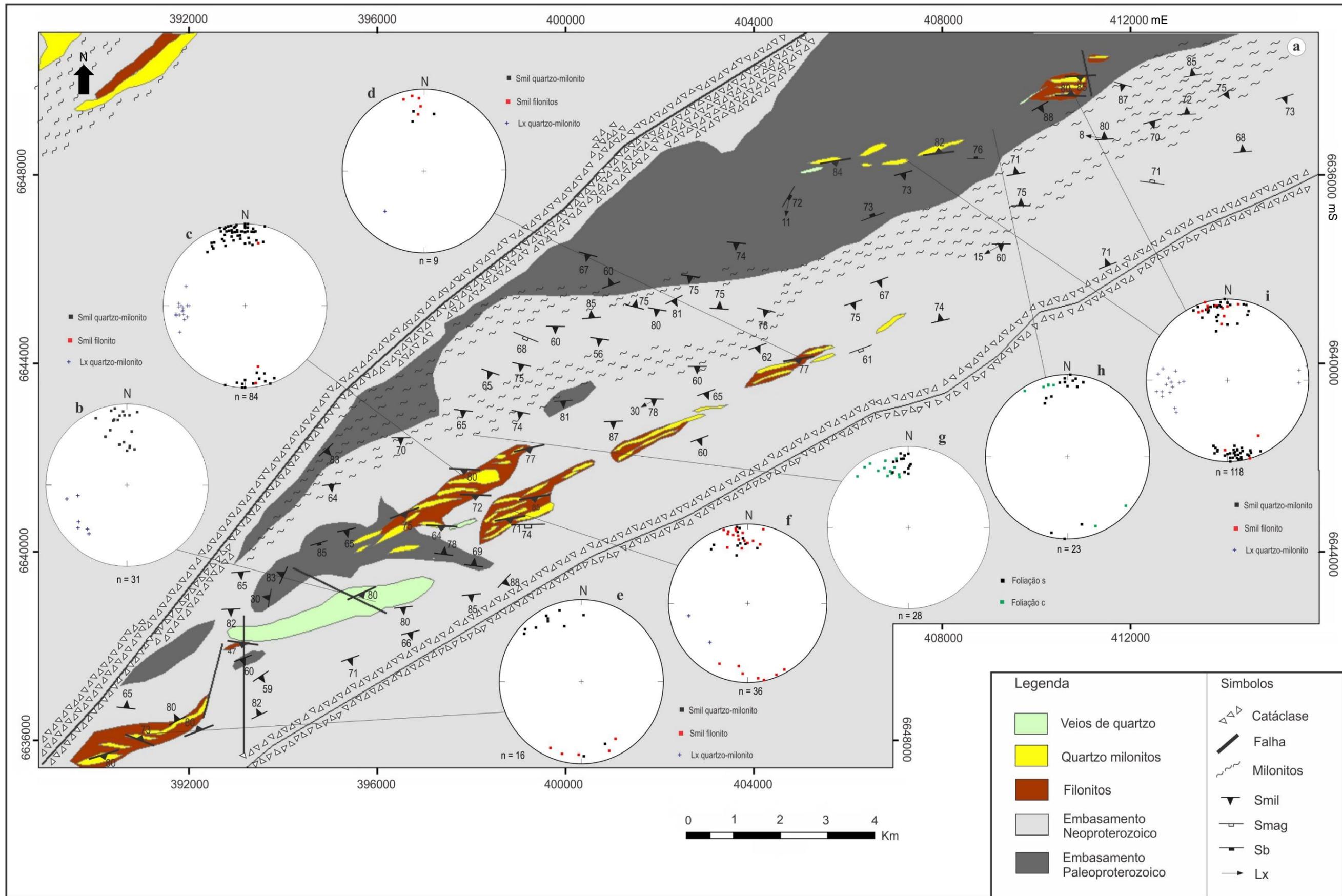
## Resultados

### Caracterização das estruturas de megaescala

A ZCQSE é um complexo arcabouço estrutural quilométrico composto por zonas miloníticas anastomosadas, composta por zonas de alta e baixa deformação (Shnorr, 2013), limitada por zonas de cataclase. Registra um evento inicial de magmatismo sintectônico no ambiente pós colisional (~635 Ga), controlado por um movimento sinistral de caráter transcorrente no Ciclo Brasileiro (Knijnik *et al.*, 2012). Possui forma alongada de direção ENE-WSW e suas principais estruturas são uma foliação magmática de direção E-W que evolui para milonítica, paralela à ZCQSE. As rochas encaixantes são ortognaisses, metatonalitos, metadioritos e metagranodioritos que pertencem ao Complexo Arroio dos Ratos (~2.1 Ga), do Paleoproterozoico (Gregory *et al.* 2015), composto por 3 associações.

Com o uso de anaglifos, foi possível identificar a ZCQSE e as formas de relevo em cristas, características de rochas com bandamento sub-vertical, que são mais resistentes ao intemperismo e erosão que neste caso são representadas por quartzos milonitos. Os anaglifos gerados estão em anexo.

Uma imagem do satélite Aster da região foi processada no *StereoAnalyst* do *Erdas Imagine*, utilizando o método dos anaglifos, uma vez que o satélite Aster disponibiliza uma imagem feita a nadir e uma inclinada. Com o emprego dessa ferramentas foi possível confeccionar um novo mapa mais preciso destes corpos, com formatos e posições mais fiéis à realidade (Fig. 11).



Legenda		Símbolos	
	Veios de quartzo		Catáclase
	Quartzo milonitos		Falha
	Filonitos		Milonitos
	Embasamento Neoproterozoico		Smil
	Embasamento Paleoproterozoico		Smag
			Sb
			Lx

**Figura 11– Mapa Estrutural com estereogramas em rede equiárea de Schmidt, hemisfério inferior, vinculados aos seus respectivos locais. Embora a orientação do conjunto de cristas seja N60°E, suas foliações possuem direções E-W predominantemente. (a) Mapa geológico, modificado de UFRGS (2006) e Gregory *et al.* (2011). (b) Estereograma de possante veio de quartzo, com estruturas medidas em perfil ao longo do Arroio Quitéria. Neste corpo, foliação com alto ângulo possui  $L_x$  de baixo rake e conforme o mergulho da foliação diminui o rake aumenta. (c) Estereograma de quartzo milonitos e filonitos, que demonstra foliação E-W com alto ângulo e lineação de estiramento com caimento para W em crista de grande porte. (d) Estereograma de local onde as cristas são de pequeno porte e possuem direção N60°E, enquanto a foliação é E-W, com alto ângulo. (e) Estereograma das cristas ao sul, de médio a grande porte. Aqui as foliações possuem com mais frequência direções NE. (f) Estereograma de cristas de médio a grande porte, onde cortes de estrada contribuem com a exposição de filonitos, que possuem  $S_{mil}$  concordantes com os quartzo milonitos. (g) Estereograma do embasamento neoproterozoico, que demonstra foliação S-C do GAD. Neste, é possível observar a  $S_0$  de orientação E-W rotacionada para a esquerda, enquanto evolui para  $S_{mil}$ , de direção ENE, paralela à ZCQSE. (h) Estereograma do embasamento paleoproterozoico, confeccionado com estruturas da Associação 2, em afloramento com textura ígnea com  $S_0$  E-W, obliteradas por  $S_{mil}$  NE. Neste local, a  $S_0$  é penetrativa, enquanto a  $S_{mil}$  é fina, localizada e descontínua. (i) Estereograma das cristas de médio a grande porte ao norte, desenvolvidas sobre o CAR. Possuem  $S_0$  E-W com alto ângulo de mergulho, e  $L_x$  com caimento para W.**

A área do mapa é compartimentada em 3 domínios, separados por 2 grandes zonas de cataclase (Fig. 3A).

O domínio IA é representado por granitoides peraluminosos sintectônicos posicionados na Zona de Cisalhamento Transcorrente Dorsal do Canguçu (ZCTDC), e estão separados do domínio IB por uma zona de cataclase de direção NE-SW.

O domínio IB é representado por um bloco de rochas paleoproterozoicas do CAR e uma Zona de Cisalhamento Dúctil, a ZCQSE (Fig.11).

O domínio II está separado do domínio IB por outra zona de cataclase, de direção NE-SW. Os granitoides que compõem este domínio são resultado de um magmatismo tardio no Batólito de Pelotas, de afinidade alcalina.

O CAR é composto por três associações do tipo TTG (Gregory *et al.*, 2015) e concentra-se principalmente na parte norte do mapa, com corpos menores mapeados ao longo da ZCQSE. A associação mais antiga (A1) é representada por granada-biotita metatonalitos com foliação metamórfica anastomosada de baixo ângulo, com mergulho para WSW e cinemática topo-para-E, que está afetada por dobramento. A associação 2 (A2) é intrusiva na A1 e compreende biotita tonalitos e granodioritos com foliação magmática de direção E-W e com alto ângulo de mergulho, paralela ao PA da dobra que afeta a A1. Também possui foliação cisalhante paralela à magmática, com lineações de estiramento caindo para W e SW. A Associação 3 (A3) é formada

por gnaisses tonalíticos e granodioríticos com bandamento metamórfico concordante com A2 e textura granoblástica. Veios trondhjemíticos ocorrem neste complexo.

A ZCQSE desenvolveu-se durante o Ciclo Brasileiro e controlou o posicionamento de granitoides sintectônicos que marcam o início do período pós-colisional. São estes os Granitoides Cruzeiro do Sul (GCS), de afinidade shoshonítica (Knijnik, 2012), os Granitoides Arroio Divisa (GAD) e os Granitoides Sanga do Areal (GSA) ambos de afinidade toleítica médio a alto K (Fontana *et al.*, 2012 e Centeno *et al.*, 2012). A concordância e a progressão da foliação magmática para milonítica, ambas paralelas aos limites das intrusões, comprovam o caráter sintectônico destes três granitoides.

