

UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

**INVESTIGAÇÃO DA EVOLUÇÃO TEXTURAL E METAMÓRFICA DAS ROCHAS DO
GRUPO CARRANCAS USANDO TERMOBAROMETRIA DO EIXO - C DE QUARTZO**

Beatriz Pontes Araújo

Orientador: Prof. Dr. Renato de Moraes

Co - orientador: Prof. Dr. Frederico M. Faleiros

MONOGRAFIA DE TRABALHO DE FORMATURA

(TF-2015/04)

SÃO PAULO

2015

TF
A663
BP.i

UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS



**INVESTIGAÇÃO DA EVOLUÇÃO TEXTURAL E METAMÓRFICA DAS ROCHAS DO
GRUPO CARRANCAS USANDO TERMOBAROMETRIA DO EIXO - C DE QUARTZO**

Beatriz Pontes Araújo

Orientador: Prof. Dr. Renato de Moraes

Co - orientador: Prof. Dr. Frederico M. Faleiros

MONOGRAFIA DE TRABALHO DE FORMATURA

(TF-2015/04)

SÃO PAULO

2015

IGc-Instituto de Geociências



Investigação da evolução textural e metamórfica das
rochas do Grupo Carrancas usando termobarom

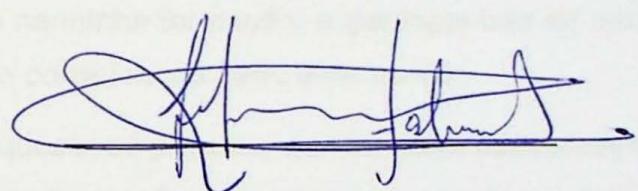
M26533

Beatriz Pontes Araújo

Beatriz Pontes Araújo

Renato de Moraes

Prof. Dr. Renato de Moraes

A handwritten signature in blue ink, appearing to read "Frederico Faleiros". The signature is fluid and cursive, with some loops and variations in line thickness.

Prof. Dr. Frederico Faleiros

Agradecimentos

O trabalho de formatura parece ser de pouca importância, mas para quem está se formando é o relatório de maior peso já feito em toda a graduação e como os alunos não chegam a esta etapa da vida sozinhos, temos que agradecer algumas pessoas que fizeram parte deste caminho longo, mas prazeroso e doloroso ao mesmo tempo.

Primeiramente gostaria de agradecer o meu orientador, Prof. Dr. Renato de Moraes que com paciência e bom humor foi me guiando durante este ano inteiro a fazer um trabalho que eu gostei de ter elaborado e concluído. Também agradeço ao Prof. Dr. Frederico Faleiros que foi um co-orientador muito importante para este projeto. Aos professores da disciplina de Mapeamento Geológico da parte de Minas Gerais que permitiram a minha ida aos campos em Carrancas, MG, Prof.a. Dr.a. Adriana Alves, Prof. Dr. Marcos Egydio e Prof. Dr. Mário Campos.

Agradeço às turmas das quais fiz parte: meus amigos da turma 54, que estão se formando e para os que ainda se formarão, uma boa sorte para nós. Às turmas 55 e 56, espero ter ajudado em que pude tanto em monitorias quanto em conversas da vida, agradeço por tudo. Obrigada aos amigos de outras turmas que também me ajudaram muito durante a graduação Ao Felipe Freire, meu namorado, companheiro e um grande amigo, a você, um muito obrigada.

Agradeço à minha família: meus irmãos, meus pais e meus avós que tiveram um papel muito importante na minha formação, a geologia não foi uma escolha fácil, e com vocês ao meu lado tudo correu muito bem, amo vocês.

Não poderia esquecer as pessoas que também estiveram sempre ao meu lado e com o passar dos anos não se afastaram mesmo seguindo caminhos muito diferentes: amigos do Colégio Bandeirantes: Dani, Rossetti, Renata, Rizzo, Suzy, Marina, Jéssica, Kelly, Gabrise, Flávia, Erica, Gejer, vocês são muito importantes pra mim, muito obrigada.

Resumo

O quartzo é um dos minerais mais comuns da crosta terrestre, constituinte importante de muitas rochas metamórficas e como a relação entre os mecanismos de recristalização dinâmica e temperatura são conhecidos (Kruhl, 1986, 1996; Kruhl & Nega, 1996), é possível estabelecer a relação entre a evolução deformacional e metamorfismo com a investigação do quartzo, suas texturas e orientação cristalográfica.

Recentemente foram propostas calibrações de termômetro baseado na relação entre a abertura da disposição da orientação do eixo – c do quartzo em estereograma (Law, 2014; Faleiros *et al.*, submetido). Com essas calibrações é possível investigar a evolução metamórfica-deformacional e comparar com a evolução metamórfica de rochas associadas que contenham paragêneses diagnósticas de condições *P-T*, permitindo o estabelecimento de quadro completo da relação entre deformação e metamorfismo.

O objetivo da presente pesquisa é avaliar as calibrações do termômetro de eixo – c do quartzo em unidades cuja evolução metamórfica é conhecida. Assim, o estudo foi conduzido em rochas do Grupo Carrancas, que é formado por filito, xisto e quartzito (Trouw *et al.*, 1983) e cujas condições *P-T* do metamorfismo foram estabelecidas com excelente precisão (Pavan, 2010). A região de estudo fica localizada no Sul de Minas Gerais, próxima às cidades de Carrancas, Itutinga, Itumirim e Lavras.

As temperaturas obtidas pelo termômetro de eixo – c foram confrontadas com dados elaborados previamente e deram resultados diferentes para cada método comparado. Apesar da ausência de dados para a Serra do Pombeiro, foram utilizados dados de pressão da Serra da Estância e dados da Serra das Bicas para a relação com a Serra de Carrancas. A calibração feita por Law (2014) indicou valores de 520 a 790 °C, que sem considerar valores de pressão, forneceram temperaturas mais parecidas com as calculadas por Garcia (2010) e Pavan (2010). Já o intervalo de temperatura calculado pela equação sugerida em Faleiros *et al.* (submetido) ficou entre 588 e 790 °C, com valores mais elevados.

Abstract

Quartz is one of the most common minerals in the Earth's crust, it is an important constituent of many metamorphic rocks and because the relationship between the dynamic recrystallization mechanisms and temperature is known (Khrul, 1986, 1996; Kruhl & Nega, 1996), it is possible to understand the relationship between deformation and metamorphism evolution with the investigation of quartz, its textures and crystallographic orientation.

Recently thermometer calibrations were proposed based on the relationship between the opening angle layout and of quartz c-axis orientation in stereogram (Law, 2014; Faleiros *et al.*, in submitted). With these calibrations it is possible to investigate the metamorphic-deformational evolution and compare with the metamorphic evolution of associated rocks containing diagnostic paragenesis and *PT* conditions, allowing the full picture of establishment of the relationship between deformation and metamorphism.

The aim of this research is to evaluate the c-axis thermometer calibrations in quartz from units whose metamorphic evolution is known. Thus, the study was conducted in rocks of the Carrancas Group, which consists of phyllite, schist and quartzite (Trouw *et al.*, 1983) and whose *PT* conditions of metamorphism were established with great precision (Pavan, 2010). The study area is located in the southern region of Minas Gerais, near the cities of Carrancas, Itutinga, Itumirim and Lavras.

Temperatures obtained by the c-axis thermometer were confronted with previously processed data and gave different results for each compared method. Despite the lack of data for the Serra do Pombeiro, the pressure from Serra da Estâncio were used for comparison and data from Serra das Bicas to compare with data from the Serra de Carrancas. The calibration based on Law (2014) diagram resulted in temperatures between 520 and 790 °C, which yielded values similar to those calculated by Garcia (2010) and Pavan (2010). On the contrary, temperatures calculated with Faleiros *et al.* (2010) equation gave an interval between 588 e 790 °C, with higher values.

Sumário

Agradecimentos	3
Abstract	5
1. Introdução	7
2. Metas e Objetivos	8
3. Mecanismos de Deformação	9
4. Geologia Regional	14
5. Materiais e métodos	17
5.1 <i>Trabalho de Campo</i>	17
5.2 <i>Platina Universal</i>	19
6. Descrição de Campo e Petrografia	21
6.1 <i>Quartzito</i>	23
6.2 <i>Xisto</i>	29
6.3 <i>Revisão de Microestruturas de Quartzzo e as Microestruturas Observadas</i>	32
7. Resultados Obtidos	36
8. Interpretação e Discussão dos Resultados	42
9. Conclusões	46
10. Referências bibliográficas	47

1. Introdução

Para muitas rochas metamórficas não é um grande problema inferir ou calcular as condições do pico do metamorfismo, o que pode ser feito pela presença de associações minerais diagnósticas de intervalos restritos de temperatura do metamorfismo (e.g. Spear & Cheney, 1989; Powell & Holland, 1990), ou ainda podem ser calculadas com termobarometria convencional (Spear, 1989), via métodos de multi-equilíbrio (Powell & Holland, 1994), ou com elementos menores em fases acessórias, tais como Ti em quartzo (Wark & Watson, 2006; Thomas *et al.*, 2010), Zr em rutilo (Zack *et al.*, 2004; Watson *et al.*, 2006; Tomkins *et al.*, 2007), ou Ti em zircão (Watson *et al.*, 2006). No entanto, a aplicação dessas técnicas é restrita à rochas que apresentam a mineralogia adequada e ainda, não são em todos os casos em que é possível associar a mineralogia do pico metamórfico com a história deformacional.

Determinar a temperatura de deformação das rochas é importante e fornece informações sobre a evolução metamórfica-deformacional, permitindo entender a evolução termal da deformação, as variações dos mecanismos de deformação ao longo da sua história e os processos envolvidos na exumação. Deste modo, se for possível relacionar diferentes tipos de mecanismos de deformação com a temperatura, é possível entender melhor a evolução metamórfica-deformacional dos cinturões orogênicos.

O quartzo é um dos minerais mais comuns da crosta terrestre, constituinte importante de muitas rochas metamórficas e como a relação entre os mecanismos de recristalização dinâmica e temperatura são conhecidos (Khrul, 1986, 1996; Kruhl & Nega, 1996), é possível entender a relação entre a evolução deformacional e metamorfismo com a investigação do quartzo, suas texturas e orientação cristalográfica. Recentemente foram propostas calibrações de termômetro baseado na relação entre a abertura da disposição da orientação do eixo – c do quartzo em estereograma (Law, 2014; Faleiros *et al.*, 2015). Com essas calibrações é possível investigar a evolução metamórfica-deformacional e comparar com a evolução metamórfica de rochas associadas que contenham paragênese diagnósticas de condições *P-T*, permitindo o estabelecimento de quadro completo da relação entre deformação e metamorfismo.

O objetivo da presente pesquisa é avaliar as calibrações do termômetro de eixo – c do quartzo em unidades cuja evolução metamórfica é conhecida, além de investigar

o efeito da pressão litostática nos resultados. Assim, o estudo será conduzido em rochas do Grupo Carrancas, que é formado por filito, xisto e quartzito (Trouw *et al.*, 1983), mas com foco nos quartzitos, e cujas condições *P-T* do metamorfismo foram estabelecidas com excelente precisão (Pavan, 2010).

2. Metas e Objetivos

Este trabalho tem como objetivo determinar a temperatura de deformação de rochas do Grupo Carrancas, MG, principalmente dos quartzitos, cujas condições *P-T* do metamorfismo foram estabelecidas com excelente precisão (Pavan, 2010), por meio do termômetro de eixo - c do quartzo e comparar com dados termobarométricos dessas rochas disponíveis na literatura a fim de avaliar a qualidade das calibrações disponíveis.

Para determinar a temperatura de deformação das rochas ricas em quartzo, será utilizado o método do termômetro de eixo - c de quartzo que segundo a bibliografia é uma técnica confiável de determinação de temperatura de rochas que sofreram diferentes graus de metamorfismo. Desta maneira, com os resultados obtidos, será possível compará-los de rochas da mesma região e mesma procedência que tiveram suas temperaturas determinadas pelo método da geotermobarometria.

As rochas do Grupo Carrancas foram escolhidas pelo fato serem bem estudadas, com determinações precisas das condições *P-T*, além de apresentarem ampla variação nas condições *P-T* do metamorfismo ao longo da sua exposição. O grupo é constituído por xistas e quartzitos, o que facilita a aplicação do termômetro e permite a comparação textural do quartzo e das condições *P-T* em litotipos diferentes de um mesmo afloramento.

3. Mecanismos de Deformação

O quartzo é um mineral muito abundante na crosta terrestre e o conhecimento sobre seus mecanismos de deformação vem aumentando consideravelmente nas últimas décadas (e.g. White, 1977; Kruhl, 1986; Passchier & Trouw, 2005; Derez et al., 2015). Segundo Passchier & Trouw (2005) existem quatro tipos de fatores que influenciam a deformação do quartzo: temperatura, pressão da água, taxa de deformação e esforço diferencial. A temperatura imprime grande influência e controla diferentes tipos de deformação no retículo cristalino. A pressão da água favorece o aumento das taxas de recristalização e crescimento granular. A taxa de deformação e o esforço diferencial estão relacionados às pressões distintas que atuam na modificação da geometria do retículo cristalino.

A recristalização é a reorganização de material com a mudança de tamanho, forma e orientação do mineral (Passchier & Trouw, 2005). O quartzo apresenta comportamento diferente em relação à recristalização em intervalos de temperatura distintos e pode ser separada em três diferentes tipos: *bulging*, recristalização por rotação de sub-grão (*subgrain rotation recrystallisation*) e migração do limite do grão (*grain boundary migration* (Stipp et al., 2002). O *bulging* ocorre a temperaturas próximas de 250 °C a 350 °C, onde a borda do grão mineral, neste caso quartzo, sofre deslocamentos que diminuem seu tamanho e geram a formação de subgrãos e grãos menores em suas bordas. Esses são formados devido à diferença de densidade de deslocamentos entre dois grãos de quartzo que estão em contato e os subgrãos são formados onde há maior densidade de deslocamento. A recristalização por rotação de sub-grão (*subgrain rotation recrystallisation*) ocorre a temperaturas entre, aproximadamente, 350 °C e 450 °C. É caracterizada pela mudança gradual de subgrãos com contatos de baixo ângulo para subgrãos de contatos de alto ângulo, chegando a formar novos grãos recristalizados quando o grau de rotação do retículo cristalino é superior a 5-10° (Passchier & Trouw, 2005). A migração do limite do grão (*grain boundary migration*) acontece em altas temperaturas, acima de 450 °C, ao ser comparado com os dois mecanismos anteriores, em que ocorre a mobilidade do contato dos grãos, sendo que um grão com retículo cristalino em posição mais estável em relação aos esforços acaba consumindo partes ou outros grãos inteiros, cujo retículo

apresente orientação desfavorável. Não é incomum neste mecanismo ocorrer o aumento do tamanho médio dos grãos na rocha (Passchier & Trouw, 2005).

São várias as técnicas para determinar a temperatura e pressão de rochas ricas em quartzo que foram submetidas em eventos tectônicos, sendo estas de diferentes objetos de estudos, como deformação de eixo-c de quartzo ou até mesmo texturas de recristalização deste mesmo mineral (Law, 2014). O trabalho de Kruhl (1986) é um dos pioneiros no assunto e consistiu em determinar a relação entre texturas, mecanismos de deformação e temperatura nas quais os cristais de quartzo foram deformados. Os cristais de quartzo são trigonais, possuindo assim, um eixo prismático de maior elongação, o $<\text{c}>$, e o basal, de menor elongação, o $<\text{a}>$. Pela deformação do primeiro, é possível determinar a taxa de deformação na qual a rocha foi condicionada e, consequentemente, ter uma ideia da temperatura, já que diferentes mecanismos de deformação atuam em diferentes temperaturas. A recristalização dos cristais de quartzo é o produto da relação de altas tensões sobre as rochas e a temperatura. Dessa forma, quanto maior a taxa de deformação, maior será a deformação do quartzo. Identificou-se que o eixo - c é afetado principalmente em temperaturas e tensões mais altas, enquanto o que o eixo basal, $<\text{a}>$, em temperaturas e tensões baixas. Uma primeira tentativa, semi-quantitativa, do termômetro de eixo-c de quartzo foi baseada na textura de recristalização dos cristais de quartzo, sendo já reconhecida a influência das taxas de deformação e a resposta do eixo - c (Kruhl, 1986).