Estes granitoides estão fortemente deformados por uma cinemática transcorrente com movimento sinistral, e suas estruturas imprimem nas rochas 2 foliações, uma magmática e primitiva de direção E-W concordante com o embasamento paleoproterozoico, e uma cisalhante, de direção ENE-WSW paralela à ZCQSE, que juntas compõem um par S-C sinistral. Ao Sul e Oeste da ZCQSE predomina a foliação magmática, de direção E-W e mergulho acentuado que sofre inflexão para ENE-WSW em sua porção leste e norte, onde predomina a cisalhante. Lineações de estiramento nos três granitoides caem preferencialmente para W. Quartzo milonitos e filonitos se desenvolvem neste domínio sobre as rochas do CAR e do GAD.

Nesta área há dois tipos de quartzo milonito (Fig. 11). O principal ocorre intercalado com os filonitos, em bandas com mais de 95% de quartzo de direção E-W a ENE-WSW e são produtos de metamorfismo. O outro tipo ocorre de maneira subordinada como possantes veios de quartzo e sem filonitos nas adjacências. Os corpos de filonitos e quartzo milonitos estão sobre o CAR, no embasamento paleoproterozóico e sobre o GAD, no neoproterozóico.

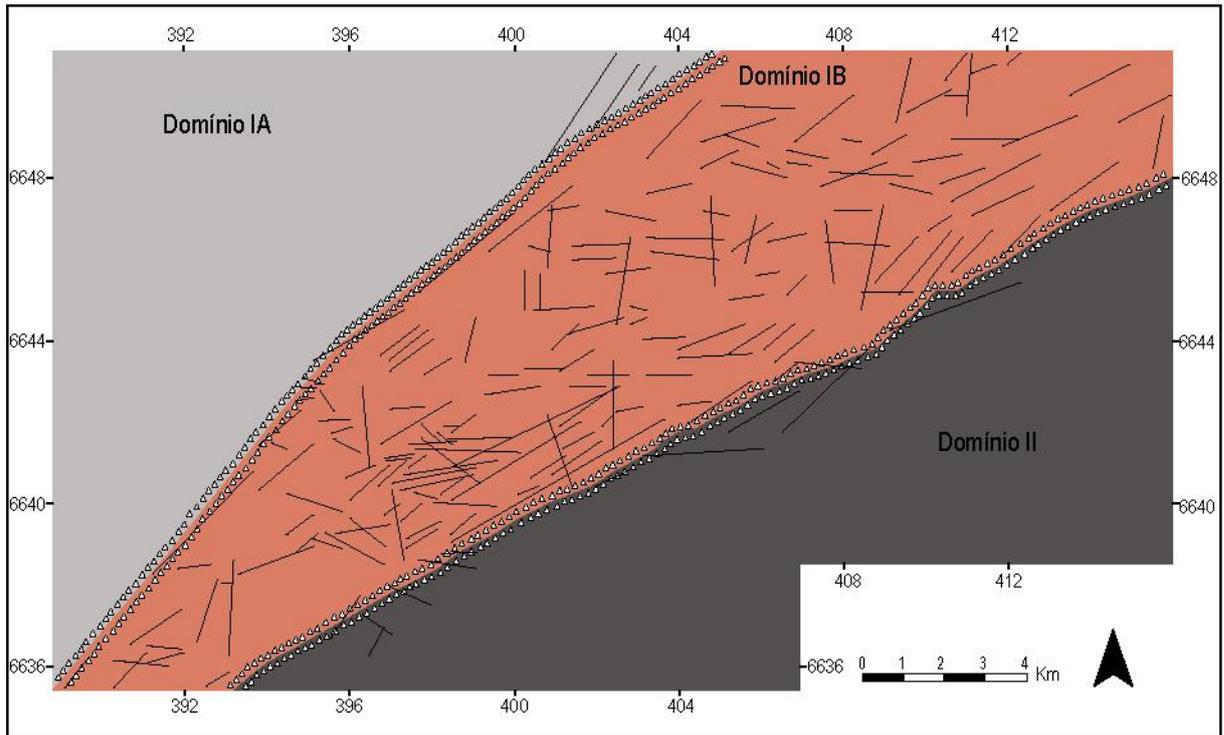
Como consequência da diferença de composição, quartzo milonitos resistem mais ao intemperismo e erosão que os filonitos e encaixantes. O relevo em cristas (Fig. 12) se deve à presença de grandes volumes de bandas e veios subverticais de quartzo milonitos, que encontram-se bem preservadas. As cristas de quartzo-milonitos possuem direções E-W a N60°S e juntas compõem uma faixa de direção ENE. Dois conjuntos de cristas se desenvolveram neste domínio. Um menor a norte, localizado

no bloco de rochas paleoproterozoicas do CAR, e outro no centro e sul, de maior dimensão localizado no GAD. O conjunto compõe uma faixa com direção N60°E (Fig. 11).



**Figura 12 - Panorama das cristas localizadas na área central do mapa geológico, apontada na figura 11 c. a) Tomada de foto para NW, com vista paralela às cristas. b) Vista perpendicular às cristas, com tomada de foto para NE.**

Um mapa de relevo foi usado para desenvolver o traçado de lineamentos. Os lineamentos são elementos topográficos e geológicos superficiais lineares que refletem a estrutura da rocha em subsuperfície. O traçado dos lineamentos foi baseado em Wise (1982), que expõe uma série de regras a serem seguidas nesta atividade. Para ser considerado um lineamento, o traço na imagem deve representar uma feição estrutural de subsuperfície, assim lineamentos não devem ser traçado aleatoriamente sobre qualquer feição linear da imagem, como cercas, vegetais alinhados ou estradas. Prolongamentos dos traços também foram evitados a fim de privar interpretações e critérios subjetivos. O mapa encontra-se logo abaixo, na Figura 13.



**Figura 13 - Mapa de lineamentos confeccionado a partir de feições topográficas no *software* ErcMap®. Este mapa indica posições de cristas e vales lineares dispostos na ZCQSE.**

Este mapa abrange a mesma área do mapa geológico. O traçado foi feito apenas na ZCQSE, e nele é possível observar duas famílias principais de lineamentos, uma E-W e outra ENE-WSW. Estas famílias possuem as mesmas orientações das principais foliações deste arcabouço estrutural que correspondem à foliação magmática e primitiva sendo cortada pela foliação milonítica, cisalhante e paralela à ZCQSE.

Também foram identificados lineamentos de direção N-S e NW-SE, que correspondem a outra fase de deformação, em regime rúptil.

Para visualizar as relações geométricas entre as principais estruturas observadas, foram confeccionados estereogramas de áreas onde ocorrem filonitos e quartzo milonitos separadamente. As estruturas planares representam as foliações ígneas e miloníticas e as estruturas lineares, lineação de estiramento. Cada estereograma representa um conjunto de elementos estruturais medidos em campo em litologias distintas e os locais dos estereogramas estão apontados na figura 11.

Através dos estereogramas é possível analisar a relação entre as estruturas das cristas e do embasamento. A foliação milonítica dos quartzos milonitos e filonitos possui direção sistemática E-W (Fig. 11a, 11b, 11c, 11d, 11e, 11f e 11i), mesmo quando a orientação da crista é ENE-WSW (Fig. 11c). São predominantemente subverticais e concordantes com a foliação primitiva do GAD, que por sua vez foi controlada pela estrutura pré-existente das associações 2 e 3 do CAR. Esta estrutura magmática primitiva evoluiu para uma foliação cisalhante N60°W, paralela à ZSQSE e juntas compõem pares S-C (Schnorr, 2013) (Fig. 11g). No CAR as estruturas foram medidas em um afloramento de rochas dioríticas da A2, onde a foliação magmática evoluiu para uma cisalhante e desenvolve um par S-C (Fig. 11h).

As lineações de estiramento dos quartzos milonitos e filonitos caem preferencialmente para W com pequeno *rake* nas foliações de alto ângulo, que ficam maiores quando o mergulho da foliação diminui.

## **Caracterização geológica em mesoescala**

### **Quartzos milonitos e filonitos associados**

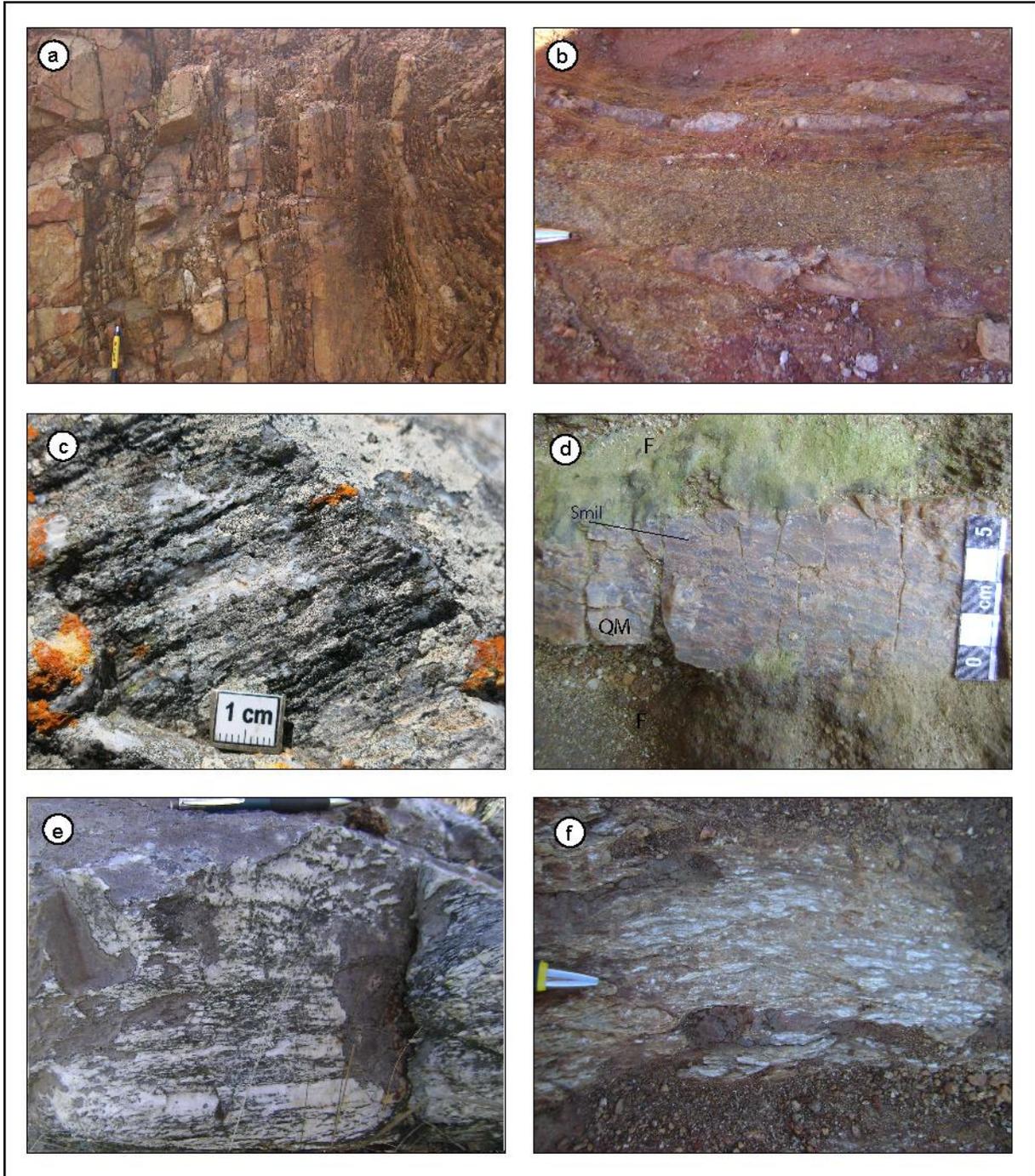
Em campo percebe-se que bandas de quartzos milonitos ocorrem intercalados aos filonitos (Fig. 14a), e suas espessuras variam de milímetros a metros. As bandas finas são descontínuas e podem desenvolver *boudins* (Fig. 14b), já as espessas prolongam-se em dezenas e centenas de metros que balizam o relevo de cristas.

Nos afloramentos de quartzos milonitos e filonitos observa-se à primeira vista foliação subvertical muito bem desenvolvida em ambas litologias (Fig. 14a). Nos quartzos milonitos é comum observar lineações de estiramento (Fig. 14c) e nos filonitos, ondulações e supostos par S-C. Percebe-se que as bandas ricas em quartzo possuem formas mais fixas que as ricas em filossilicatos, devido a uma substancial diferença de competência. Em escala de afloramento, a atitude da foliação dos quartzos varia pouco, enquanto os filonitos ondulam (Fig. 14a).

Afloramentos de quartzos milonitos são mais comuns, frequentemente possuem cor branca a bege, com 5 m a 10 m de espessura e centenas de comprimento, dispostos paralelamente e alinhados às cristas. Possuem textura média a grossa (Fig.

14d) com foliação e lineação bem marcadas pelo estiramento e geralmente a foliação está ressaltada pela alteração (Fig. 14e). Lamelas muito finas de micas brancas grossas e bem formadas e raramente de biotita são observadas paralelas à foliação. É possível notar deformação heterogênea, com níveis de mais alta deformação e grãos mais finos e níveis de mais baixa deformação com grãos mais grossos. Localmente foram observados cristais grossos e transparentes de 2 mm envoltos por matriz de recristalização fina e branca, com cristais menores que 0,5 mm, em aproximadamente 30% de matriz.

Os filonitos têm coloração marrom avermelhada e estão em fase de decomposição através da alteração química de processos supergênicos. Em geral já possuem aspecto de solo, onde apenas as estruturas principais e alguns minerais estão preservados. Possuem textura lepidoblástica fina, cuja foliação é marcada pela orientação dos filossilicatos e por bandas milimétricas e centimétricas de quartzo, que também ocorre como lentes dispersas de 1 cm a 2 cm de espessura e 10 cm a 15 cm de comprimento (Fig. 14b). Restos de feldspatos estirados e alterados foram observados localmente (Fig. 14f).



**Figura 14 - Feições de mesoescala dos quartzo milonitos e filonitos. Nota-se que os filonitos possuem grau de alteração muito alto. (a) Intercalação de quartzo milonito e filonito. Na parte esquerda da foto observa-se abundância de quartzo milonito com foliação homogênea e na parte direita da foto observa-se abundância de quartzo milonito, com  $S_{mil}$  homogênea e na parte esquerda onde ocorre concentração de filonitos, a  $S_{mil}$  é variável. (b) Foto em planta de filonitos com finas bandas de quartzo milonitos, que desenvolvem boudins. (c) Plano XY da foliação de quartzo milonito, com  $L_x$  bem desenvolvida. (d) Plano XZ de banda de quartzo milonito associado a filonitos, com textura média a grossa e foliação marcada pelo estiramento, em leito de estrada. (e) Foto em planta de afloramento de quartzo milonito, de cor branca, com foliação ressaltada pela alteração. (f) Porção de filonito rico em restos de feldspatos reduzidos a caulim por processos supergênicos.**

### Veios de quartzo afetados por cisalhamento

Veios de quartzo afetados pela ZCQSE também foram identificados em campo, mas ocorrem de maneira subordinada (Fig. 11). Possuem textura fina a muito fina e xenólitos do embasamento encaixados na foliação. Apresentam aspecto mais translúcido e homogêneo que os quartzo milonitos associados aos filonitos e sua foliação também é mais fina. Através das amostras serradas é possível reconhecer a diferença entre estes dois tipos diferentes de quartzo milonitos (Fig. 15).

Os quartzo milonitos desenvolvidos sobre veios de quartzo não possuem filonitos associados.

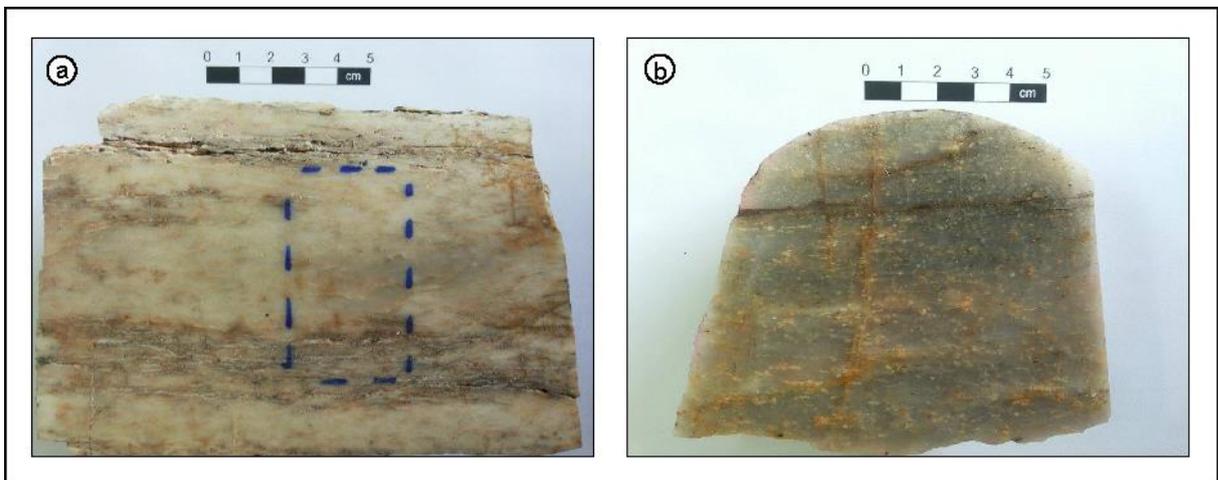


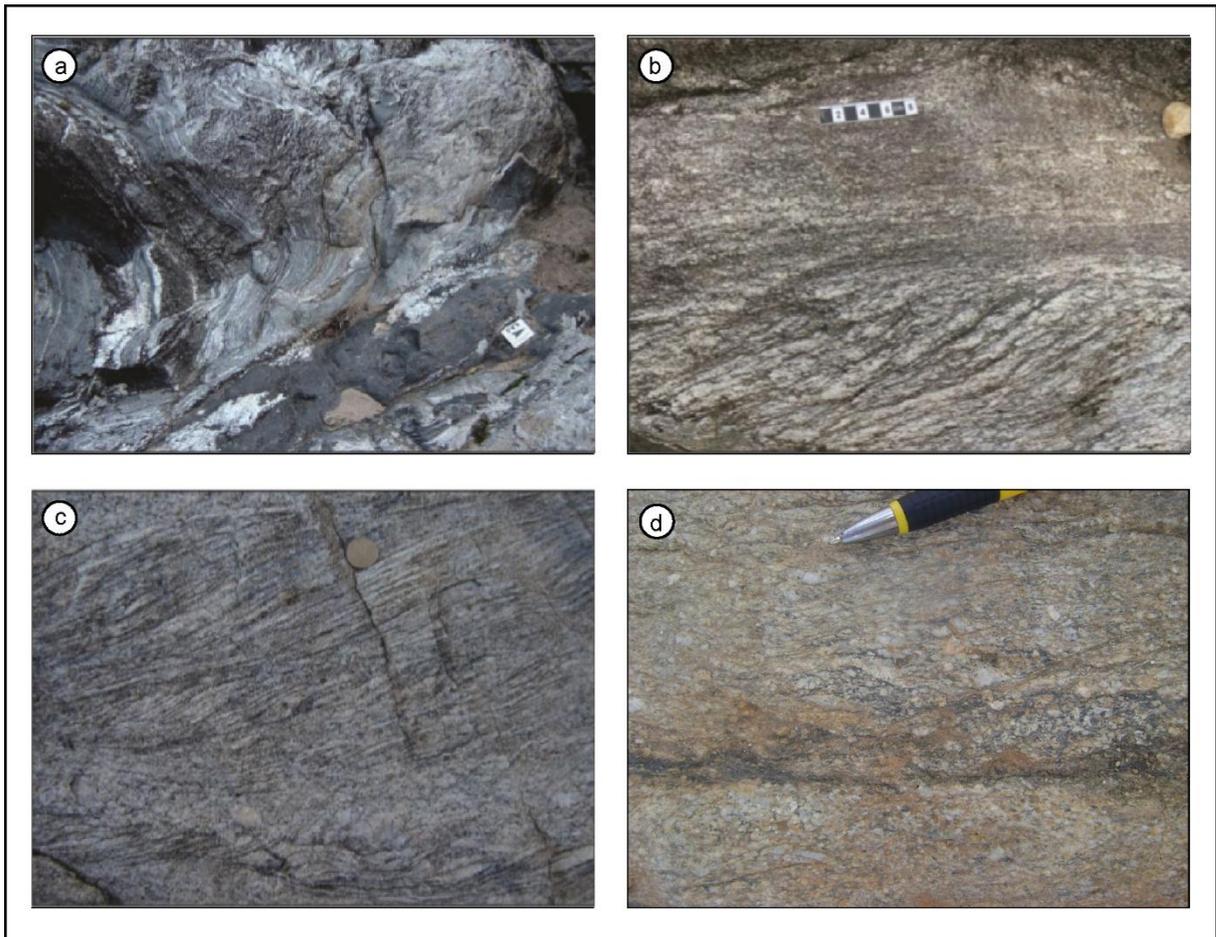
Figura 15 - Amostras serradas de quartzo milonitos (a) associados aos filonitos, de cor branca a bege, com textura heterogranular fina a grossa e foliação ressaltada por alteração e (b) de veios de quartzo afetados por cisalhamento, com aspecto translúcido e homogêneo, textura média a fina e cristais de feldspato.