Uma vez estabelecido que há relação entre o ângulo de abertura da disposição e distribuição do eixo - c em estereograma e a temperatura, Law (2014) propôs calibração empírica de um termômetro de eixo - c de quartzo (Fig. 1). O termômetro é baseado na relação entre a temperatura e os mecanismos de deformação do quartzo que influenciam no grau de orientação do eixo - c do mineral. Isso é avaliado pelos ângulos de abertura (*opening-angle*, OA), da figura formada em estereograma quando a orientação do eixo - c, que é medida em lâminas delgadas cortadas paralelas à linearização e perpendiculares à foliação, é plotada (Fig. 2). O termômetro foi calibrado empiricamente através da compilação de dados da literatura para os quais condições de temperatura calculadas foram determinadas para rochas que apresentam estudo do orientação do eixo - c do quartzo. É considerado que o termômetro produz bons resultados entre 300 e 650 °C (Law, 2014).

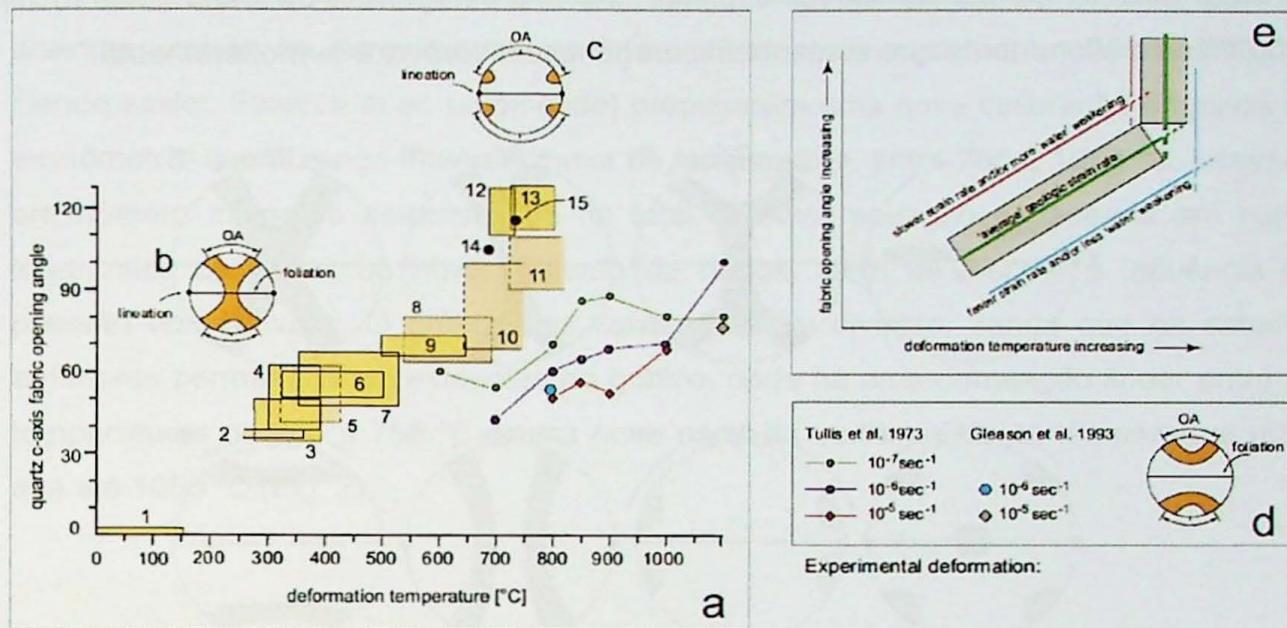


Figura 1: Gráficos que relacionam o ângulo de abertura de eixos-c de quartzo com a temperatura de deformação. Quanto maior a temperatura, maior o ângulo de abertura. Calibração e dados compilados por Law (2014). (a) Gráfico plotado originalmente por Kruhl (1998) de ângulo de abertura pelo padrão de eixo-c de quartzo por temperaturas de deformação de rochas naturalmente deformadas. (b e c) representam dois exemplos de guirlandas (b) de dois pontos máximos (c) padrão de eixo-c tipicamente desenvolvido por, aproximadamente, condições de deformação baixas e alto grau metamórfico, respectivamente, e ângulos de abertura associados com esses padrões (d) exemplo simplificado de fábricas de eixo-c de quartzo desenvolvidos por achatamento axial e condições associadas com experimentos de Tullis et al. (1973) e Gleason et al. (1993) (e) Ilustração esquemática da influência potencial de taxa de deformação e quantidade de pressão d'água em padrões de ângulos de abertura em certas temperaturas de deformação. Traduzido de Law, 2014.

As medidas podem ser feitas com platina universal ou com aparelhos automáticos, como o goniômetro de textura ou o EBSD (*Electron Backscatter Diffraction*). A abertura do ângulo da disposição da orientação do eixo – c do quartzo representa o grau de deformação que os cristais de quartzo foram submetidos e é proporcional à temperatura (Fig. 2). Quanto menor a taxa de deformação e a temperatura, maior o OA, que segundo Law (2014), houve maior deformação no eixo-c do mineral em detrimento da deformação basal $\langle a \rangle$, que ocorre a temperaturas menores de deformação. Pela deformação do eixo-c do quartzo, é possível determinar a

temperatura de sua deformação e, por consequência, a temperatura de deformação da rocha. Essa temperatura pode ser comparada com a paragênese da rocha ou de rochas do mesmo afloramento que contenham paragênese favorável à termobarometria.

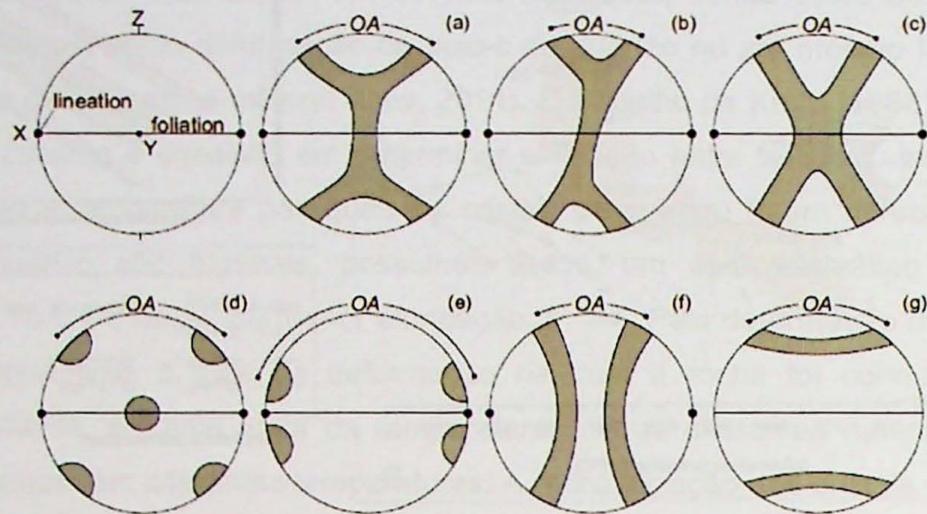


Figura 2: Padrões comuns de eixo - c de quartzo com a indicação de ângulo de abertura. X, Y e Z são os eixos principais da elipsóide de deformação. (a) Guirlanda simétrica de tipo I. (b) Guirlanda assimétrica de tipo I. (c) Guirlanda cruzada de tipo II. (d) Pontos onde eixo - c é máximo no eixo Y e intermediário entre os eixos X e Z. (e) Pontos onde eixo - c é máximo em ângulos baixos à lineação de estiramento. (f) Guirlanda Creft. (g) Distribuição circular centrada na foliação no pólo Z. Rm todos os esquemas OA é o ângulo de abertura. Figura elaborada por Faleiros et al. (submetido).

Para Law (2014), estes métodos de obtenção de temperatura e pressão de deformação de rochas podem ter múltiplas interpretações uma vez que as rochas não sofrem influência somente dessas duas variáveis intensivas, mas também, de fatores como presença de fluídos aquosos e deformação tardia. O enfraquecimento pela presença de água (*water weakening*) é influenciado pela presença de fluídos aquosos sobre os cristais de quartzo, intensificando a tensão entre estes, e assim, aumentando a taxa de recristalização e crescimento granular. A deformação tardia que ocorre por tensão pós-deformacional principal, ou de mais alta temperatura na rocha, pode afetar as interpretações ou interferir no ângulo de abertura, levando a resultados errôneos. Mesmo sendo enfático sobre os problemas da interpretação de dados para determinar a temperatura e pressão de rochas, Law (2014) acredita que o termômetro de eixo - c é um método preciso.

Em trabalhos anteriores referentes ao termômetro de eixo-c de quartzo, somente 15 a 28 amostras foram correlacionadas em gráficos de temperatura por ângulo de abertura, sendo as temperaturas variando entre, aproximadamente, 250 a 750 °C. Sendo assim, Faleiros *et al.* (submetido) propuseram uma nova calibração empírica do termômetro, que abrange intervalo maior de temperatura, entre 250 e 1050 °C, baseado em número maior de amostras, 55 no total. A nova equação é baseada em curva logarítmica de ajuste ao novo conjunto de dados, além de discutir a influência da pressão nos cálculos. O gráfico das correlações foi dividido, sendo que os estudos anteriores permaneceram evidentes no gráfico, onde há uma correlação linear entre as temperaturas de 250 a 750 °C e uma nova parte da curva vai desta temperatura mais alta até 1050 °C (Fig. 3).

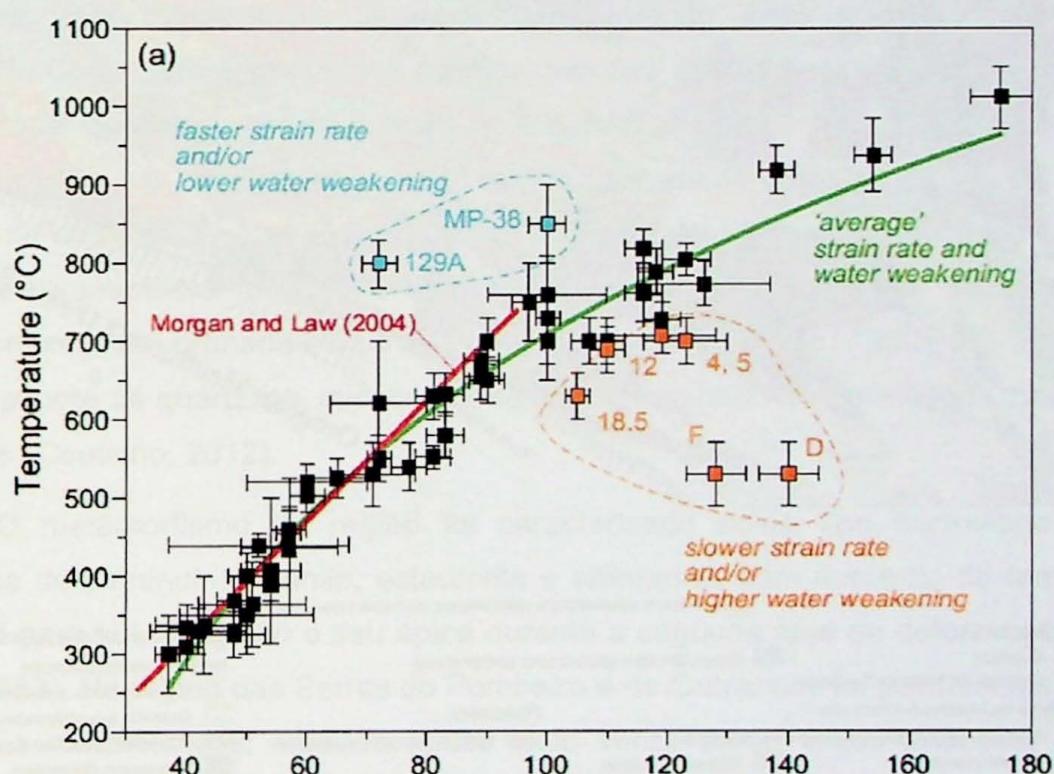


Figura 3: O diagrama representa a relação entre o ângulo de abertura do eixo – c de quartzo e a temperatura de deformação num intervalo de 250 a 1050 °C. Nova calibração do ângulo de abertura do eixo – c de quartzo proposta por Faleiros *et al.* (submetido).

4. Geologia Regional

As rochas investigadas pertencem ao Grupo Carrancas (Trouw *et al.*, 1983), parte do Sistema de *Nappes* Carrancas, pertencente ao Orógeno Tocantins Meridional, que define o limite oeste e sul-sudoeste do Cráton São Francisco (Campos Neto *et al.*, 2004). O Sistema de *Nappes* Carrancas compõe um grupo de quatro escamas de cavalgamento: *Nappe* Luminárias, *Klippe* Carrancas, Alóctone Serra da Bandeira e Alóctone Madre de Deus (Campos Neto *et al.*, 2004, 2011) (Figura 4).

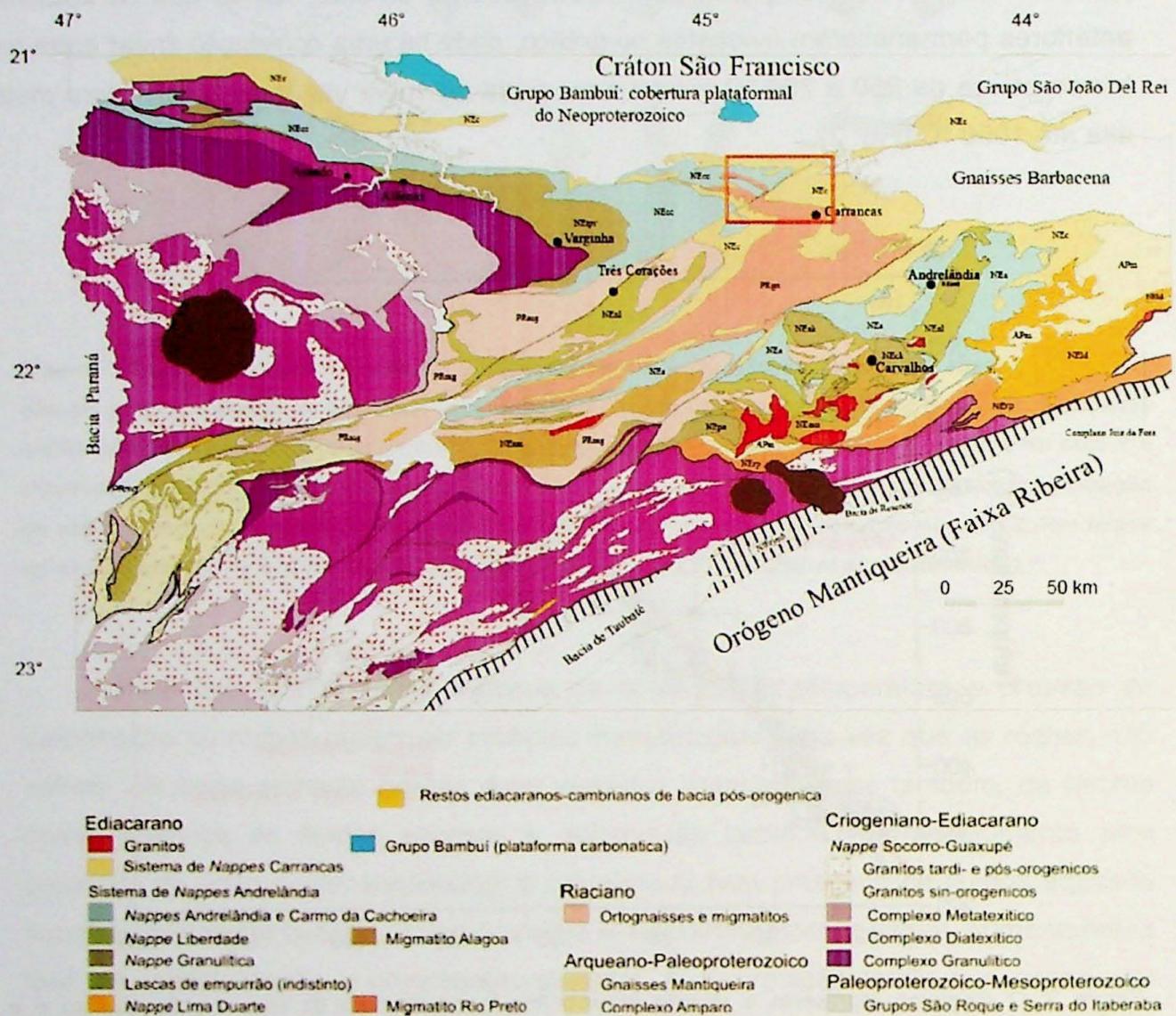


Figura 4: Mapa geológico simplificado da Faixa Brasília Meridional (segundo Campos Neto *et al.*, 2011) com a área de estudo em destaque.