### Embasamento

O embasamento paleoproterozoico é representado pelo CAR, composto por 3 associações (Gregory *et al.* 2015). A1 é composta por granada-biotita metatonalitos de textura média a grossa e metadioritos a metatonalitos de textura fina, com granada restrita aos termos mais diferenciados. Possui foliação metamórfica bem marcada que por vezes desenvolve um bandamento irregular, onde a presença de textura granoblástica é marcante (Figs. 16a e 16b). As rochas da associação 2 possuem composição similar às primeiras e distinguem por apresentar texturas ígneas

predominantes e estruturas primárias mais bem preservadas. Apresentam textura hipidiomórfica inequigranular média a grossa. São intrusivas na A1 e possuem estruturas discordantes das mesmas (Figs. 16a e 16b). As rochas da associação 3 são gnaisses tonalíticos a granodioríticos de textura média a fina com bandamento bem marcado, onde localmente mostra feições de fusão parcial (Fig. 16c). Nas associações 1 e 2 ocorrem diques máficos associados, enquanto que na A3 não.

No embasamento neoproterozóico, os filonitos e quartzo milonitos ocorrem nos granitoides Arroio Divisa. Os GAD são granodioritos a granitos foliados com textura equigranular média a grossa, contendo biotita. Titanita, zircão, e apatita são minerais acessórios (Fontana *et al* 2012). Neste corpo foram descritas zonas de alta e baixa deformação (Schnorr, 2013). As principais estruturas, na zona de mais baixa deformação, são uma foliação magmática-deformacional E-W marcada pela orientação de feldspatos e biotitas, com componente milonítica de intensidade variável. Na zona de mais alta deformação predomina uma forte foliação milonítica de direção ENE-WSW, com mergulhos predominantemente altos e lineação com caimento para WSW. Foliações S-C são comuns, com a componente cisalhante milimetricamente espessada e em ângulo muito baixo com a foliação s (Fig. 16d). Xenólitos e *roof-pendants* do CAR, mega xenólitos do Complexo Metamórfico Várzea do Capivarita e xenólitos centimétricos do GCS são frequentemente observados nesse corpo, assim como diques máficos sinplutônicos associados.



**Figura 16 - Feições de campo das rochas de embasamento paleo e neoproterozoico dos quartzo milonitos e filonitos. (a) A1 (topo esquerdo) é representada por metatonalitos foliados com enclaves máficos afetados por dobras abertas e A2 (direita abaixo) posicionada no PA da dobra que afeta A1, representada por termos máficos e félsicos (extraída de Gregory *et al.* 2015). (b) Relação intrusiva da A2 (abaixo) na A1 (acima), discordante e com contato difuso (extraída de Gregory *et al.* 2015). (c) Gnaiss granodiorítico da A3 (extraída de Gregory *et al.* 2015). (d) GAD com par S-C de foliações. A  $S_0$  está paralela à base da foto e tem direção E-W e a  $S_{mil}$  está milimetricamente espaçada em ângulo com a  $S_0$ , com sentido de movimento esquerdo.**

### **Caracterização estrutural em microescala**

As principais microestruturas registradas nos grãos de quartzo das cristas são aquelas relacionadas à recuperação e recristalização dinâmica em cristais de quartzo em alta e baixa temperatura.

## Quartzo milonitos

Os quartzo milonitos são compostos por dois tipos de material distintos, os gerados a partir de veios de quartzo, que são subordinados, e os associados aos filonitos, que são dominantes. Nos dois casos, esta unidade é composta por rochas com mais de 95% de quartzo. Em sua trama, observa-se forte orientação cristalográfica (CPO), cujo estiramento imprime na rocha foliação e a lineação bem desenvolvidas (Fig. 17a).

Os quartzo milonitos associados aos filonitos têm textura heterogranular, de fina a grossa com cristais que variam de 0,3 mm a 6 mm com contatos interlobados (Fig. 17b). Esta feição textural é característica de recristalização dinâmica em alta temperatura, sob o regime 3 e encontra-se bem preservada nas crista sobre o CAR. Os cristais estão deformados e o estiramento marca a foliação principal (Fig. 17c). A intensidade do estiramento varia, podendo apresentar grãos achatados a mais prismáticos (comparar Fig. 17b e 17c). No interior destes cristais observa-se subgrãos com padrão tabuleiro de xadrez (Fig. 17d).

Microestruturas de recristalização dinâmica de regime 1, como *Bulging Recrystallization* (BLG), afetam os cristais grossos reliquiais de alta temperatura de quartzo com formas lobares primitivas (Fig. 17d), que desenvolvem extinção ondulante, lamelas de deformação (Fig. 17e) e contatos serrilhados, onde ocorrem grãos recristalizados de 5  $\mu\text{m}$  a 30  $\mu\text{m}$ , microestruturas típicas de baixa temperatura (Fig. 17d e 17f).

Duas gerações de micas brancas foram identificadas. Uma é bem formada e mais grossa e pode estar relacionada com a fase de alta temperatura. A outra é fina e mal formada e provavelmente se formou com a retomada da deformação.

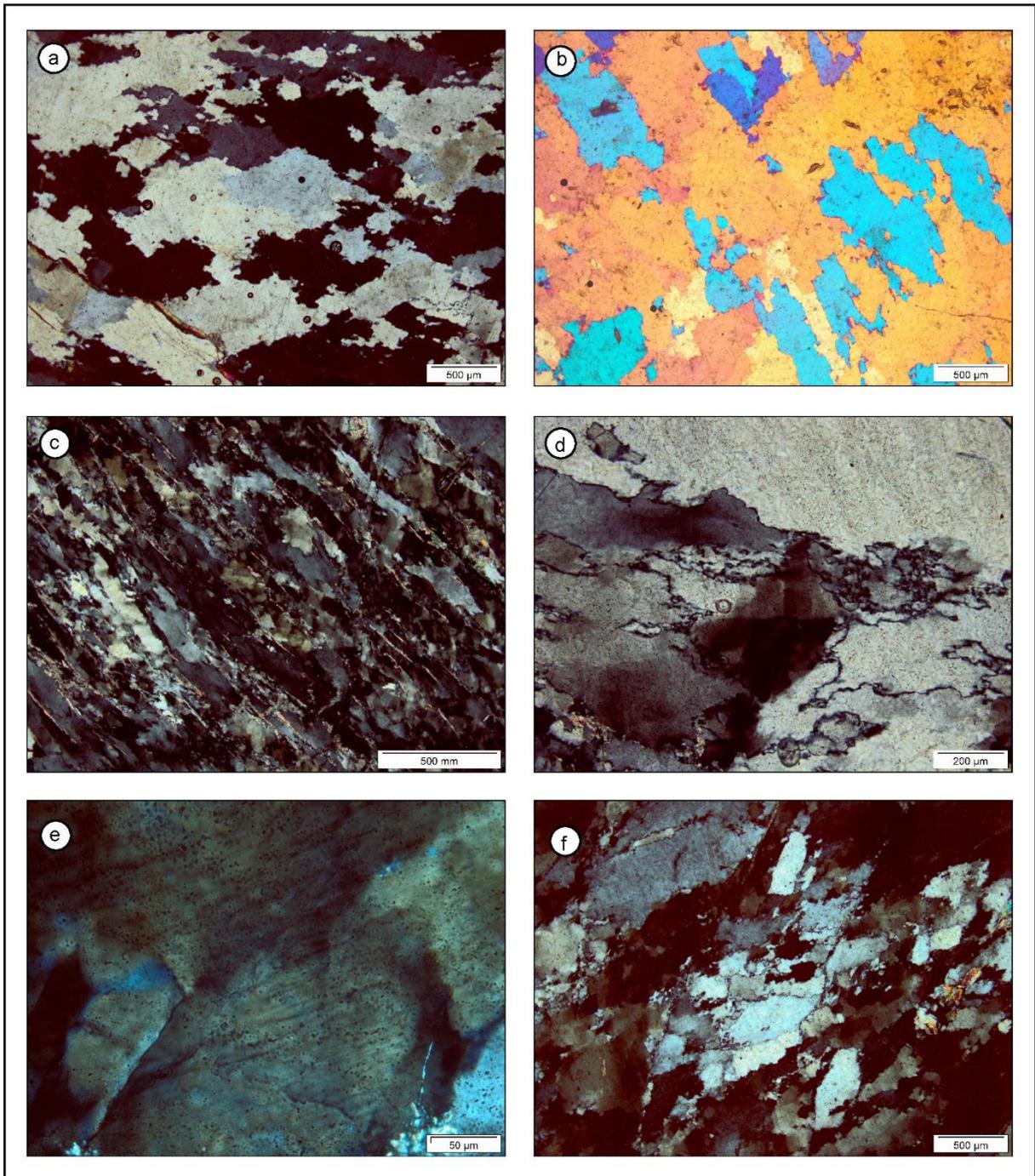


Figura 17 - Feições de microescala dos quartzos miloníticos associados aos filonitos. (a) Cristais grossos de quartzo, interlobados, com forte orientação cristalográfica. Contatos serrilhados e recrystalização no regime 1. (b) Cristais grossos e interlobados de quartzo, com limites retos e angulares formam textura típica de recrystalização dinâmica em alta T, bem preservada nas cristas do CAR. (c) S0 marcada por estiramento de cristais de quartzo e lamelas alinhadas de mica branca bem formada e mica fina. (d) Cristais grossos e lobados de quartzo com subgrãos em padrão tabuleiro de xadrez sendo retomados por *bulging recrystallization*. No canto esquerdo central observa-se alta densidade de deslocamentos que mancha o cristal. (e) Lamelas de deformação típicas de deformação de quartzo em baixa temperatura e alta taxa de deformação. (f) Cristais grossos com subgrãos em padrão tabuleiro de xadrez e contatos serrilhados, onde se desenvolvem cristais finos. Evidência de recrystalização dinâmica recuperação em alta T, sendo retomada em baixa T.