O Grupo Carrancas foi dividido por Ribeiro & Heilbron (1982) em dois conjuntos: alóctone e autóctone. O conjunto autóctone é composto por biotita xisto e pacote de

xisto grafitoso que estão em contato direto com o embasamento na baixada entre Itutinga e Madre de Deus, e para NE transicionam para sequência dos filitos superiores do Grupo São João del Rey. O conjunto alóctone é composto por sequência de quartzitos e xistas que afloram nas Serras do Pombeiro, Carrancas e Estância, e aparecem em contato tectônico sobre o biotita xisto e xisto grafitoso do conjunto autóctone (Heilbron, 1983). Heilbron (1983) denominou o conjunto autóctone como Grupo São João del Rey e as unidades alóctones como Grupo Carrancas.

O Grupo Carrancas foi dividido originalmente em duas formações, da base para o topo, a Formação São Tomé das Letras e Formação Campestre (Ribeiro & Heilbron, 1982), depois sendo adicionada a Formação Chapada das Perdizes (Coutinho, 2012).

A formação São Tomé das Letras é composta por sequência de muscovita quartzito, com mica verde, e com turmalina preta e minerais opacos como os acessórios principais, que transicionam para muscovita-quartzo xisto e muscovita xisto. A Formação Campestre é constituída por intercalações de filitos ou xistas, mais ou menos grafitosos, e quartzito com mica branca (Ribeiro & Heilbron, 1982, Trouw *et al.*, 1983). De norte para sul, os filitos são substituídos por xistas (Pavan, 2010). Na base, é importante destacar, que desde a Serra da Bocaina até a Serra do Pombeiro ocorre um nível de granada-clorítóide filito que na Serra do Pombeiro se transforma, por metamorfismo, em granada-estaurolita xisto (Ribeiro e Heilbron, 1982). No topo volta a ocorrer pacote de quartzitos, micáceos ou não, denominado de Formação Chapada das Perdizes (Coutinho, 2012).

O metamorfismo da região foi caracterizado como tipo barroviano, com a presença de almandina, cianita, estaurolita e sillimanita, com aumento de temperatura de norte para sul, atingindo o seu ápice durante a segunda fase de deformação (Trouw *et al.*, 1983). Na região das Serras do Pombeiro e de Carrancas foi possível mapear três isógradas metamórficas, indo da fácie xisto verde até a fácie anfibolito superior: formação de granada, formação de estaurolita e desaparecimento de clorítóide. Como as isógradas metamórficas são oblíquas à direção das camadas e passam direto dos metassedimentos alóctones até os autóctones, sem nenhum intervalo metamórfico, estas indicam que são posteriores aos empurrões da primeira fase de deformação, que foram os responsáveis pelo empilhamento tectônico do fácie alóctone sobre o autóctone (Ribeiro & Heilbron, 1982).

O metamorfismo também foi caracterizado considerando a Megasequência Andrelândia, que reúne as rochas dos grupos Carrancas e Andrelândia, entre Lavras, São João del Rey, Lima Duarte, Liberdade e Três Corações que serviram como base para interpretação das outras áreas adjacentes. Dessa forma, o metamorfismo aumenta para Sudoeste em relação a São João del Rey (Ribeiro *et al.*, 1995). A fácie xisto verde médio é representada em rochas pelíticas com biotita e, localmente, com clorítóide e cianita em quartzito, dentro das unidades originalmente atribuídas ao Grupo Carrancas (Ribeiro *et al.*, 1995; Campos Neto & Caby, 2000). Em relação às rochas pelíticas, localizadas a sul, ocorrem as isógradas da granada e estaurolita, a última marca a entrada na fácie anfibolito e corresponde com a saída de clorítóide e a entrada de cianita nos metapelitos (Ribeiro *et al.*, 1995).

Em estudo de detalhe usando pseudosseções e termobarometria, foi demonstrado que o metamorfismo é progressivo, de norte para sul, como descrito, mas que o regime é de alta pressão, na transição entre as fácies anfibolito e eclogito. Condições de pico metamórfico de 586 ± 2 °C e $10,65 \pm 0,65$ kbar foram determinadas para as rochas da Serra da Estância, enquanto que para as rochas da Serra de Carrancas, o pico metamórfico foi alcançado em 620 ± 5 °C e $12,2 \pm 0,5$ kbar, com rochas com a paragênese quartzo, muscovita, granada, estaurolita e cianita (Pavan, 2010). A Sul, na Serra das Bicas a quebra da estaurolita produz a paragênese quartzo, muscovita, granada, biotita e cianita, com condições de pico metamórfico de 641 ± 35 °C e $11,16 \pm 2,2$ kbar (Garcia, 2010).

Três fases de deformação são reconhecidas por Trouw *et al.* (1983) e Heilbron (1983), sendo D_1 responsável pela formação de clivagem ardosiana regional e penetrativa, representada pelo paralelismo de micas metamórficas (Heilbron, 1983), poucas dobras e grandes movimentos de empurrão que distribuíram regionalmente as rochas em escamas e *nappes*. A fase de deformação D_2 é representada por dobras com superfície axial sub-horizontal (S_1) e eixos aproximadamente E-W (S_2), que foram redobradas por D_3 , responsável pela formação de dobras abertas e apertadas, de escala milimétrica até quilométrica, de mergulhos de planos axiais acentuados para SE-E (0 a 35°) (Heilbron, 1983), geralmente para SE, ou eventualmente para NW (Trouw *et al.*, 1983).

Uma quarta fase de deformação (D_4) foi originada em níveis crustais mais rasos, dobrando e crenulando estruturas geradas em D_2 e D_3 . As dobras D_4 têm eixos com direção para NE-SW e N-S, com cimento para S e SW, planos axiais íngremes e vergência para NW. Esta deformação é a responsável pela formação da mega estrutura em "M" ou "Z" na direção E-W da Serra de Carrancas (Coutinho, 2012).

5. Materiais e métodos

Para este projeto, a principal atividade foi o levantamento bibliográfico que consistiu no estudo de artigos e textos sobre os assuntos de mecanismos de deformação, colocando em foco o quartzo, e os tipos de termobarometria, sendo a do eixo - c o alvo deste trabalho.

Os trabalhos de campo foram importantes para o reconhecimento da área e coleta das amostras para serem analisadas. Foram realizadas três etapas de trabalhos de campo, totalizando 17 dias.

A petrografia auxiliou no reconhecimento de paragênese mineral dos xistos que ocorrem junto aos quartzitos do Grupo Carrancas e na descrição e reconhecimento das texturas de deformação do quartzo e da sua relação com a muscovita presente nas rochas.

Com a petrografia pronta, a etapa de tomada de medidas de eixo-c foi realizada em 11 lâminas de quartzito com 300 medidas em cada, aproximadamente, e para a análise de estereogramas com a estatística de deformação da rocha.

5.1 Trabalho de Campo

Foram realizadas três etapas de campo de 28/03 a 04/04, 22/04 a 24/04 e 03/07 a 09/07. Tanto na primeira quanto na terceira etapa, a aluna participou da disciplina Mapeamento Geológico na região do Grupo Carrancas, para coleta de dados estruturais e de amostras orientadas de quartzito no qual o trabalho foi concentrado na Serra da Estância, a norte de Carrancas. Já a segunda etapa de campo concentrou-se nas Serras de Carrancas e das Bicas, com maior foco na coleta de mais amostras

orientadas (Figura 5). As amostras coletadas representam rochas metamorfizadas e deformadas em níveis crustais diferentes.



Figura 5: Mapa esquemático da região com a localização dos pontos amostrados em campo e o contorno das Serras da Estância, Pombeiro, Carrancas e Bicas.

A participação da aluna nos campos da disciplina de Mapeamento Geológico teve como objetivo o conhecimento da geologia da região, tendo como segundo propósito, a amostragem de quartzitos, uma vez que as áreas distribuídas aos alunos não eram focadas nas rochas do Grupo Carrancas. O quartzito da *Nappe Luminárias* foi amostrado em duas localidades, denominadas conforme o projeto de mapeamento: “ITU” devido à carta topográfica de Itumirim, “08”, o número da área onde foi amostrado e, por último, o número do afloramento. Os afloramentos visitados concentram-se na parte oeste da Serra da Estância, a Sul de Lavras, onde há sequência de intercalações de xistos, tanto o grafitoso quanto o muscovita xisto, e quartzito, esses tanto em lentes centimétricas até camadas métricas.

O trabalho de campo feito na Serra de Carrancas teve como objetivo coletar as amostras para as medidas de eixo - c. Foram necessários apenas três dias de campo

para a coleta das amostras que possuem o código: "TF", que remete ao Trabalho de Formatura, "15", o ano de execução, seguido pelo número do afloramento amostrado. Nesta etapa de campo foram amostrados tanto xisto, quanto quartzito e um gnaisse. O quartzito foi amostrado nas serra de Carrancas e do Pombeiro (Figura 5).

5.2 *Platina Universal*

Um total de 11 amostras orientadas foi coletado para o estudo de taxa de deformação e termometria de eixo - c de quartzo. A petrografia convencional das lâminas foi feita com microscópio petrográfico Olympus, SX 50, na sala de microscopia do Instituto de Geociências da USP.

A platina universal é designada para qualquer instrumento que possa ser ajustado à platina de um microscópio, de modo a possibilitar a rotação de um cristal ao redor de um ou mais eixos, além do próprio eixo do microscópio. Dessa forma, a platina universal é usada na medição de diferentes orientações de minerais em rochas, possibilitando a análise estatística destas composições em redes estereográficas de igual área (Wahlstrom, 1969).

A platina universal é usada para determinar o ângulo necessário para que o eixo-c de um grão esteja na horizontal ou vertical para obter o ângulo de cimento, portanto, a orientação do eixo em relação à foliação da rocha.

Para a determinação da orientação do eixo – c de quartzo foi usado o microscópio com platina universal acoplada. Esta possui de quatro a cinco eixos que permitem a rotação da seção delgada. Os eixos são denominados como leste-oeste (A4), norte-sul (A2), vertical interno (A1) e externo (A3) e o eixo da platina do microscópio (A5). Nas posições de repouso, A1, A3 e A5 são paralelos ao tubo do microscópio e A2 e A4 são perpendiculares entre si e posicionam-se em um plano horizontal. A seção delgada fica localizada entre hemisférios de vidro. A platina universal é constituída por diferentes pares de hemisférios de vidro de índices refrativos diferentes, portanto, dependendo do mineral, usam-se índices com valores próximos a este, evitando a correção de ângulos devido a possíveis diferenças entre os índices do hemisfério de vidro e do mineral (Wahlstrom, 1969).

Coloca-se a lâmina sobre o disco de vidro, localizado no meio do acessório, que é atado ao eixo horizontal da platina. Após centralizar um grão no microscópio, rotaciona-se os grãos escolhidos nos eixos A1, A2 e A3, para seguidas extinções e iluminações máximas até obter a inclinação dos eixos-c dos grãos medidos (Figura 6).

Para cada lâmina, foram medidas aproximadamente 300 inclinações de eixo-c de quartzo e estes grãos foram medidos ao longo de sua exposição no quadrante observado no microscópio, para fins de uma estatística mais exata (Figura 7).

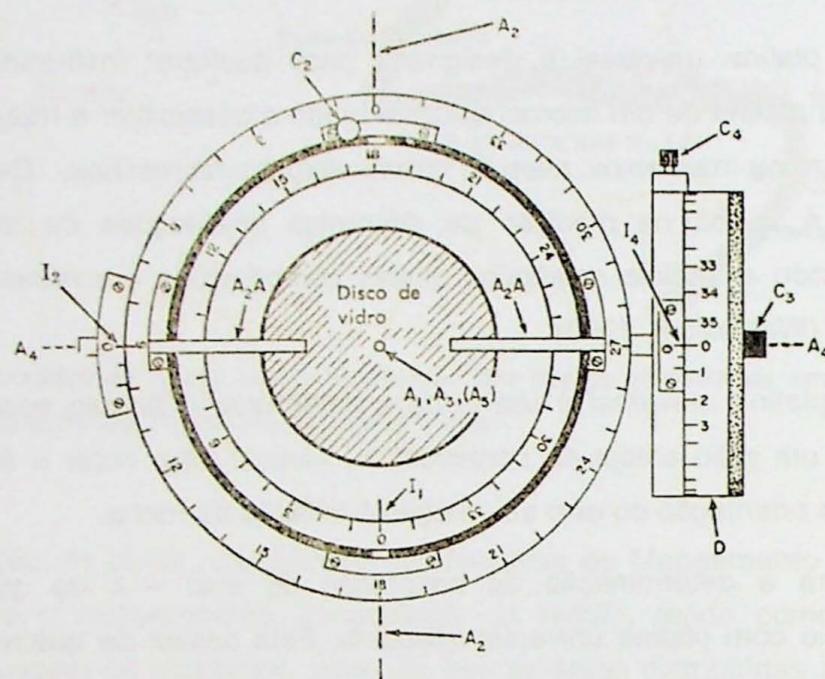


Figura 6: Esquema da platina universal acoplada a microscópios ópticos. A1, A2, A3 e A4 são os eixos de rotação da platina e A5 é o eixo da platina do microscópio. C2, C3 e C4 são os parafusos que travam os eixos A2, A3 e A4. A₂A indica os arcos verticais graduados para o eixo A2. I1, I2 e I4 são os índices para os círculos graduados para os eixos A1, A2 e A4. D é o tambor graduado para girar a platina ao redor de A4 (Wahlstrom, 1969).

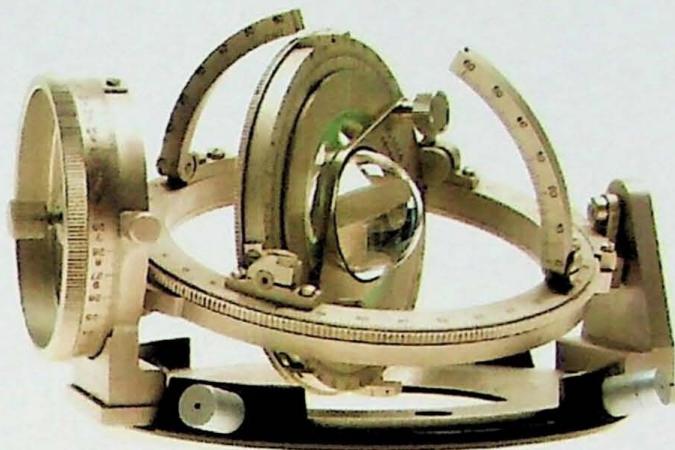


Figura 7: Foto da platina universal sem estar acoplada a um microscópio.

6. Descrição de Campo e Petrografia

O quartzito é de granulação fina a média, podendo conter proporções variadas de muscovita e feldspatos e como minerais acessórios rutilo, zircão, turmalina, minerais opacos e epídoto. A foliação é definida com mais intensidade nas rochas em que a proporção de muscovita é maior, enquanto que a lineação da rocha é definida por quartzo ou muscovita (Figuras 8 e 9).