Agregados de quartzo deformados no regime 1 de recristalização geralmente desenvolvem *shear bands* conjugadas (Fig. 18a e 18c). Nos quartzo milonitos associados aos filonitos, as *shear bands* possuem direções ENE-WSW e WNW-ESE, tendo como bissetriz o traço da foliação principal E-W (Fig. 18b e 18d). Marcadas por traços finos, espaçados e descontínuos, as *shear bands* conjugadas imprimem nos cristais de quartzo formas losangulares, com limites de grãos serrilhados, onde a recristalização por *boulging* acomoda a deformação (Fig. 18a e 18c). Nas *shear bands* de direção NE, houve movimentação esquerda, marcada por *mica fish* sinistral (Fig. 18e) e caudas arqueadas de quartzo.

O volume de grãos recristalizados no regime 1 varia de 1% a 12%. Nas cristas da parte norte (Fig. 11i), onde o embasamento paleoproterozoico é o CAR, observa-se 1% do volume recristalizado (Fig. 17b), enquanto nas cristas do embasamento neoproterozoico, sobre o GAD, o volume de grãos recristalizados é de 10 a 12% (Fig. 18f).

Mica branca bem formada, zircão, turmalina, granada, epidoto e biotita ocorrem como minerais acessórios.

Inclusões fluidas também foram observadas, e nelas foi possível enxergar pelo menos duas fases coexistindo, uma líquida e outra vapor. Por vezes as inclusões ocorrem alinhadas e por vezes com disposição caótica.

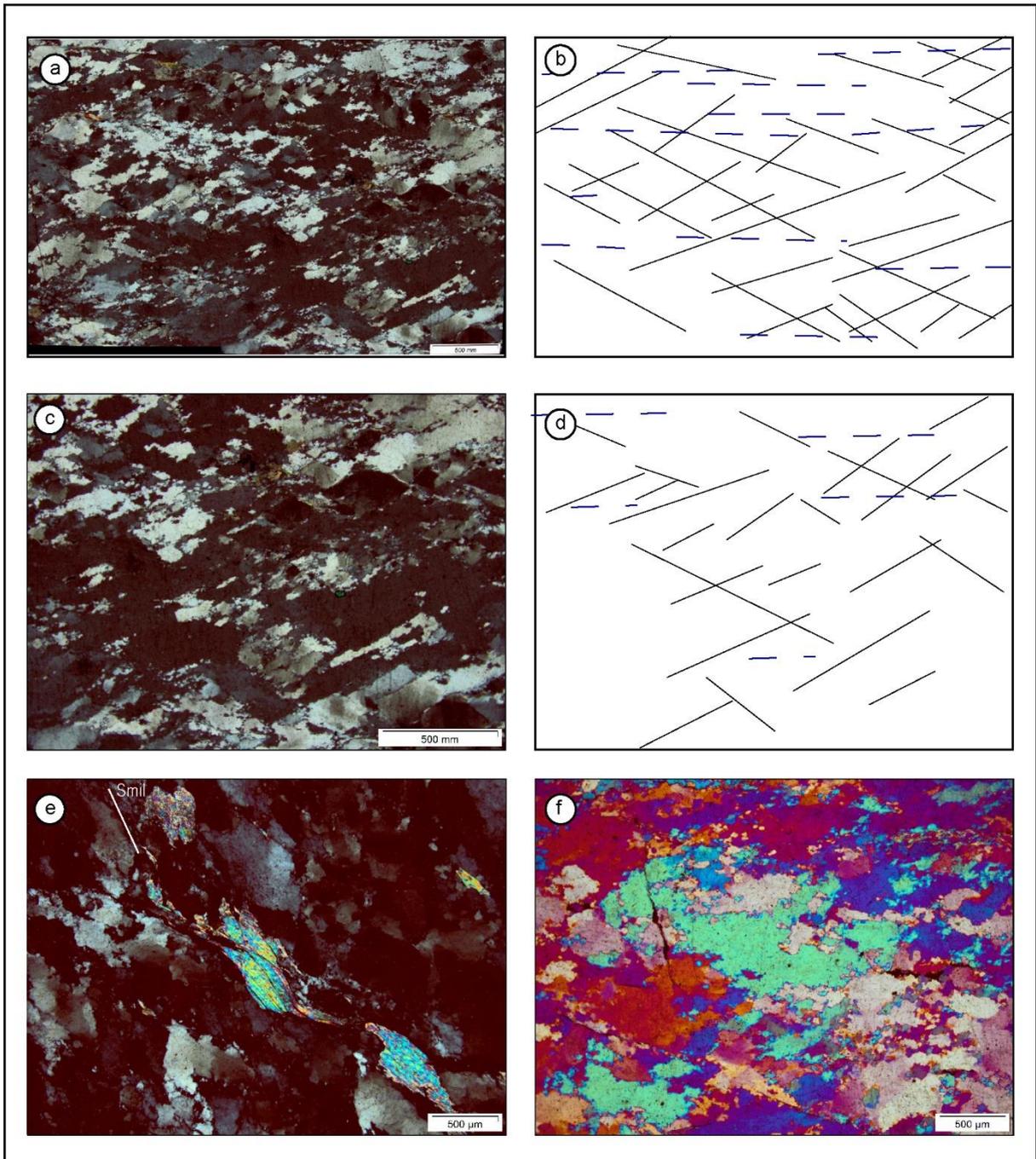
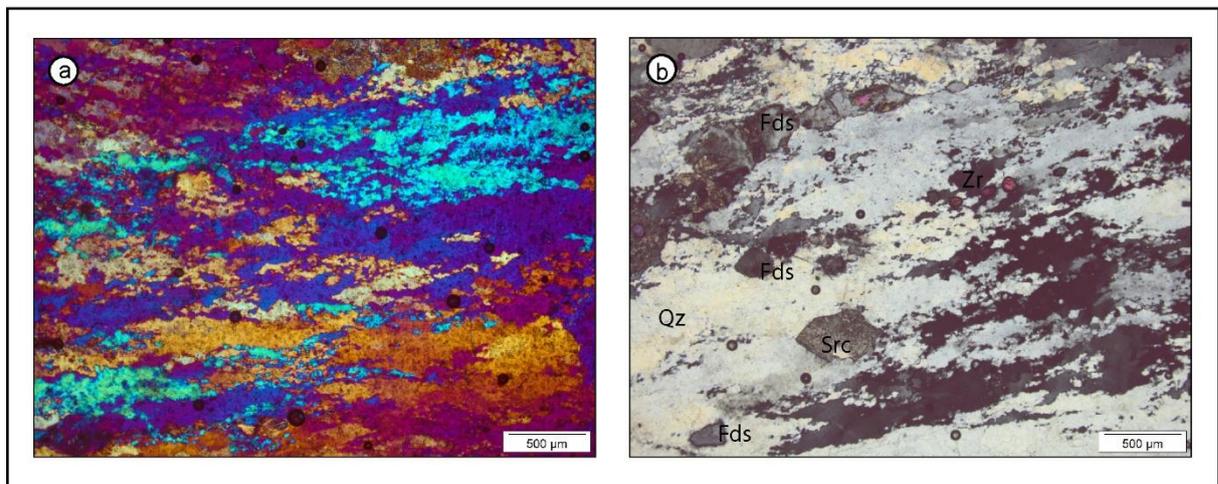


Figura 18 - Feições de microescala de quartzo milonitos associados aos filonitos. (a) Cristais grossos de quartzo estirados com shear bands conjugadas desenvolvidas sobre a Smil. (b) Traços da Smil (tracejado em azul) e shear bands (pretas contínuas) sobre a imagem (a). O ângulo entre as *shear bands* varia de  $50^{\circ}$  a  $60^{\circ}$  e têm direções ENE-WSW e WNW-ESE. (c) Formas losangulares em quartzo impressas por *shear bands* conjugadas, marcadas por recristalização dinâmica de quartzo em baixa temperatura em duas direções preferenciais. (d) Idem (b), traçado sobre foto (c). (e) Mica branca bem formada *fish* sinistral indicando movimentação esquerda no plano NE da *shear band*. No topo observa-se mica branca mal formada. (f) Recristalização dinâmica em baixa T que desenvolve finos cristais de quartzo livres de deslocções nos limites dos grãos.

Os quartzos miloníticos que se desenvolveram sobre veios foram deformados predominantemente em temperaturas mais baixas, retrabalhando microestruturas de mais alta temperatura, como o tabuleiro de xadrez. O volume de BLG dessas rochas é de 30% ou mais (Fig. 19a). Apresentam textura heterogranular, que varia de fina a média. Quando este material foi injetado, os corpos de filonitos e quartzos miloníticos manifestaram mais competência, portanto nos veios a recristalização do regime 1 é substancialmente mais penetrativa.

Os cristais reliquiais possuem extinção ondulante e não demonstram evidência de experimentarem recristalização dinâmica no regime 3. Subgrãos com padrão tabuleiro de xadrez ocorrem de maneira restrita. A foliação é marcada por grãos estirados que sofreram deformação em estado sólido de baixas temperaturas.