Os xistos observados em campo apresentam em sua mineralogia muscovita, porfiroblastos de granada, de aproximadamente entre 0,3 cm a 0,6 cm, cristais de estaurolita e cianita. A paragênese dos xistos observados em campo, Serra de Carrancas, está representada em diagrama AFM da Figura 10.

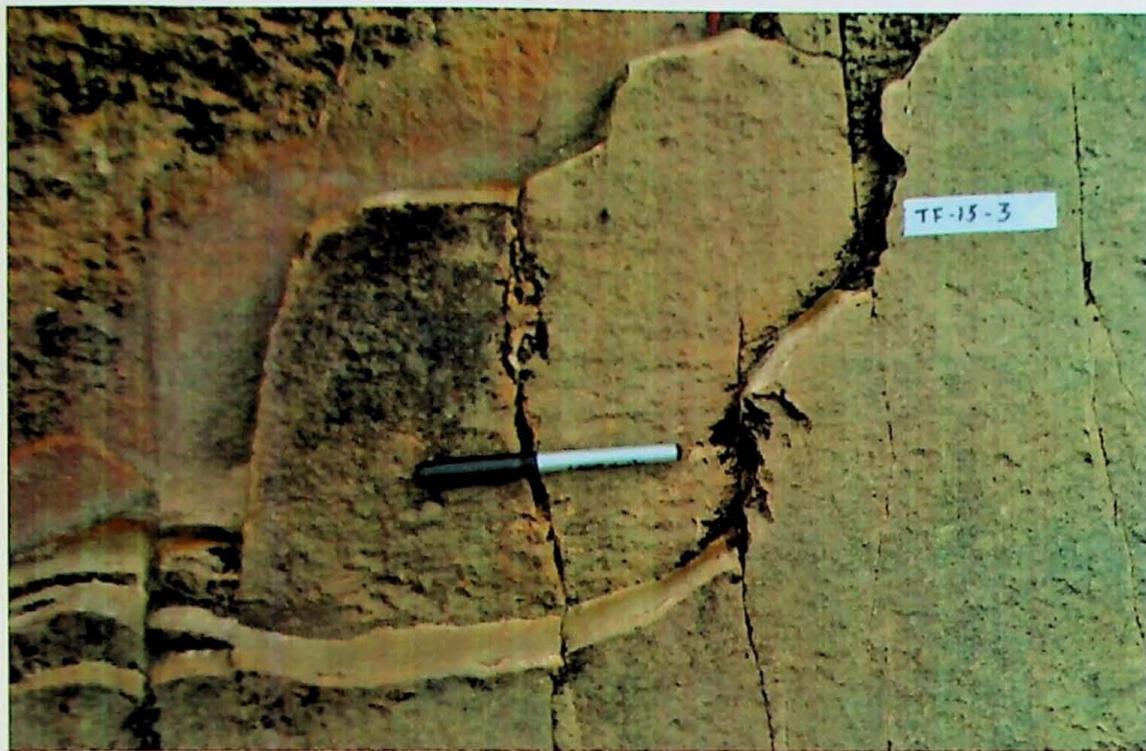


Figura 8: TF-15-03. Afloramento de quartzito em um riacho na Serra de Carrancas. A caneta está paralela à lineação de estiramento.

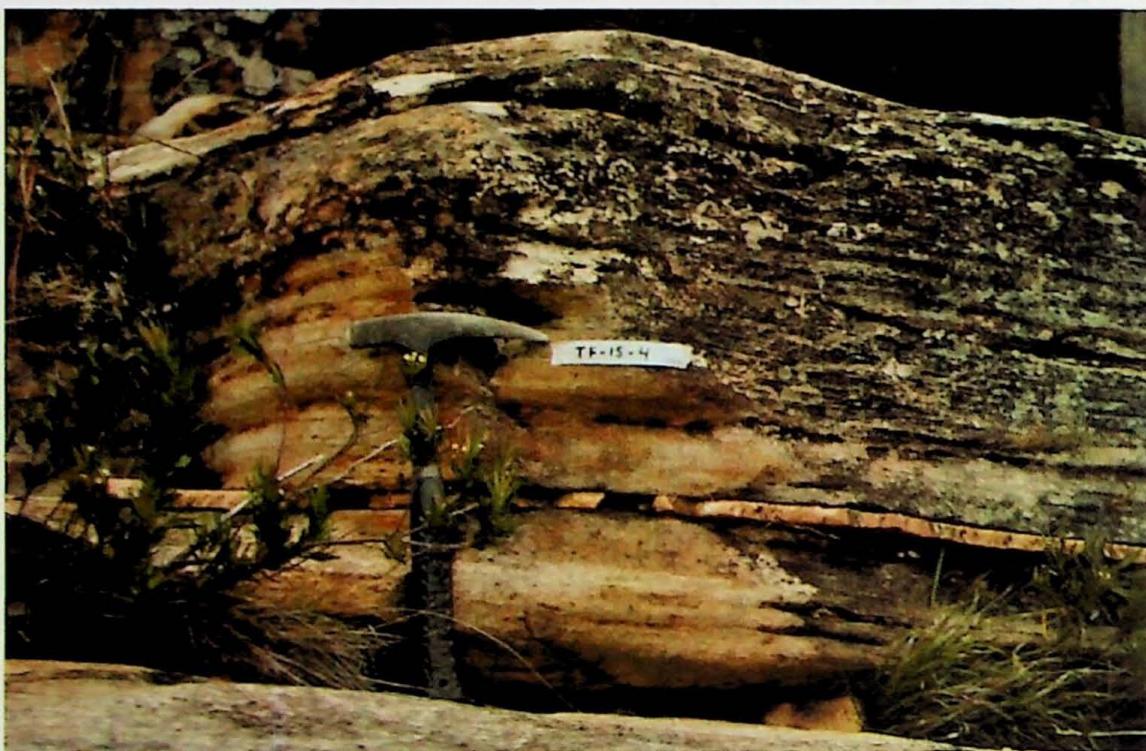


Figura 9: TF-15-04. Quartzito com veio de quartzo (amostrado), paralelo à foliação principal. Serra de Carrancas.

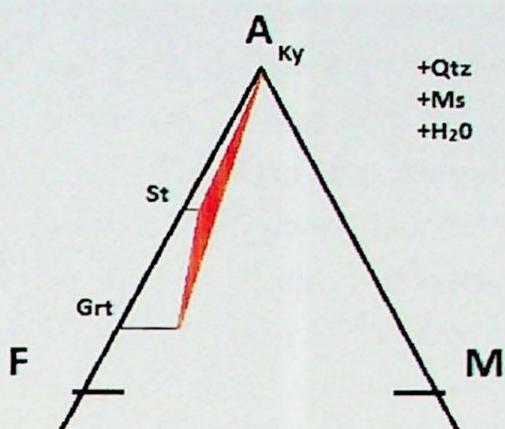


Figura 10: Paragênese composta de quartzo, muscovita, estaurolita, cianita e granada representada em diagrama AFM e que é observada nos xistos associadas aos quartzitos coletados.

6.1 Quartzito

No total foram coletadas 18 amostras das quais foram feitas 16 lâminas: três lâminas de xistos, amostras TF-15-1B, 5B e 6B; duas lâminas de gnaisse, TF-15-1 e 3B e 11 lâminas de quartzito, TF-15-2, 3, 4A, 4B, 4C, 5A, 6A, 7, 8A, 8B e 9. As fotomicrografias foram tiradas no microscópio ZEISS AXIO Imager A2m, no Laboratório de Microscopia Óptica do Instituto de Geociências.

Pela petrografia foi possível distinguir três tipos de quartzito, baseado na variação da textura e microestruturas distintas do quartzo: orto-quartzito, com pouca ou com muita muscovita (quartzo xisto). O primeiro tipo se destaca pelo tamanho dos grãos de quartzo que variam entre 0,05 mm e 3,0 mm e com contatos irregulares, tipo ameboides. A lâmina TF-15-4A ilustra como é a textura do primeiro tipo de quartzito (Figura 10). O segundo possui os grãos de muscovita orientados que definem, de maneira pobre, a foliação da rocha, mas de tamanho pequeno, entre 0,03 mm e 0,3 mm e subidioblásticos; os grãos de quartzo são maiores, 0,1 mm a 0,5 mm, e possuem contato ameboide. A Figura 11, amostra TF-15-5A, representa um quartzito do segundo tipo, composta por 85% de quartzo e 15% de muscovita, aproximadamente. No terceiro tipo a muscovita perfaz aproximadamente 35% de proporção modal da rocha, e 65% de quartzo, com cristais bem formados e placóides, que formam lentes orientadas e definem a foliação da rocha, sendo a rocha classificada como muscovita quartzito. Os

grãos de quartzo variam de tamanho devido à influência dos contatos entre estes e os grãos de muscovita, os quais limitam o tamanho dos grãos de quartzo nas porções mais ricas no mineral, entre 0,03 mm e 0,5 mm, e nas porções pobres entre 0,02 mm e 3,0 mm. Na Figura 12 está um exemplo de quartzito do terceiro tipo, com destaque para a textura foliada da amostra TF-15-4B onde a muscovita apresenta-se orientada. Nesta lâmina, a proporção modal foi dividida em 55% de quartzo, 35% de muscovita, 10% de feldspato alcalino, 5% de plagioclásio e menos de 5% de minerais acessórios como o epidoto.

Ao comparar os tamanhos dos grãos de quartzo nos três tipos apresentados, conclui-se que há uma interferência dos grãos de muscovita no contexto da formação e crescimento dos grãos de quartzo, uma vez que os minerais placóides limitam o crescimento dos primeiros, assim, ficando menores quanto maior for a concentração de muscovita na rocha.

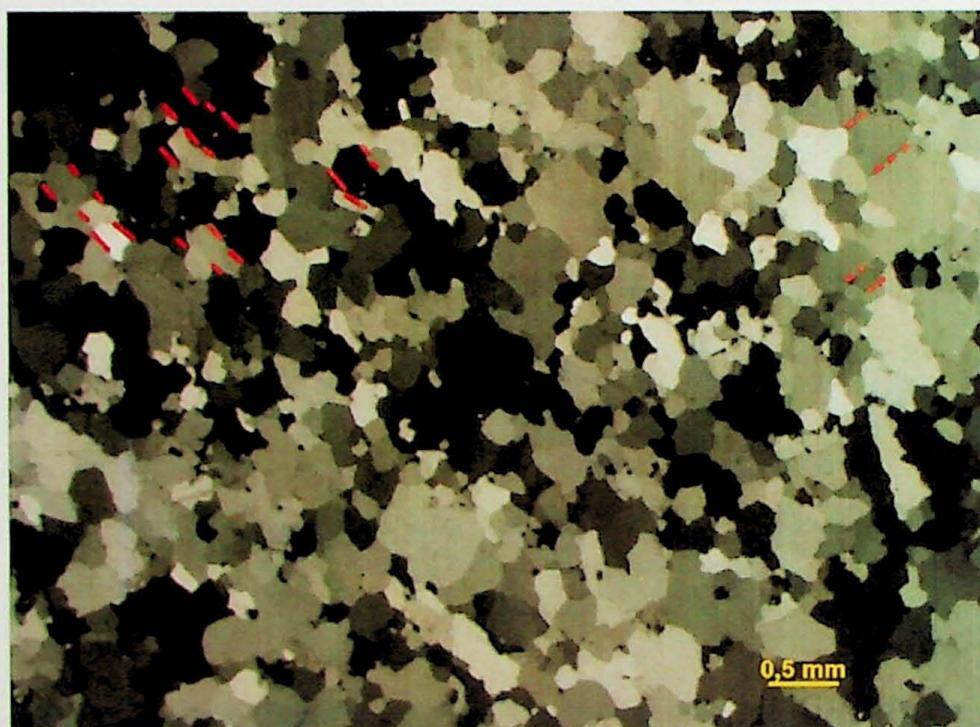


Figura 10: Fotomicrografia de veio de quartzo sem muscovita, com duas orientações de cristais de quartzo perpendiculares entre si. Lâmina TF-15-4A; polarizadores cruzados.

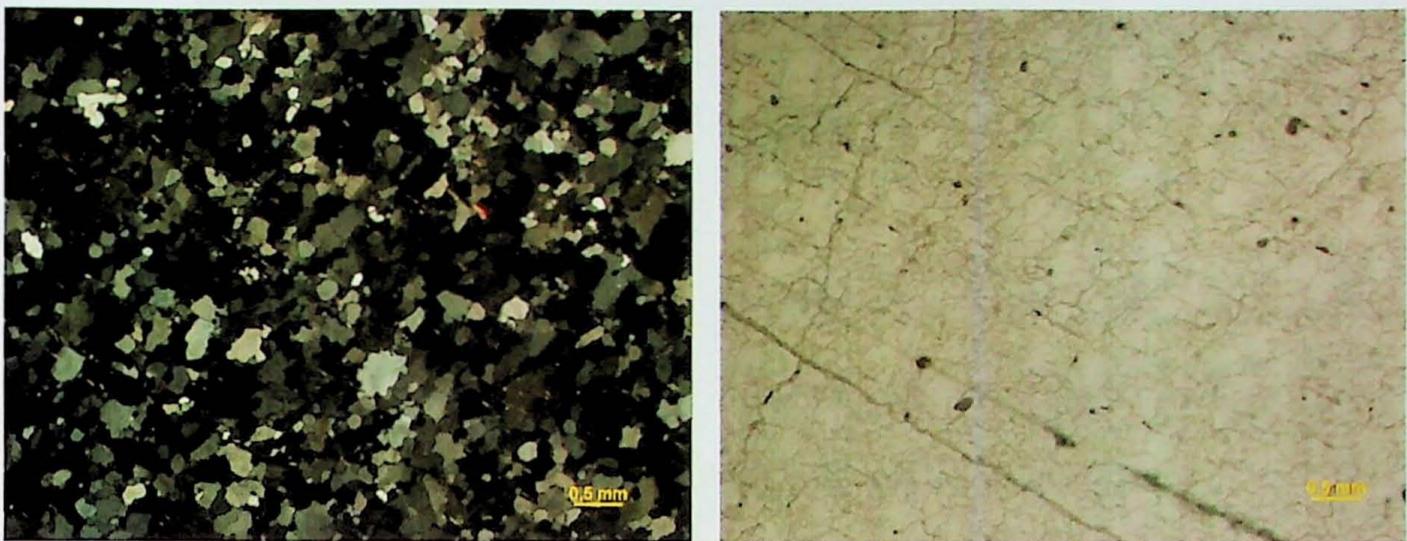


Figura 11: Pouca concentração de muscovita na rocha. Lâmina TF-15-5A; polarizadores cruzados, à esquerda e à direita, polarizadores paralelos.

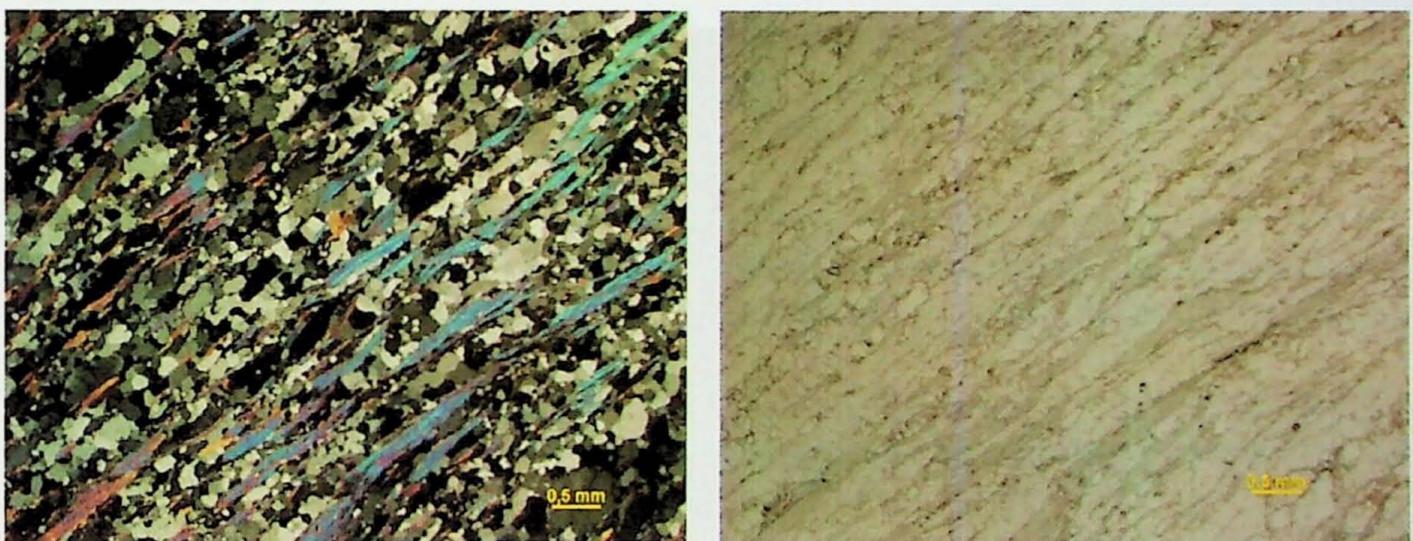


Figura 12: Foliação devido à grande concentração de muscovita. Lâmina TF-15-4B; à esquerda, polarizadores cruzados e à direita, polarizadores paralelos.

Das amostras de quartzito estudadas, apenas três possuem feldspato em sua mineralogia: TF-15-01, 4B e 4C. A sua porcentagem não passa de 15% variam de tamanho entre 0,3 mm e 0,6 mm, são granulares e estão localizados nas lentes ricas em quartzo nas lâminas, (Figura 13)**Error! Reference source not found.** Na lâmina TF-15-01 há uma textura de substituição do feldspato por grãos de muscovita bem finos (Figura 14).

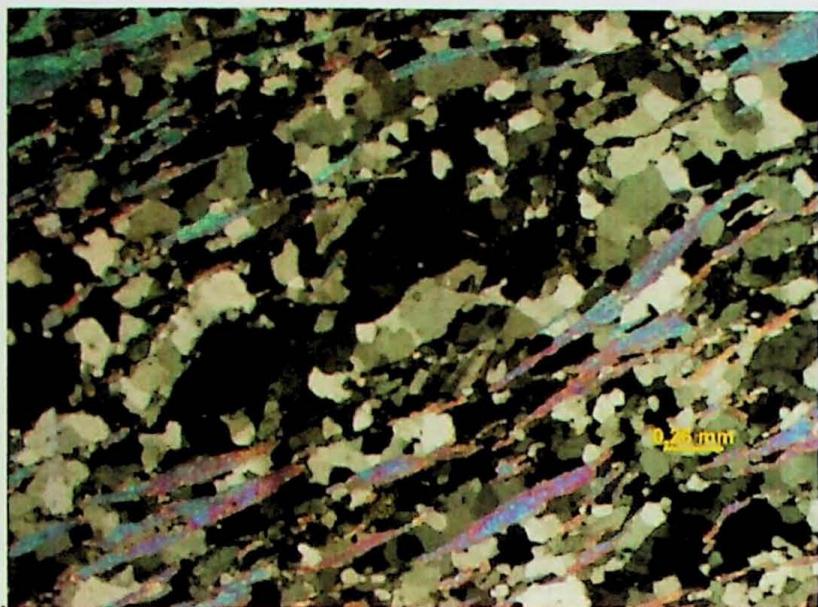


Figura 13: Feldspato alcalino nas lentes ricas em quartzo. Lâmina TF-15-4B; polarizadores cruzados.

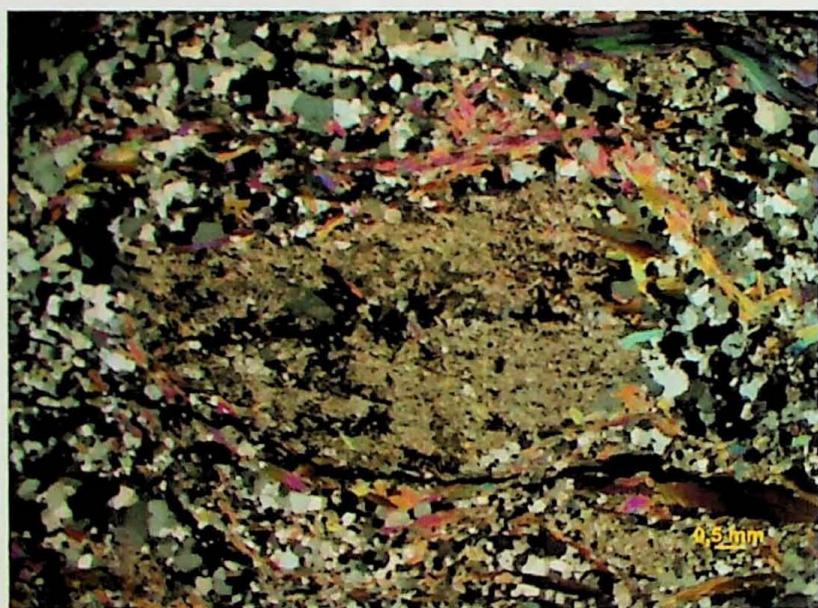


Figura 14: Textura de substituição de feldspato por muscovita. Lâmina TF-15-01; polarizadores cruzados.

Os minerais acessórios mais comuns são: zircão, rutilo, epidoto e turmalina. A Figura 15 ilustra um mineral de zircão na lâmina TF-15-01 que é um quartzito do tipo três, muscovita quartzito. Já a lâmina TF-15-02, também um muscovita quartzito, além de possuir epidoto como um mineral acessório (Figura 16), também possui minerais opacos intercrescidos com a muscovita (Figura 17).

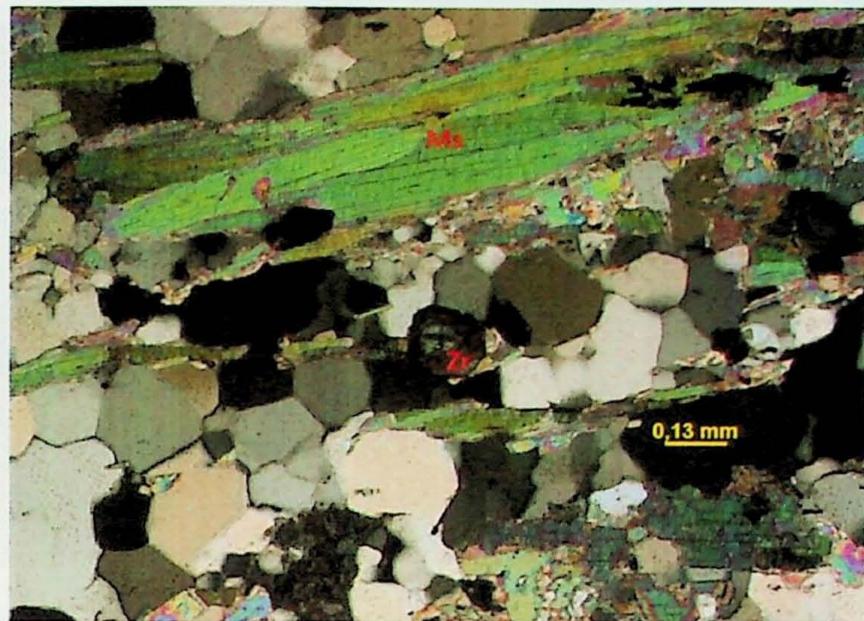


Figura 15: Fotomicrografia ilustrando no centro o grão de zircão com corte basal. Lâmina TF-15-01; polarizadores cruzados.

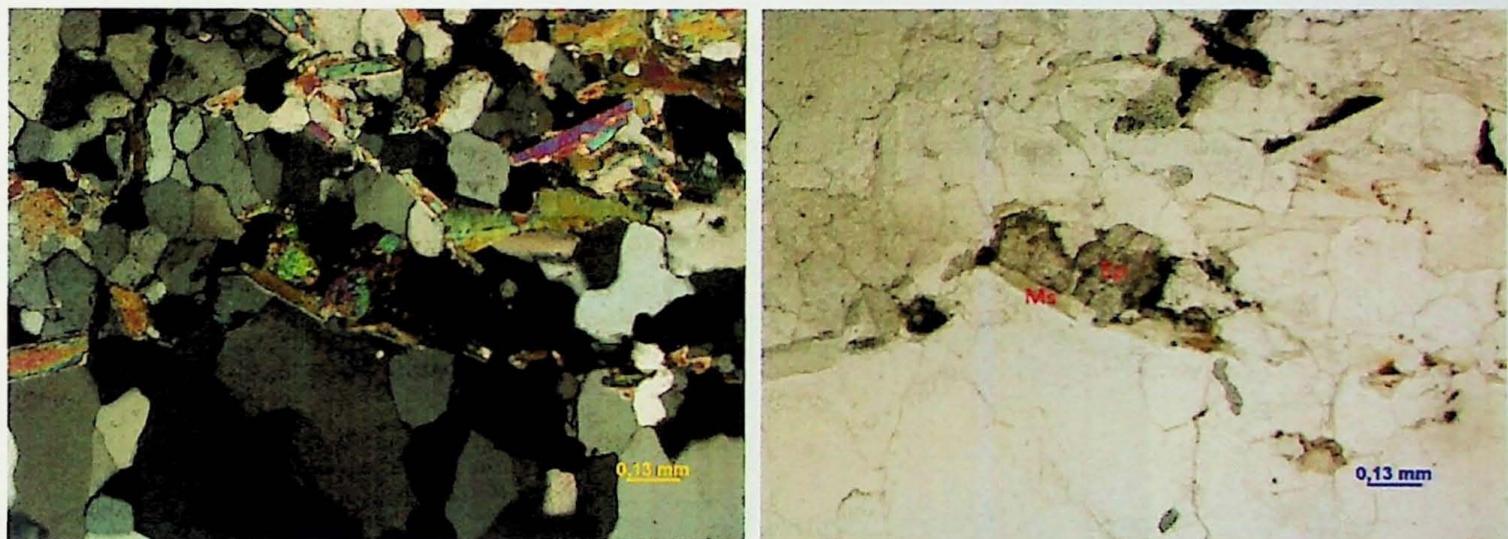


Figura 16: Epidoto no centro das imagens. Lâmina TF-15-02; à esquerda, polarizadores cruzados e à direita, polarizadores paralelos.



Figura 17: Minerais opacos intercrescidos com muscovita. Lâmina TF-15-02; à esquerda, polarizadores cruzados e à direita, polarizadores paralelos.

O rutilo aparece como mineral acessório tanto nos quartzitos do tipo dois como no três, lâmina TF-15-07, Figura 18, e TF-15-03, respectivamente. Na segunda também há a ocorrência de grãos de turmalina em corte basal, Figura 19.

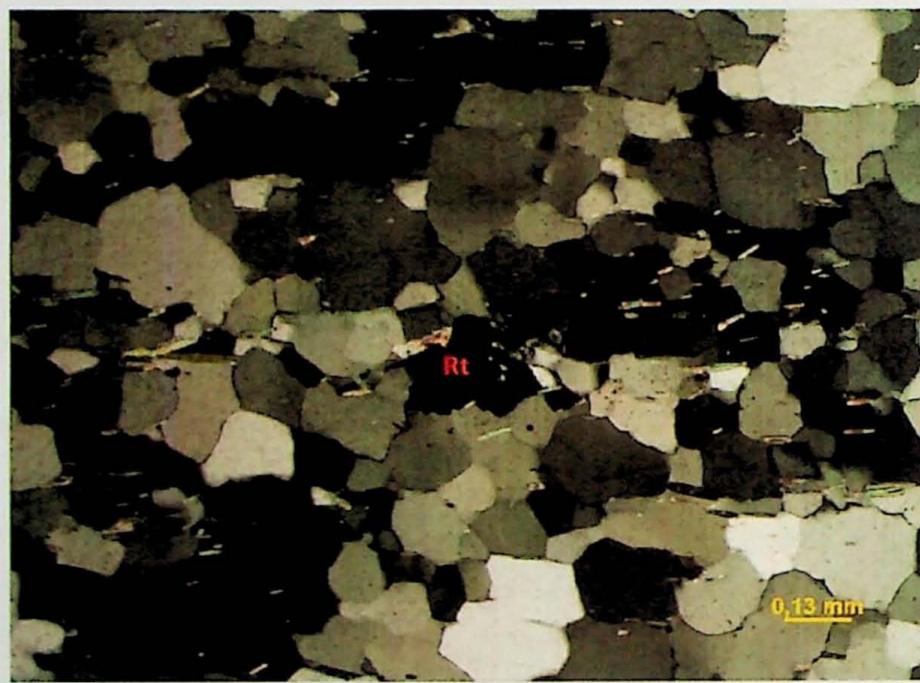


Figura 18: Rutilo no centro da imagem. Lâmina TF-15-07; polarizadores cruzados.



Figura 19: Rutilo, à esquerda, e turmalina, à direita, associados à muscovita. Lâmina TF-15-03; polarizadores paralelos.

6.2 Xisto

Foram amostrados apenas três xistos, sendo que um, após a petrografia, foi renomeado para filito, TF-15-5B, devido à sua granulação mais fina em relação às outras duas amostras, TF-15-01 e TF-15-6B.

A amostra TF-15-5B apresenta foliação definida pelos grãos finos de muscovita e quartzo. A foliação S_2 é a foliação principal e está dobrada pela S_3 , disposta em posição plano axial de dobras assimétricas com charneiras angulosas (Figura 20). Nesta amostra há porfiroblastos de granada, que estão muito alterados pelo intemperismo, o que não possibilita estabelecer sua cronologia em relação às foliações (Figura 21). Os grãos de estaurolita são menores que os de granada, e destacam-se em meio a foliação; são idiomásticos e concordantes à foliação (Figura 21). O rutilo é o mineral acessório dominante e também está concordante à foliação.

Os xistos podem ser divididos conforme a mineralogia que define a foliação: na lâmina TF-15-6B, a foliação é marcada tanto pela muscovita quanto pelo quartzo, que formam lentes mais ricas em certas porções da lâmina (Figura 22). Já na lâmina TF-15-1B, a foliação é marcada somente por muscovita (Figura 23). A foliação destas amostras não está dobrada. Ambas amostram apresentam a seguinte mineralogia:

porfiroblastos de granada bem alterada, estaurolita, cianita e como mineral acessório, o rutilo (Figura 23).

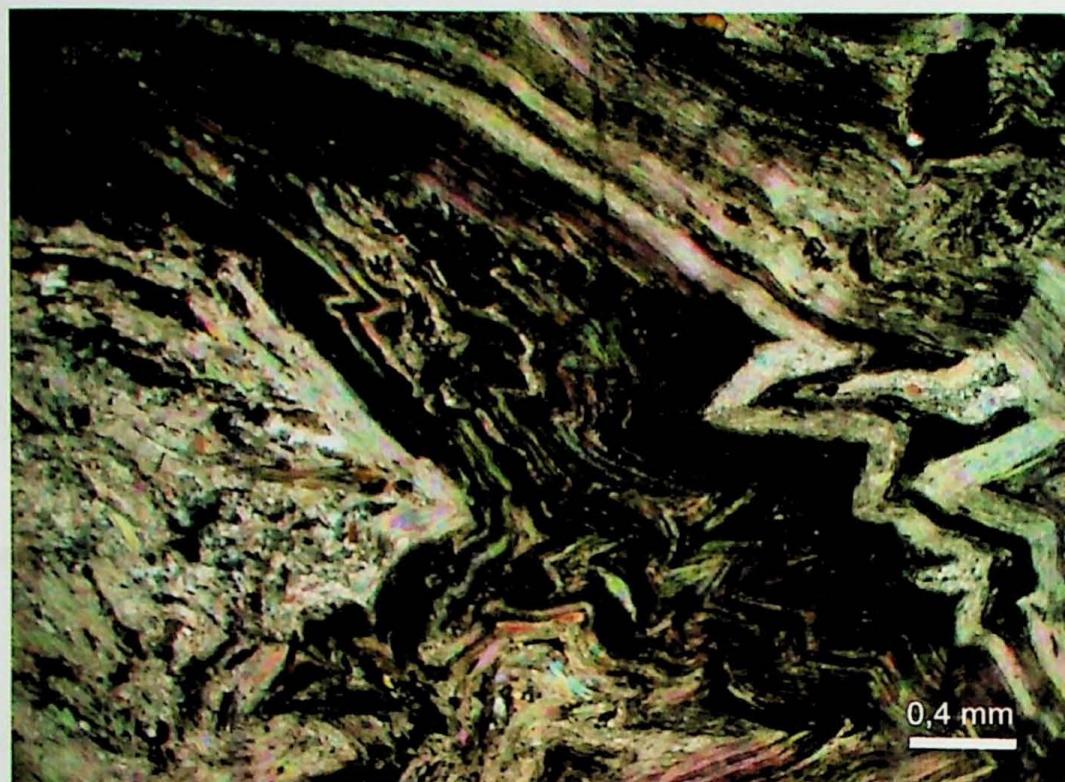


Figura 20: Fotomicrografia ilustrando a foliação dobrada. Lâmina TF-15-5B; polarizadores cruzados.