Nestes veios ocorrem cristais de feldspatos arredondados, que podem estar afetados por sericitização ou estar preservados (Fig. 19b). É abundante a presença de zircão com bordas arredondadas (Fig. 19b).



**Figura 19 -Feições microestruturais de veios de quartzo afetados por cisalhamento. (a) Recristalização penetrativa no regime 1, que marca a Smil nos veios de quartzo. (b) Feldspatos preservados e substituídos por mica branca fina observados nos veios. Os cristais possuem extinção ondulante e estão afetados por bulging recrystallization.**

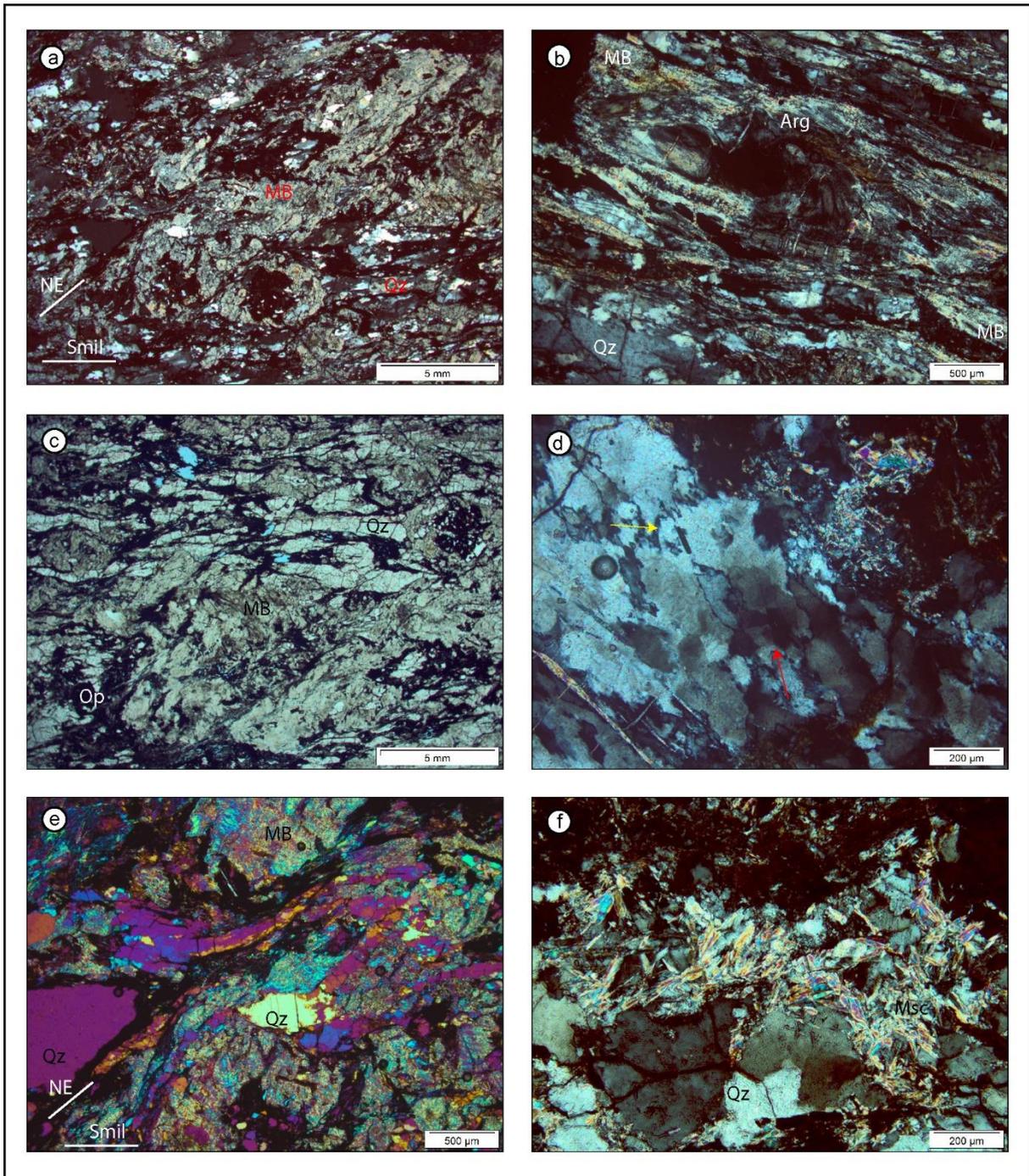
## Filonitos

Os filonitos são compostos predominantemente por micas brancas finas e quartzo (Fig. 20a). Argilas ocorrem de maneira subordinada (Fig. 20b) e minerais como micas brancas bem formadas, granada, turmalina, esfeno e zircão são acessórios. Óxido de ferro está disseminado na rocha e atribui coloração avermelhada a esta (Fig.20c).

Bandas milimétricas de quartzo em fita intercaladas com porções ricas em argila e micas brancas paralelamente orientadas marcam a foliação. Os cristais de quartzo mostram relictos de recristalização e recuperação em temperaturas mais altas, do regime 3, com cristais lobados, grossos e com padrão tabuleiro de xadrez (Fig. 20d), retomados em deformação de baixa temperatura, do regime 1, onde se desenvolvem extinção ondulante, cristais muito finos recristalizados por *bulging* nos limites de grão e contatos serrilhados sobre as feições de alta temperatura.

Com a retomada da deformação, sob o regime 1, se desenvolveram padrões losangulares nos cristais reliquiares grossos de quartzo, com *shear bands* conjugadas, entretanto nas porções ricas em micas brancas finas e argilas, apenas a *shear band* de direção NE é evidente (Figs. 20a e 20c) e nesta é possível identificar movimentação esquerda (Fig. 20e), assim como nos quartzo milonitos.

Nos filonitos, as feições de alta temperatura são evidentes nos cristais de quartzo reliquiares, pois a composição mineral desta rocha é compatível com a de retomada da deformação (micas brancas finas abundantes) e exumação (esmectitas). Muscovitas hidrotermais também foram identificadas (Fig. 20f).



**Figura 20 - Feições de microescala de filonitos. (a) Composto predominantemente por mica branca fina e quartzo, os filonitos possuem Smil marcada pelo estiramento de quartzo, que por vezes é obliterada por uma foliação fina e descontínua de direção NE. (b) Foliação marcada por estiramento de quartzo, mica branca fina e esmectita. (c) Fotomicrografia em luz natural demonstrando o estado alterado dos filonitos; as manchas pretas são de óxidos de ferro. (d) Cristais de quartzo com subgrãos em padrão tabuleiro de xadrez (seta vermelha – paralela à seção prismática), com limites serrilhados e com recristalização dinâmica do regime 1 (seta amarela). (e) Movimento sinistral em plano com direção NE-SW marcado por encurvamento de quartzo estirado. (f) Lamelas finas e desorientadas de muscovita indicam origem hidrotermal.**

## Discussões

A área de estudo situa-se na porção NE do ESrg, no Batólito Pelotas, onde predominam granitoides neoproterozoicos cujos posicionamentos foram controlados pelas estruturas do CCSb (Nardi & Bitencourt, 2000). De acordo com Bitencourt (1996), o CCSb representa uma descontinuidade translitosférica que ficou ativa entre 650 e 580 Ma, e compreende um conjunto de zonas de cisalhamento anastomosadas com cinemática predominantemente transcorrente.

A ZCQSE é uma descontinuidade contida no CCSb, que marca o início do período pós colisional do Ciclo Brasileiro. Nas unidades paleo e neoproterozoicas da ZCQSE desenvolveram-se filonitos e quartzo milonitos que, segundo Fontana *et al.* (2012) e Knijnik *et al.* (2012), teriam sido gerados em condições de baixa temperatura, por reativações da zona de cisalhamento.

Quartzo milonitos e filonitos são comuns na literatura e geralmente estas ocorrências se desenvolvem num estágio avançado da deformação de rochas feldspáticas em regime rúptil-dúctil na crosta superior, como sugerido por Jefferies (2005), na Median Tectonic Line, Japão. O autor descreve a deformação progressiva em rochas de falhas profundas, onde a geração de filonitos se dá a partir de cataclasitos e ultracataclasitos foliados. A redução no tamanho de grão causada pelo faturamento e cataclase, até que toda rocha tenha seu tamanho de grão, cria a sequência rocha original – cataclasito – ultracataclasito – ultracataclasito foliado – filonitos. Com a presença de água na falha, cria-se condição ideal para operação de mecanismos de transferência de massa, que favorece a deformação acompanhada de reação metamórfica, em baixas temperaturas. O modelo de O'Hara (2007) aborda detalhadamente o processo de filonitização a partir de rochas feldspáticas, em temperaturas que variam entre 200°C e 400°C, na fácies xisto verde.

Como não é possível observar a deformação na crosta e no manto ocorrendo *in situ*, sistemáticas experiências vêm sendo realizadas desde os anos 1960, e seus resultados constituem um artefato relevante para interpretar as condições naturais de deformação. Agregados de quartzo foram deformados em diversas condições de temperatura, pressão e teor de água, em diversas taxas de deformação. A correlação entre amostras deformadas pela tectônica e em laboratório permitiu a Stipp (2002) determinar as faixas de temperatura para os três regimes de deformação em quartzo descritas por Hirth & Tullis (1992).

Processos químicos mecanicamente induzidos também participam do *strain softening* e atuam expressivamente no desenvolvimento de foliações e bandamentos (Passchier & Trow, 2006), promovendo transferência de massa e mudanças no volume total da rocha (Wintsch & Keewook Yi, 2001). Segundo os autores, estes processos atuam principalmente na presença de água e são mais conhecidos em baixas temperaturas, compatíveis com as condições da fácies xisto verde inferior, entretanto também podem ocorrer em temperaturas mais altas da fácies anfibolito.