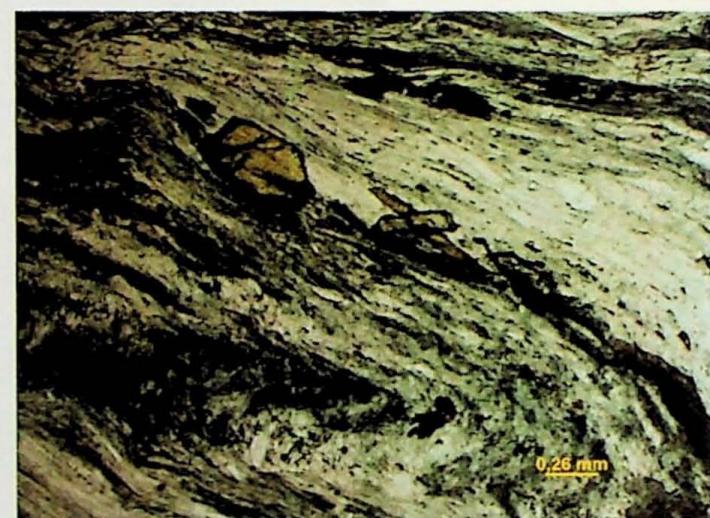


Figura 21: Fotomicrografias destacando a mineralogia presente na lâmina, à esquerda, porfiroblasto de granada em matriz micácea e grãos de estaurolita. À direita destaque para os grãos maiores de estaurolita e rutilo. Lâmina TF-15-5B; polarizadores cruzados.

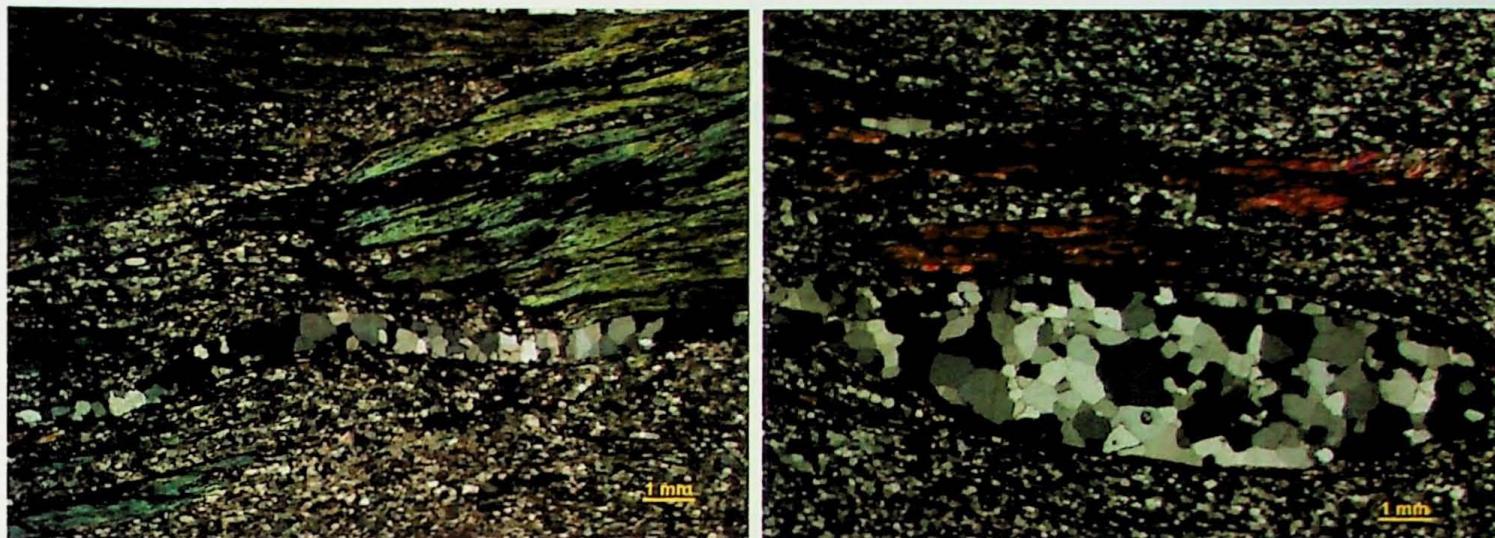


Figura 22: Fotomicrografia dos xistos, destacando a sua matriz micácea e as lentes de quartzo.
Lâmina TF-15-6B; polarizadores cruzados.

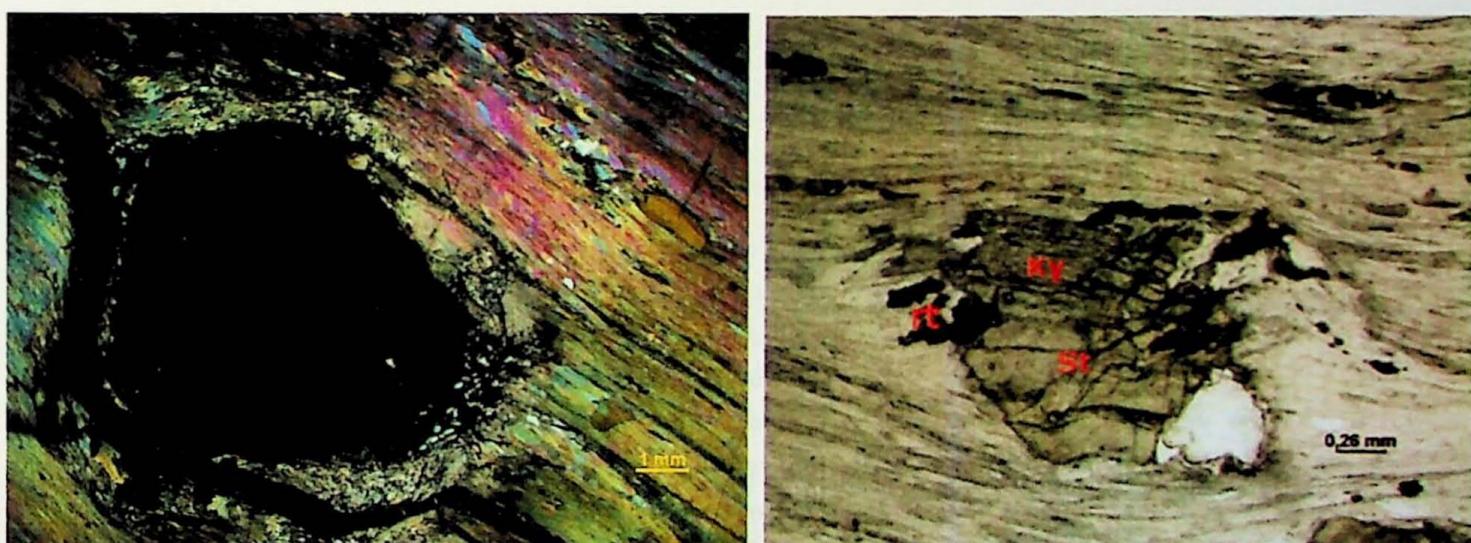


Figura 23: Porfiroblasto de granada em matriz micácea, à esquerda, e associação de cianita com
rutilo e estaurolita à direita. Lâmina TF-15-01; polarizadores cruzados à esquerda e paralelos à
direita.

6.3 Revisão de Microestruturas de Quartzo e as Microestruturas Observadas

As microestruturas observadas são relacionadas aos diferentes tipos de mobilidade de borda de grão que são produtos da recristalização dos minerais, neste caso, de quartzo. A Figura 24 ilustra os três mecanismos de recristalização dinâmica em escala de grão.

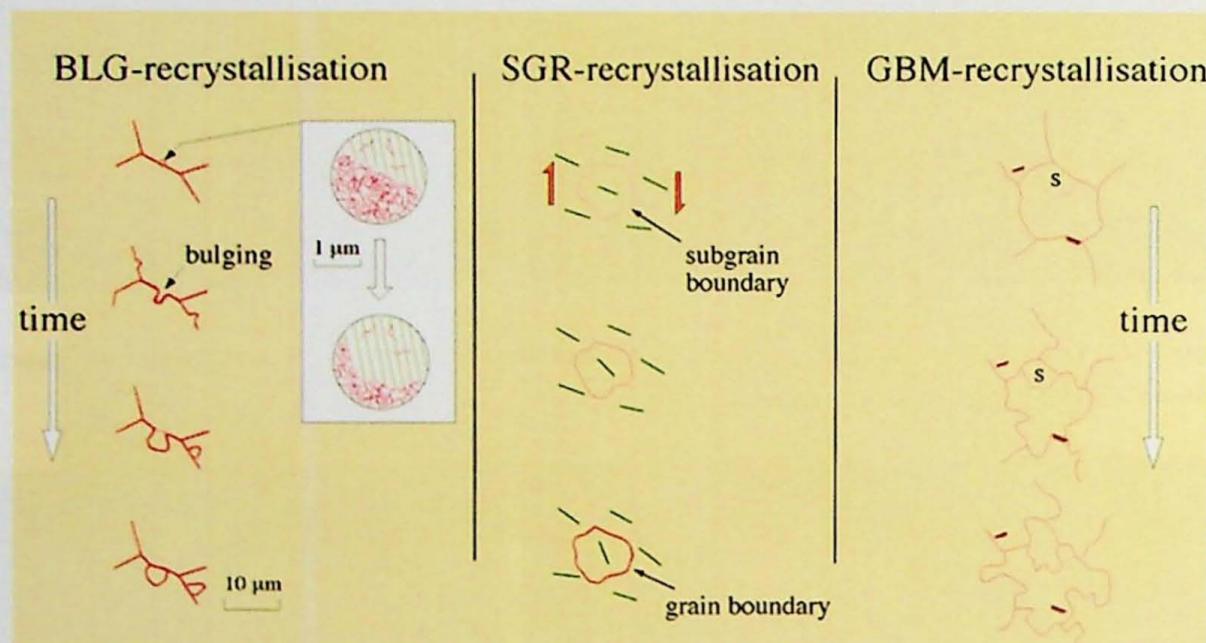


Figura 24: BLG - a borda do grão mineral sofre deslocamentos que diminuem seu tamanho e geram a formação de subgrãos e grãos menores em suas bordas. Esses são formados devido à diferença de densidade de deslocamentos entre dois grãos de quartzo que estão em contato e os subgrãos são formados onde há maior densidade de deslocamento. SGR - provoca a formação de bordas de grão em subgrãos, este novo grão é desenvolvido pela rotação progressiva da estrutura de subgrãos de um grão maior. GBM - ocorre a mobilidade do contato dos grãos, sendo que um grão com reticulo cristalino em posição mais estável em relação aos esforços acaba consumindo partes ou outros grãos inteiros, cujo reticulo apresente orientação desfavorável e assim, aumentando a sua área de borda. (Passchier & Trouw, 2005)

Os grãos tendem a formar novas bordas de grãos retilíneas e poligonais para perderem a energia livre interna, diminuindo a superfície dos grãos (Figura 25). Se a trama for monomineralica, os contatos entre os grãos tenderão a formar uma trama de equilíbrio onde os grãos formarão contatos de 120° tridimensionalmente. O mecanismo também é conhecido como recristalização estática.

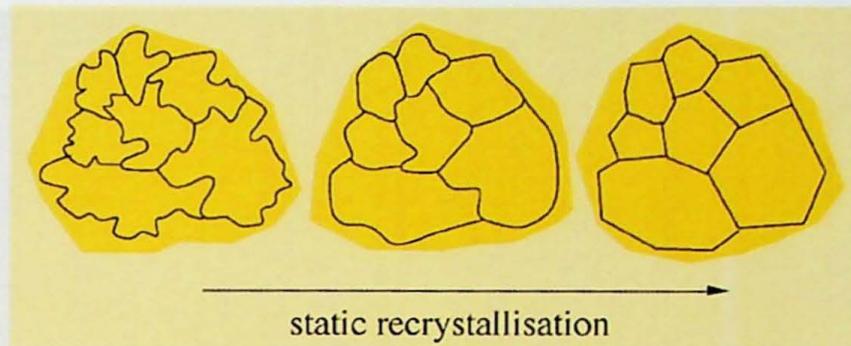


Figura 25: Esquema de redução da área de grão, quanto maior a recristalização estática e, portanto, maior a temperatura, mais os grãos tenderão a formar bordas retilíneas e adquirir uma forma poligonal. (Passchier & Trouw, 2005)

O descolamento da borda do grão devido ao *bulging* pode formar uma microestrutura de *left-over grains*, na tradução literal, sobras de grãos, como ilustrada na Figura 26.

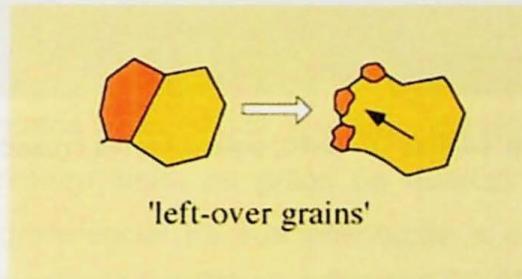


Figura 26: Esquema de sobre de grãos. O grão amarelo não consome o grão laranja por completo, desta forma, restando alguns pequenos grãos deste último. (Passchier & Trouw, 2005)

Os subgrãos são as distinções de extinção em um mesmo grão de quartzo, eles ainda não formaram um grão novo, pois não há uma borda mineral bem definida, mas com a progressão da temperatura ou de esforço sobre a rocha, eles poderão se diferenciar do grão maior.

No centro da Figura 27, nota-se que há um cristal de quartzo, não extinto, em contato com um menor, que está “invadindo” o grão extinto. Infere-se que o grão cinza maior estava consumindo o que está em posição de extinção e devido à oscilação da temperatura, parou de consumi-lo formando um grão novo e maior.

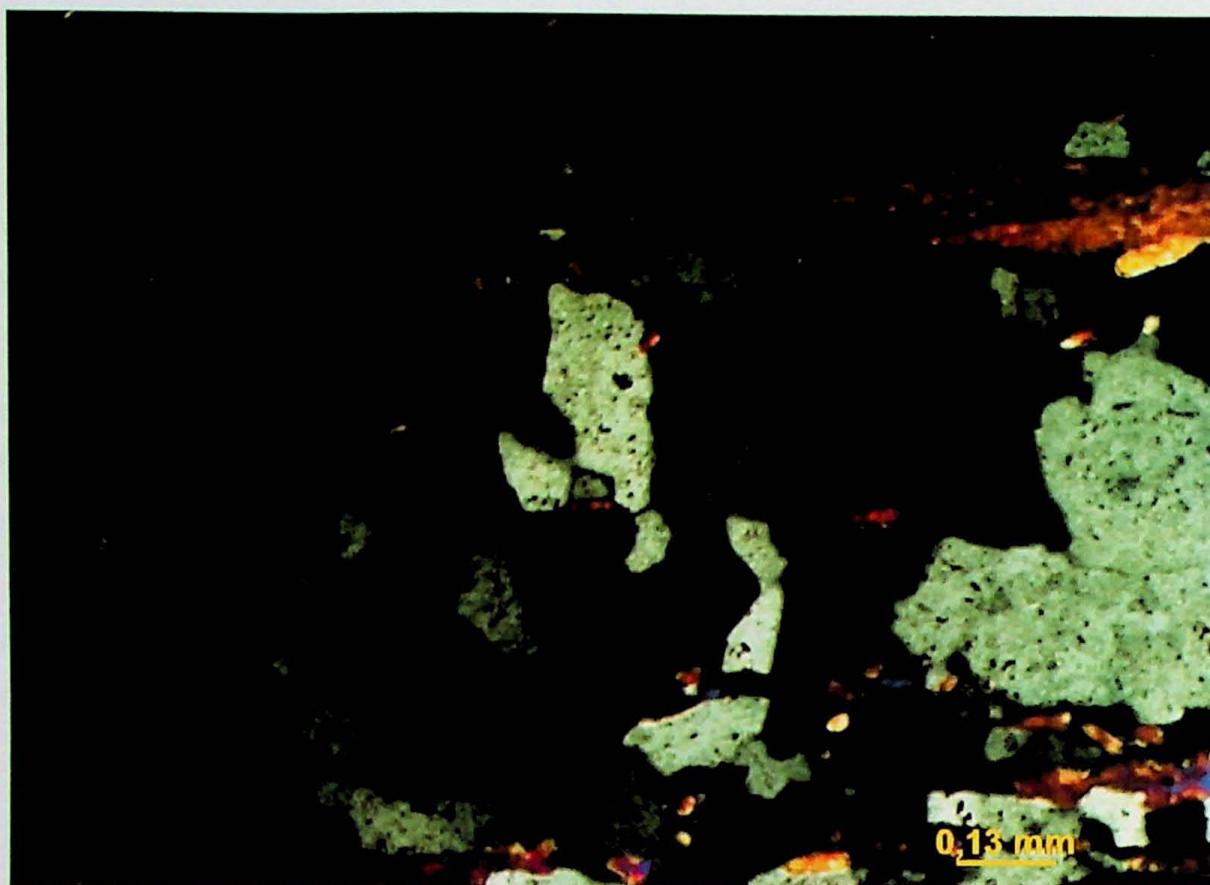


Figura 27: Exemplo de *bulging*. Lâmina TF-15-4C; polarizadores cruzados.

Na lâmina TF-15-4A há exemplos de *left-over grains* e de subgrãos, localizados no grão de quartzo no centro da figura (Figura 28). Na lâmina a rocha apresenta textura inequigranular, com grãos de quartzo xenoblásticos, quase ameboïdes, com grande área de contato entre eles. Em algumas porções da lâmina, há alguns contatos entre os grãos de quartzo formando ângulos de 120°.

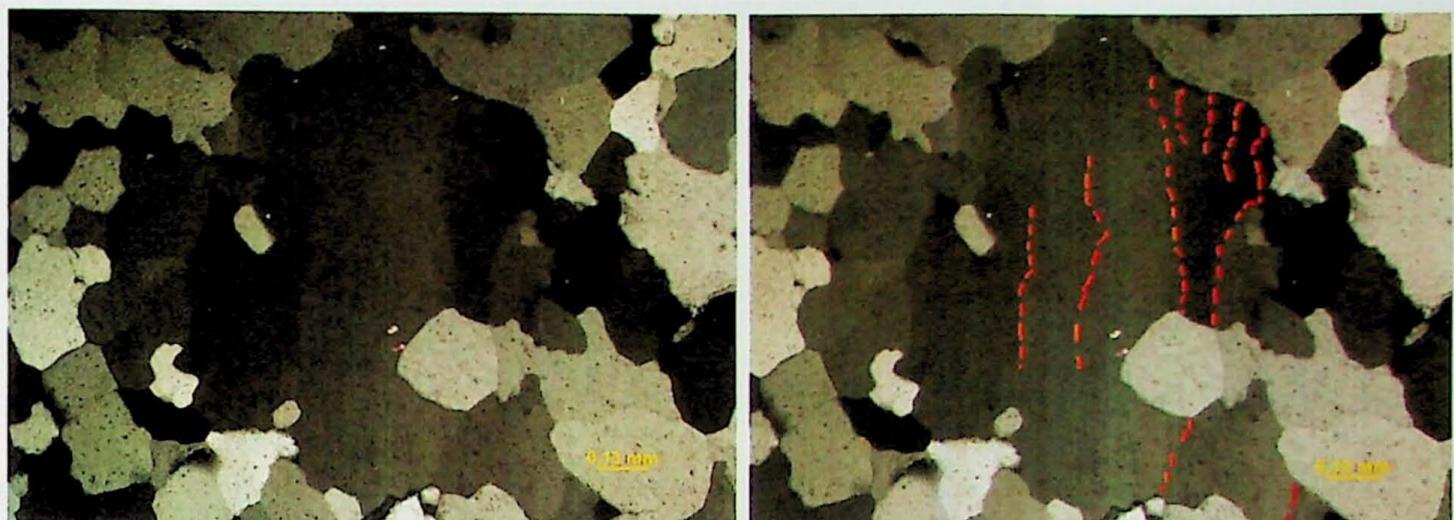


Figura 28: Fotomicrografia em que se observam subgrãos e sobras de grãos gerados pela migração de limite de grãos. Nota-se que alguns contatos entre os grãos aparentam ter 120°. Lâmina TF-15-4A; polarizadores cruzados.

Na lâmina TF-15-3 o quartzito tem a foliação definida por muscovita orientada. A textura é seriada com contatos interlobados, e ainda o contato entre mica e quartzo que são retilíneos, pois a primeira limita os grãos de quartzo (Figura 29). A muscovita apresenta uma direção preferencial na sua orientação e o quartzo, no processo de cristalização pela deformação, foi se encaixando ao longo das bordas da muscovita, formando limites retilíneos apenas nestes contatos, como representado na Figura 30, o que não ocorre no tipo de quartzito em que o quartzo domina amplamente em relação à muscovita e não tem sua granulação ou forma limitada ou definida pela mica.



Figura 29: Fotomicrografia onde há os contatos retilíneos entre quartzo e mica. Lâmina TF-15-3; polarizadores cruzados.

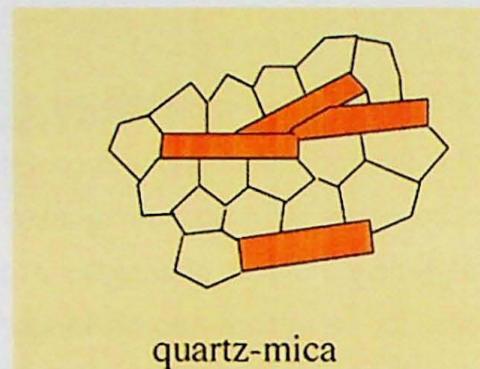


Figura 30: Ilustração de contato de quartzo e mica. (Passchier & Trouw, 2005)

7. Resultados Obtidos

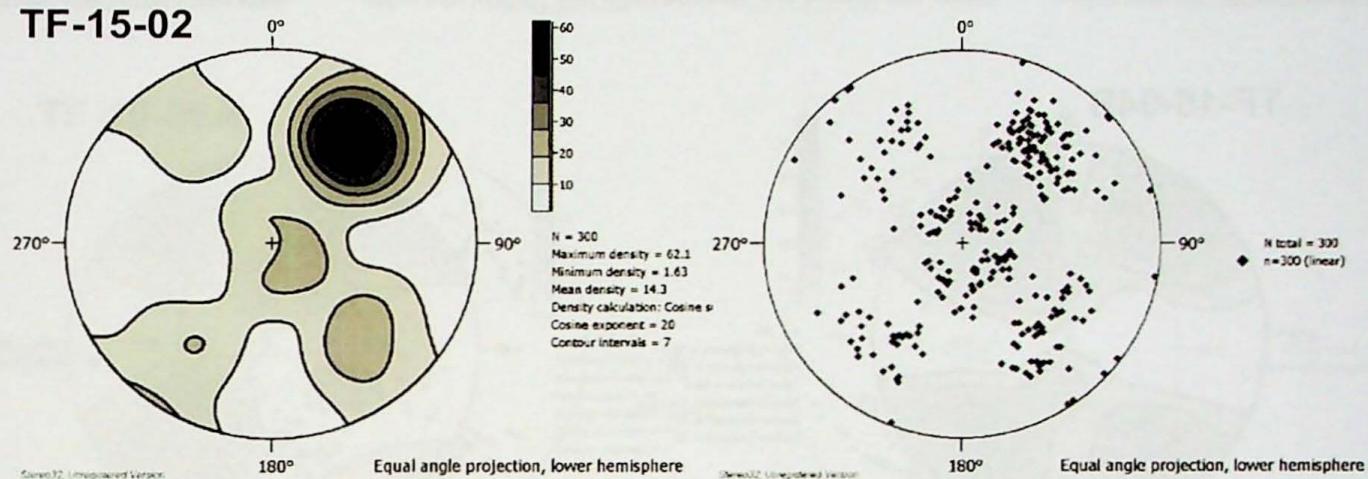
Foram tomadas medidas de eixo-c de quartzo na platina universal de 11 amostras de quartzito do Grupo Carrancas. Em nove das amostras foram obtidos padrões claros em estereograma com boa definição do ângulo de abertura, mas em duas amostras os padrões não ficaram claros como os restantes.

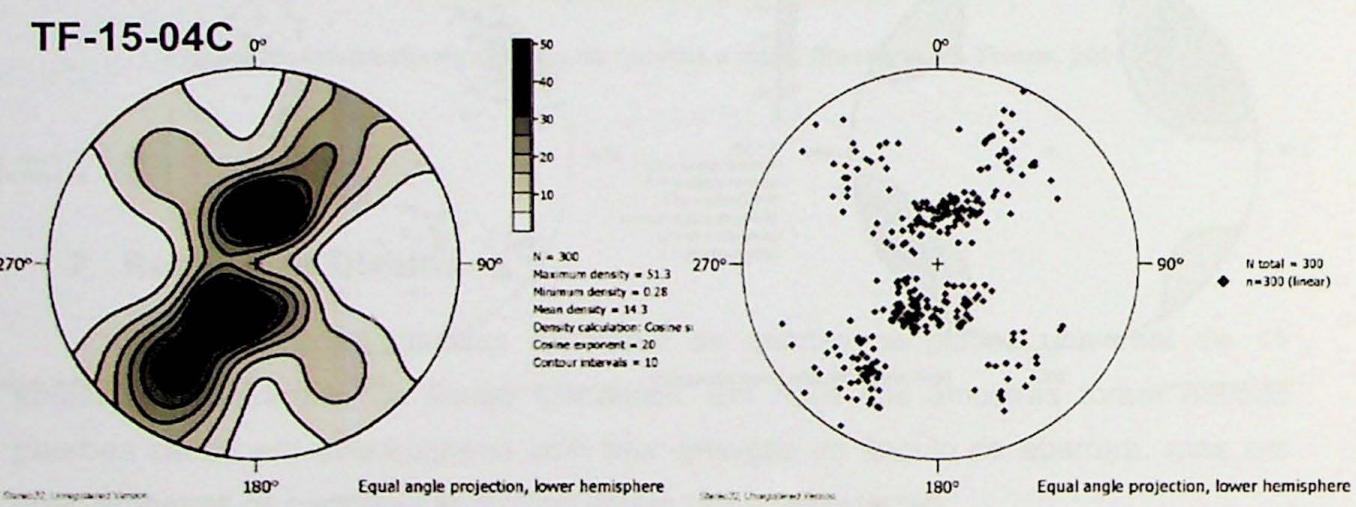
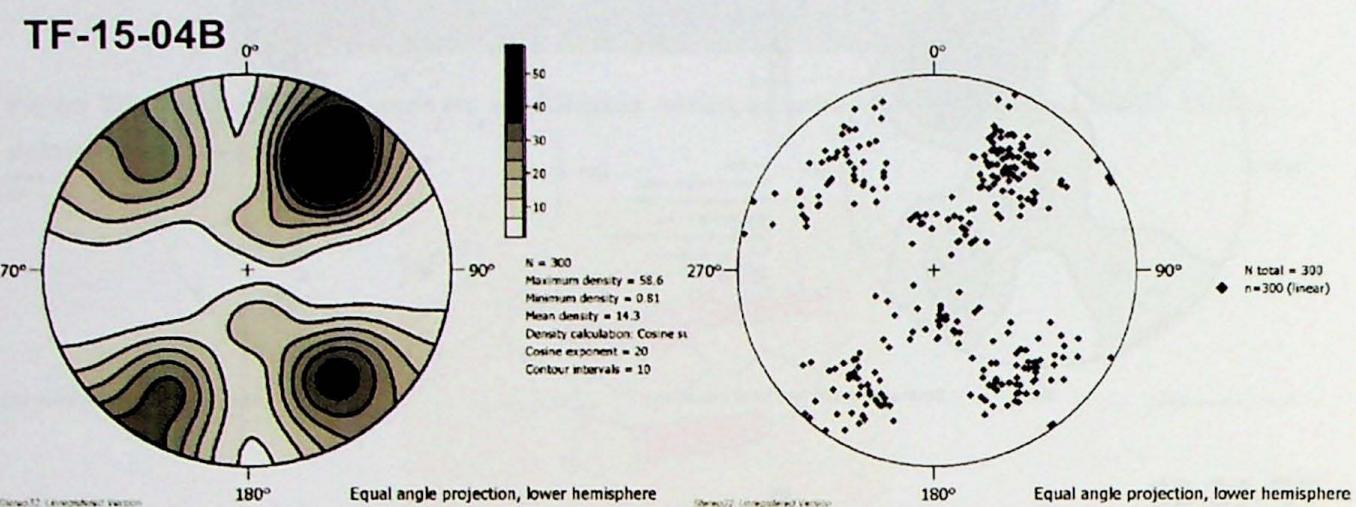
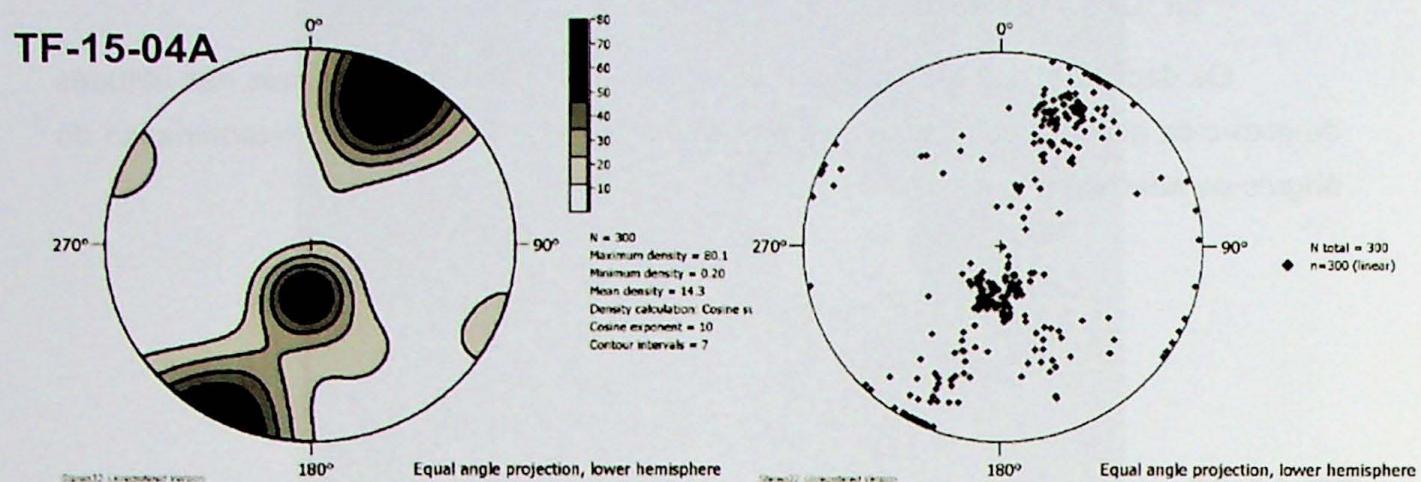
As temperaturas foram determinadas com base na equação de termômetro formulada por uma regressão múltipla proposta por Faleiros *et al.* (submetido):