As cristas de quartzo-milonitos e filonitos da região de Quitéria possuem origem desconhecida, pois embora os filonitos tenham paragênese metamórfica de fácies xisto verde inferior, as microestruturas de quartzo, tanto nos filonitos como nos quartzo milonitos associados, indicam que a recristalização ocorreu em pelo menos 650° C, temperatura está indicada pela presença de cristais grossos e lobados de quartzo com padrão tabuleiro de xadrez (Figs. 17d e 20d).

Estas microestruturas de recristalização e recuperação de quartzo marcam a principal foliação da rocha, que é semelhante às estruturas subverticais E-W da associação 2 e 3 do CAR. Uma vez que a foliação magmática primitiva do GAD também foi controlada pelas estruturas tardias do CAR, interpreta-se que a origem dos filonitos podem estar relacionadas com as fases tardi magmáticas do GAD, onde os fluidos finais deste magmatismo reagiram com *roof pendants* do embasamento paleoproterozoico, e a partir deste se desenvolvem os filonitos e quartzo milonitos. Neste aspecto, a formação dos filonitos e quartzo-milonitos teria ocorrido em condições hidrotermais de alta temperatura por escape de fluidos em *roof pendants* do CAR, quando a ZCQSE estava ativa.

Devido à similaridade entre as estruturas e posições das cristas e de corpos tipo *roof pendants* do embasamento paleoproterozoico na ZCQSE, assumir o CAR como protólito dos filonitos e quartzo milonitos é aceitável, pois as estruturas concordantes e os registros de alta temperatura excluem a hipótese de que teriam sido geradas em condição rúptil-dúctil em porções mais rasas da crosta.

Os cristais de quartzo recristalizados por GBM, no regime 3, que contém subgrãos com padrão tabuleiro de xadrez, ocorrem independente da rocha encaixante, seja o CAR ou o GAD. Entretanto nas cristas formadas sobre o GAD claramente se observa uma retomada da deformação com mecanismos de mais baixa temperatura, enquanto nas cristas do CAR esta retomada é menos evidente. Recristalização por *bulging* e lamelas de deformação são microestruturas de quartzo que acomodam a deformação no regime 1 (p. 26) e foram verificadas nesses corpos obstruindo as microestruturas de mais alta temperatura (Fig. 17d e 17e).

No conjunto de cristas ao norte, posicionadas sobre o CAR (Fig. 11), as microestruturas de alta temperatura estão mais preservadas (Figura 17b). Este conjunto também possui um *trend* estrutural E-W (Fig. 11). Já as cristas posicionadas sobre o GAD estão dispostas numa faixa de direção N60°E, onde a recristalização do regime 1 foi considerável. Desta forma, entende-se que as cristas sobre o CAR sofreram com muito menos intensidade a tensão cisalhante paralela à ZCQSE.

Os principais processos químicos mecanicamente induzidos que competem no *strain softening* são bem documentados em porções rasas e médias da crosta (Passchier e Trouw, 2005). A presença de água favorece a dissolução e precipitação de minerais e facilita o movimento ao longo de planos intracristalinos de deslizamento e migração de limites de grão. Em estudos experimentais onde rochas são deformadas em condição seca sob alta temperatura, o *dislocation creep* é o principal mecanismo de deformação. Entretanto nas rochas hidratadas e deformadas naturalmente, o mecanismo de deformação descrito nos experimentos pode não ser o principal agente de deformação (Wintsch & Yi 2001). A deformação na presença de água promove a dissolução e recristalização induzida de minerais sob ação da tectônica, que competem com o *dislocation creep*. Estes processos químicos induzidos por tensão promovem *strain softening* e mudanças no volume da rocha.

É válido pensar na presença de água no sistema desta zona de cisalhamento. Nos granitoides são evidentes reações tardi-magmáticas provocadas pela água, devido à presença de micas brancas finas nos feldspatos, clorita e epidoto. Provavelmente a água está envolvida na geração dos filonitos e quartzo milonitos.

Desta forma, fluidos tardi-magmáticos de alta temperatura teriam se concentrado em *roof pendants* do CAR, com percolação controlada pelas estruturas E-W, assim como pela foliação magmática do GAD. Esta concentração de fluidos acompanhado de tensão induzida teria desencadeado a gênese dos filonitos e quartzo milonitos a partir do CAR.

Interpreta-se que a foliação magmática primitiva do GAD foi controlada pelas estruturas do CAR. Enquanto a chegada de magma recebia a tensão cisalhante da zona de cisalhamento, desenvolveram-se no GAD duas foliações concomitantemente, na forma de um par S-C, até que, em estágios avançados, a “S” fica paralela à “C”. No GAD, a foliação magmática “S” tem direção E-W, enquanto a “C” é ENE-WSW.

Assim, em escala regional, as estruturas apontam que a progressão da deformação está relacionada com um movimento sinistral que rotaciona progressivamente as estruturas E-W primitivas para a esquerda, que desenvolve foliações de direção ENE-WSW cisalhantes, tendendo a NE-SW. Nos filonitos e quartzo milonitos foliação é predominantemente E-W (Fig. 11).

Com isso a origem das rochas em estudo não estaria ligada a movimentações tardias em zonas mais rasas da crosta, mas estaria relacionada a um ambiente suficientemente quente para permitir a ativação do sistema de deslizamento prismático-c no quartzo, que resultou nos subgrãos em padrão tabuleiro de xadrez.

A tensão do sistema, acompanhada de fluidos tardi-magmáticos ou hidrotermais percolando estes blocos paleoproterozoicos teria promovido o *strain softening* através de mecanismos de dissolução e recristalização.

Micas brancas de granulação fina teriam seu desenvolvimento em fases de reativações tardias, pois depois de formados, os filonitos atuam como conduto de circulação de fluidos, são estruturas onde se concentra deformação e a paragênese de alta temperatura teria sido apagada por eventos posteriores.

## Conclusões e considerações finais

Na região de Quitéria, RS, volumosas cristas de quartzo milonitos e filonitos fazem parte da Zona de Cisalhamento Quitéria – Serra do Erval (ZCQSE) que provavelmente se desenvolveram nas unidades do Complexo Arroio dos Ratos (CAR) assistido pelos fluidos dos Granitoides Arroio Divisa (GAD). Os filonitos e quartzo milonitos da ZCQSE são interpretados como produto da movimentação tardi- a pós-magmática dos Granitoides Arroio Divisa acompanhadas de reações metamórficas nas encaixantes.

As rochas que fazem parte destas estruturas são os quartzo milonitos associados aos filonitos, formados a partir do metamorfismo das rochas feldspáticas do embasamento paleoproterozoico e quartzo milonitos onde o posicionamento se deu a partir de veios de quartzo afetados por cisalhamento, alojados na mesma configuração espacial das unidades citadas.

Quartzo milonitos associados aos filonitos possuem grãos de quartzo grossos interlobados com subgrãos em padrão tabuleiro de xadrez, retomados por *bulging recrystallization*, com contatos serrilhados, além de lamelas de deformação e extinção ondulante. Micas brancas finas e mal formadas são minerais secundários, biotita, mica branca bem formada, zircão, epidoto, turmalina e granada, acessórios.

Nos filonitos microestruturas de deformação em alta temperatura também foram observadas em cristais reliquiares de quartzo, sendo retomada por deformação de baixa temperatura. Mica branca fina e mal formada é o mineral mais abundante.

Os veios de quartzo afetados por cisalhamento são compostos por quartzo de textura fina, deformados intensamente em temperaturas mais baixas retomando as de alta, cujo principal mecanismo de deformação foi *bulging recrystallization*. Nestes são comuns feldspatos arredondados, mica branca fina e zircão.

Estas microestruturas apontam que os quartzos miloníticos e filoníticos associados foram formados em temperaturas próximas a 650° C, ou seja, condições de fácies anfibolito superior, e sua deformação foi retomada entre 280° C e 400° C, na fácies xisto verde inferior.

Se este modelo estiver correto, análises de geotermometria indicarão valores absolutos altos. Estas medições podem ser feitas através da temperatura de homogeneização por aquecimento das bolhas de inclusões fluidas e temperatura de fusão, por congelamento das mesmas. As temperaturas de fusão e homogeneização quantificam pressão e temperatura de fluidos hidrotermais, assim como a salinidade e composição dos fluidos.

Com a determinação teores de Titânio (Ti) em quartzos também é possível calcular a temperatura através do método denominado TitaniQ. Este método só é efetivo quando na rocha coexiste com quartzos minerais ricos em Ti, como esfero e para grãos recristalizados acima de 500°C, pois, segundo Grujic *et al.* 2011, abaixo disso a concentração de Ti não é alterada.

Dados geocronológicos também podem contribuir, pois nestes corpos espera-se encontrar grãos de zircão com contribuições paleoproterozóicas, com padrões semelhantes aos zircões do CAR.

## Referências

Bitencourt, M.F.A.S. 1996. Granitoides sintectônicos região de Porto Belo, SC: uma abordagem petrológica e estrutural do magmatismo em zonas de cisalhamento. Porto Alegre, 310p. Tese de doutorado. Programa de Pós-graduação em Geociências. Instituto de Geociências. Universidade Federal do Rio Grande do Sul.

Bitencourt, M.F.A.S. & Nardi L.V.S. 2000. Tectonic setting and sources of magmatism related to the Southern Brazilian Shear Belt. *Revista Brasileira de Geociências*, 30(1):186-189.

Bitencourt, M. D. F. & Nardi, L. V. S. 2004. The role of xenoliths and flow segregation in the genesis and evolution of the Paleoproterozoic Itapema Granite, a crustally derived magma of shoshonitic affinity from southern Brazil. *Lithos*, 73(1), 1-19.

Bryant, B., 1966. Formation of Phyllonites in the Grandfather Mountain Window Area, Northwestern North Carolina. *U.S. Geological Survey. Professional Paper 615*.

Centeno, A. P. 2012. *Os granitoides sintectônicos pós-colisionais Sanga do Areal, intrusivos no Complexo Arroio dos Ratos, na Região de Quitéria, RS*. Porto Alegre, 65p. Dissertação de Mestrado. Programa de Pós-graduação em Geociências. Instituto de Geociências. Universidade Federal do Rio Grande do Sul.

Chemale Jr., F. 2000. Evolução Geológica do Escudo Sul-rio-grandense. In: Holz, M. & De Ros, L. F. (Eds). *Geologia do Rio Grande do Sul*. Porto Alegre: CIGO/UFRGS, p.13-52

Cordani, U. G., Halpern, M. & Beren Holc, M. (1974). Comentários sobre as determinações geocronológicas de Folha Porto Alegre. In: WILLIG, C. D. *et al. Carta Geológica do Brasil ao milionésimo. Folha Porto Alegre (SH.22), Folha Lagoa Mirim (Sl. 22)*, Brasília, DNPM. 99p. p. 70-7.

Cruz, S. C. P., Evangelista, H. J. & Alkmim, F. F. D. 2005. Variações químicas e mineralógicas na zona de cisalhamento de Gouveia (Minas Gerais) e suas implicações no processo de reativação tectônica. *Revista Brasileira de Geociências*.

35(4): 453-462.

Fernandes, L.A.D., Tommasi, A. & Porcher, C.C. 1992. Deformation patterns in the southern Brazilian branch of the Dom Feliciano Belt: a reappraisal. *Journal of South American Earth Sciences*, 5(1): 77-96.

Fernandes, L. A., Tommasi, A., Vauchez, A., Porcher, C. C., Menegat, R., & Koester, E. 1993. Zona de Cisalhamento Transcorrente Dorsal de Canguçu: caracterização e importância na compartimentação tectônica do Cinturão Dom Feliciano. *Brazilian Journal of Geology*, 23(3): 224-233.

Fernandes, L.A.D., Menegat, R., Costa, A.F.U., Koester, E., Porcher, C.C., Tommasi, A., Kraemer, G., Ramgrab, G.E. & Camozzato, E. 1995. Evolução tectônica do Cinturão Dom Feliciano no Escudo Sul-rio-grandense: Parte 1 – Uma contribuição a partir do registro geológico. *Revista Brasileira de Geociências*, 25(4): 351-374.

Fernandes, L.A.D., Menegat, R., Costa, A.F.U., Koester, E., Porcher, C.C., Tommasi, A., Kraemer, G., Ramgrab, E.G. & Camozzato, E. 1995. Evolução tectônica do Cinturão Dom Feliciano no Escudo Sul-rio-grandense: Parte 2 – uma contribuição a partir das assinaturas geofísicas. *Revista Brasileira de Geociências*, 25(4): 375-384.

Fontana, E., Nardi, L. V. S., de Fátima Bitencourt, M., & Knijnik, D. B. 2012. Caracterização geoquímica e petrogenética dos Granitoides Arroio Divisa, região de Quitéria, Rio Grande do Sul. *Geologia USP. Série Científica*, 12(3): 33-56.

Fossen, H. 2010. *Structural geology*. UK, Cambridge University Pres. 583p.

Fragoso-Cesar, A. R.S. 1980. O Cráton do Rio de La Plata e o Cinturão Dom feliciano no Escudo Uruguaio-Sul-Riograndense. *In: XXXI CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA*, 1980, Camboriú. *Anais ... Camboriú - SC*. v. 5. p. 2879-2892.

Frantz, J. C., Lima, E. F., Machado, R. P., & Naumann, M. 1984. Contribuição à geologia de Encruzilhada do Sul-RS. *In: SBG, CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA*, 1984, Rio de Janeiro, RJ. *Anais ... Rio de Janeiro, SBG*, v. 33, p. 2407-2416.

Frantz, J. C., & Remus, M. V. D. 1986. Geologia da região de Canguçu-Torrinhas, RS: caracterização petrográfica, estrutural e estratigráfica. *In: SBG, CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 1986, Goiânia. Anais...* Goiânia, SBG, v. 34, p. 931-948.

Gregory, T. R. 2010. *Caracterização estrutural e petrológica de metatonalitos e metadioritos do Complexo Arroio dos Ratos na sua seção-tipo, Região de Quitéria, RS.* Porto Alegre, 53p. Dissertação de Mestrado. Programa de Pós-graduação em Geociências. Instituto de Geociências. Universidade Federal do Rio Grande do Sul.

Gregory, T. R., de Fátima Bitencourt, M., Nardi, L. V. S. 2011. Caracterização estrutural e petrológica de metatonalitos e metadioritos do Complexo Arroio dos Ratos na sua seção-tipo, Região de Quitéria, RS. *Pesquisas em Geociências* 38 (1): 85-108.

Gregory, T. R., de Fátima Bitencourt, M., Nardi, L. V. S., Florisbal, L. M., & Chemale, F. 2015. Geochronological data from TTG-type rock associations of the Arroio dos Ratos Complex and implications for crustal evolution of southernmost Brazil in Paleoproterozoic times. *Journal of South American Earth Sciences*. 57: 49-60.

Grujic, D., Stipp, M., & Wooden, J. L. 2011. Thermometry of quartz mylonites: Importance of dynamic recrystallization on Ti-in-quartz reequilibration. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 12(6).

Hartmann, L. A., Chemale Jr., F, Philipp, R. P. 2007. Evolução Geotectônica do Rio Grande do Sul no Pré- Cambriano. *In: Ianuzzi, R. & Frantz, J.C.(Ed.). 50 anos de Geologia no Rio Grande do Sul. Instituto de Geociências. Contribuições.* Porto Alegre, p. 97-123.

Hirth, G. & Tullis, J. 1992. Dislocation creep regimes in quartz aggregates. *Journal of Structural Geology*, 14(2), 145-159.

Jefferies, S. P., Holdsworth, R. E., Wibberley, C. A. J., Shimamoto, T., Spiers, C. J., Niemeijer, A. R., & Lloyd, G. E. 2005. The nature and importance of phyllonite development in crustal-scale fault cores: an example from the Median Tectonic Line, Japan. *Journal of Structural Geology*, 28(2), 220-235.

Kirby, S.H. & McCormick, J.W. 1979. Creep hydrolytically weakened synthetic

quartz crystals oriented to promote [2110] <0001> slip a brief summary of work to date. *Bulletin de Mineralogie*, 102(2/3): 124- 137.

Knijnik, D.B., Bitencourt, M.F. & Gregory, T.R. 2013. A Zona de Cisalhamento Quitéria Serra do Erval e o magmatismo precoce do Cinturão de Cisalhamento Sul-brasileiro. *In: XIV SIMPÓSIO NACIONAL DE ESTUDOS TECTÔNICOS. Anais...* Ouro Preto (CD)

Kruhl, J. H. 1996. Prism-and basal-plane parallel subgrain boundaries in quartz: A microstructural geothermobarometer. *Journal of metamorphic Geology*, 14(5), 581-589.

Mesquita, M. J. M. D. 1991. *Petrografia dos granitoides deformados na Zona de Cisalhamento Dorsal de Canguçu (Piratini/Quitéria, RS)*. Porto Alegre 295p. Dissertação de Mestrado. Programa de Pós-graduação em Geociências. Instituto de Geociências. Universidade Federal do Rio Grande do Sul.

Mesquita, M. J., Gomes, M. B., & Picanço, J. 2011. A Controvérsia do Filonito. *In: XIII SIMPÓSIO NACIONAL DE ESTUDOS TECTÔNICOS. Anais...*, Campinas, v.1, p. 109-112.

Mesquita, M. J. D., Bitencourt, M. D. F., Picanço, J., Vasconcellos, E. M. G., & Moreto, A. L. R. 2013. Evolução Microestrutural do Granito Água Comprida e formação de filonitos, Antiforme Setuva, Paraná. *Geociências (São Paulo)*, 32(2), 247-285.

O'Hara, K. 2007. Reaction weakening and emplacement of crystalline thrusts: diffusion control on reaction rate and strain rate. *Journal of Structural Geology*, 29(8), 1301-1314.

Passchier, C. W., & Trouw, R. A. J. 2005. *Microtectonics*. Belin, Springer-Verlag, 366p.

Picada, R. S. 1971. Ensaio sobre a tectônica do Escudo Sul-Rio- Grandense. Caracterização dos sistemas de falhas. *In CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA*, 25, 1971. *Anais... SBG*, v. 25, p. 167-191.

Schnorr, E. R. 2013. *Caracterização estrutural de granitoides sintectônicos em ambiente de transcorrência*. Porto Alegre, 64p. Monografia de Conclusão de Curso, Curso de Geologia, Instituto de Geociências. Universidade Federal do Rio Grande do Sul.

Sibson, R. H. 1977. Fault rocks and fault mechanisms. *Journal of the Geological Society*, 133(3), 191-213.

Stipp, M., StuËnitz, H., Heilbronner, R., & Schmid, S. M. 2002. The eastern Tonale fault zone: a 'natural laboratory' for crystal plastic deformation of quartz over a temperature range from 250 to 700 C. *Journal of Structural Geology*, 24(12), 1861-1884.

UFRGS, 2006. Mapeamento Geol3gico 1:25.000 de parte das folhas Quit3ria SH22-Y-B-I-4 (MI2985/4), RS. Porto Alegre. 1 vol., 2 mapas. Curso de Geologia. Instituto de Geoci3ncias, Universidade Federal do Rio Grande do Sul.

UFRGS, 2007. Mapeamento Geol3gico 1:25.000 de parte das folhas Quit3ria SH22-Y-B-I-4 (MI2985/4) e Serra do Erval - SH 22-Y-B-II-3 (MI2986/3), RS. Porto Alegre. 1 vol., 2 mapas. Curso de Geologia. Instituto de Geoci3ncias, Universidade Federal do Rio Grande do Sul.

Vernon, R. H. 2004. *A practical guide to rock microstructure*. UK, Cambridge university press. 594p.

Wintsch, R. P., & Yi, K. (2002). Dissolution and replacement creep: a significant deformation mechanism in mid-crustal rocks. *Journal of Structural Geology*, 24(6), 1179-1193.

Wise, D. U. 1982. Linesmanship and the practice of linear geo-art. *Geological Society of America Bulletin*, 93(9), 886-888.

## ANEXOS

### Anexo I – MAPA DE LOCALIZAÇÃO DOS ANAGLIFOS