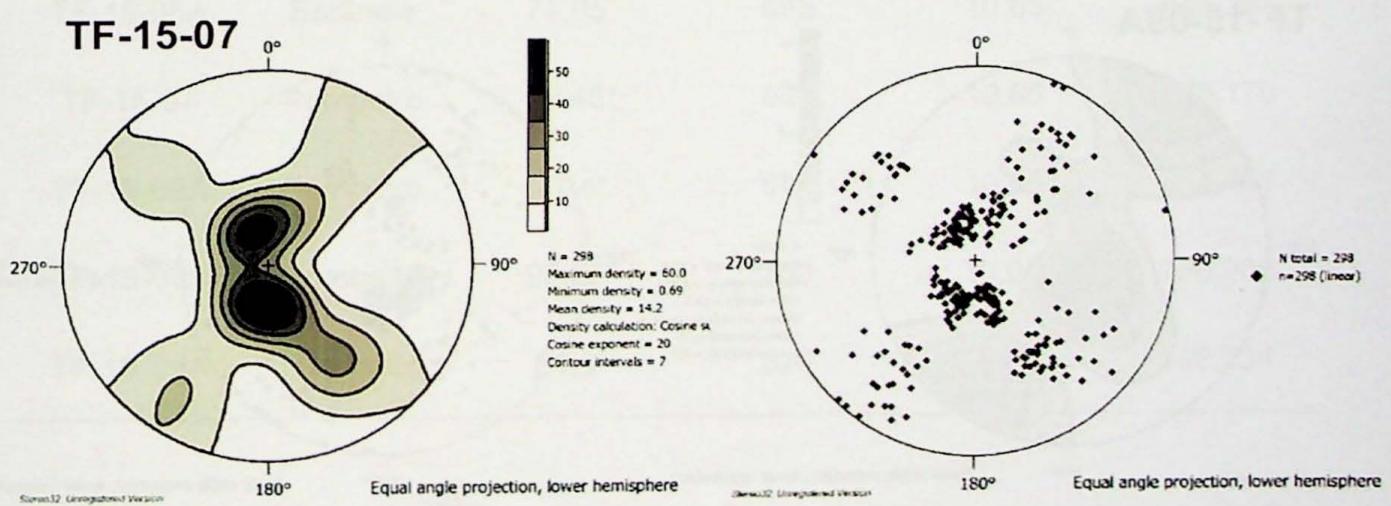
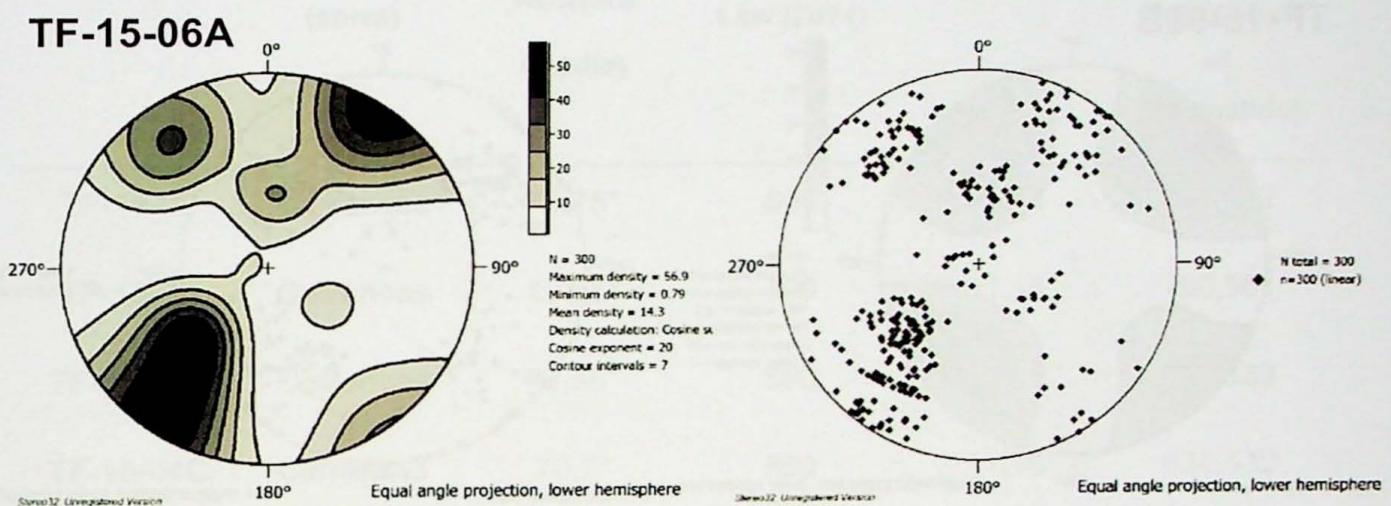
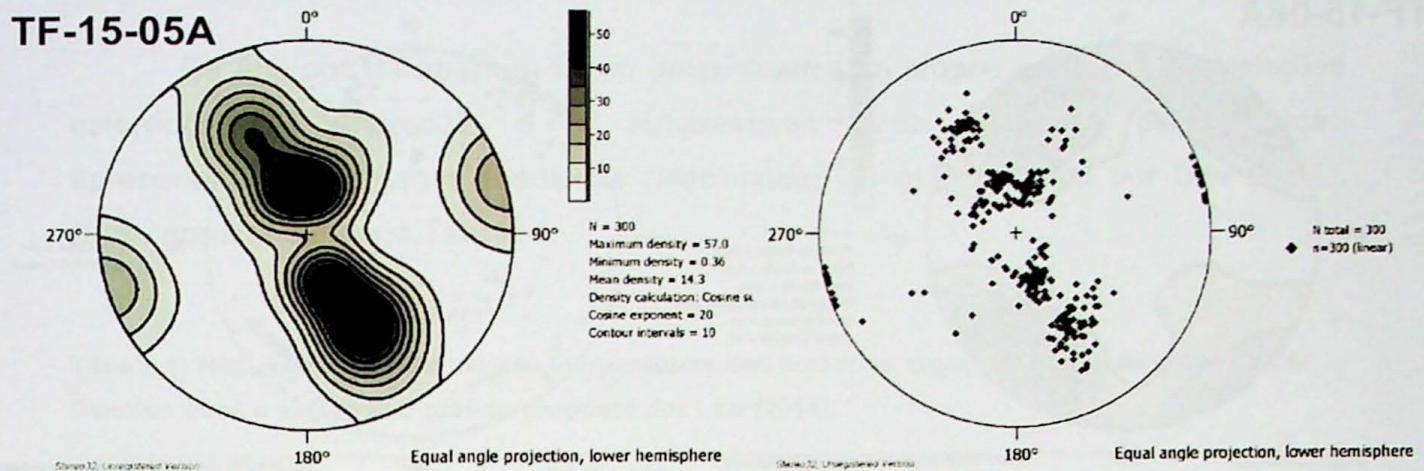
$$T \text{ (in } ^\circ\text{C)} = 410,44 \times \ln AO \text{ (degrees)} + 14,22 P \text{ (kbar)} - 1272.$$

Os dados obtidos estão apresentados a seguir, com estereogramas das atitudes de eixo-c de quartzo, bem como com os contornos de densidade para determinação do ângulo de abertura (Figura 31).

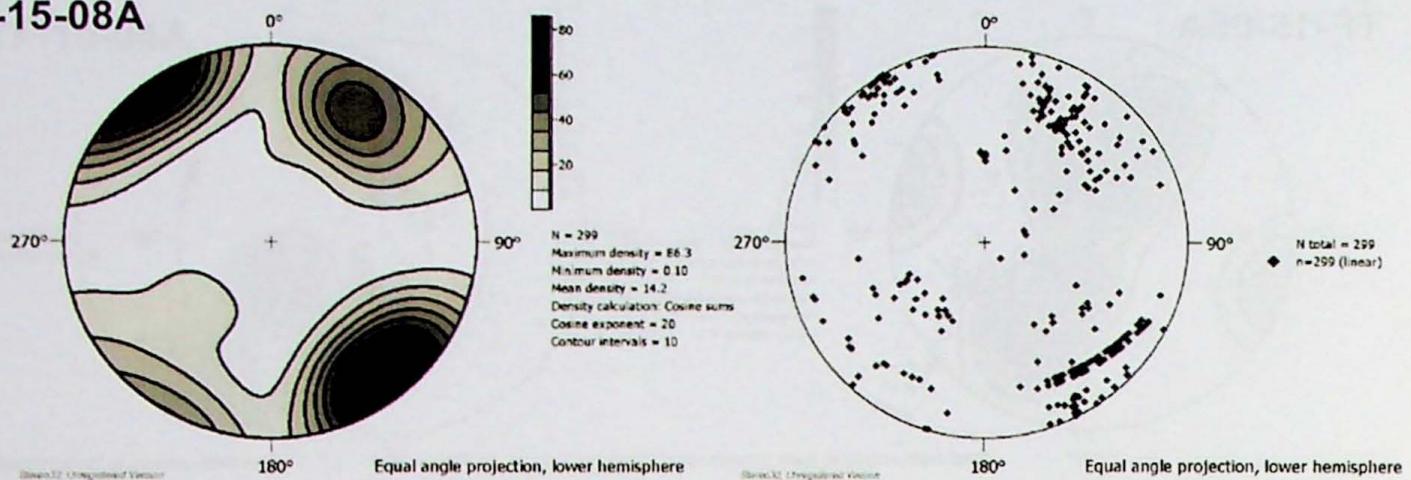
TF-15-02



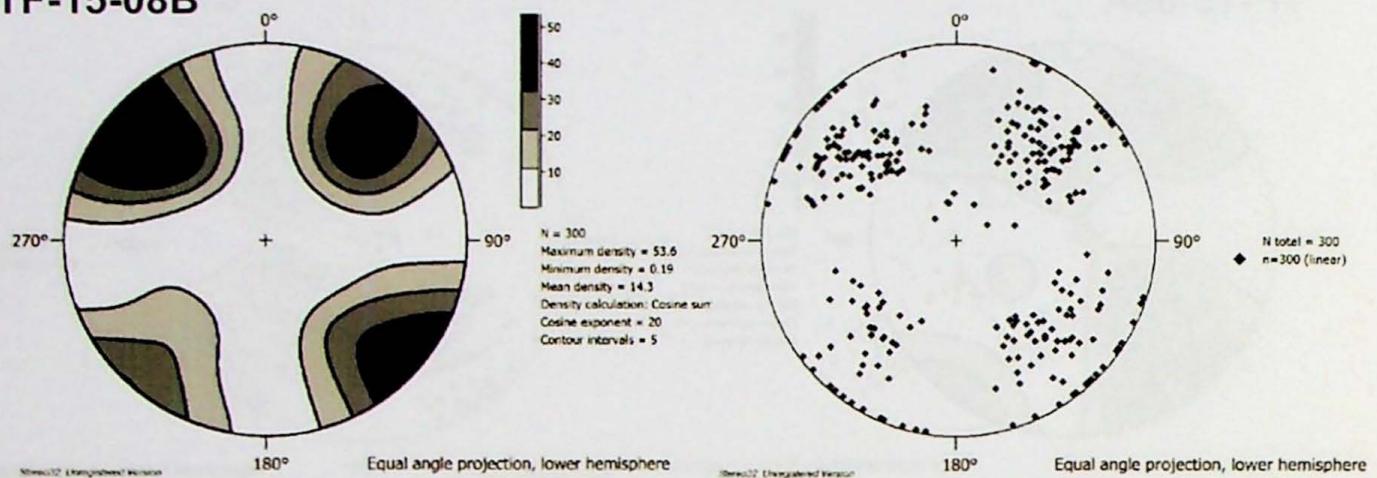




TF-15-08A



TF-15-08B



TF-15-09A

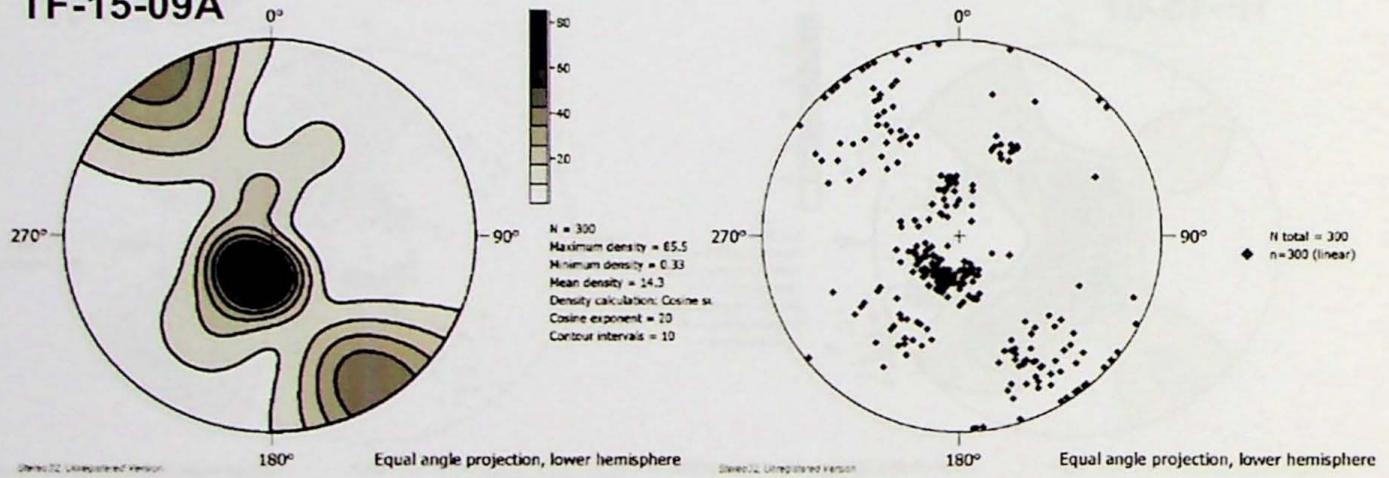


Figura 31: Projeções em estereogramas e curvas de isofreqüência obtidos pela medição de eixo c de quartzo. Amostras: TF-15-02, TF-15-03, TF-15-04A, TF-15-04B, TF-15-04C, TF-15-05A, TF-15-06A, TF-15-07, TF-15-08A, TF-15-08B e TF-15-09A.

Os ângulos de abertura foram determinados no próprio programa de projeções estereográficas, Stereo32, e as temperaturas, tanto calculadas pela equação apresentada previamente quanto às relacionadas ao gráfico criado por Law (2014), estão apresentadas na Tabela 1.

Tabela 1: Resultados do cálculo das temperaturas das amostras segundo a equação proposta por Faleiros et al. e segundo o gráfico proposto por Law (2014).

Amostra	Localização (serra)	Ângulo de Abertura (média)	T (°C)	P (kbar)	T (°C)
			Law (2014)		Faleiros et al. (submetido)
TF-15-02	Carrancas	76,75°	600	11,16	668,232
TF-15-03	Carrancas	103,5°	790	11,16	790,961
TF-15-04B	Carrancas	72,55°	560	11,16	645,133
TF-15-04C	Carrancas	70,7°	550	11,16	634,532
TF-15-06A	Estância	74,05°	565	10,65	646,281
TF-15-07	Pombeiro	79,45°	620	10,65	675,170
TF-15-08A	Pombeiro	77,4°	600	10,65	664,441
TF-15-08B	Pombeiro	95,55°	750	10,65	750,906
TF-15-09A	Pombeiro	64,3°	520	10,65	588,334

Os valores de pressão utilizados na tabela acima foram retirados de Pavan (2010), para as rochas da Serra da Estância e Pombeiro, que calculou para a primeira, por termobarometria uma temperatura de 586 ± 2 °C e pressão de $10,65 \pm 0,45$ kbar. Já

Garcia (2010) calculou, pelo mesmo método, a temperatura e pressão para as rochas da Serra das Bicas que correspondem a 641 ± 35 °C e $11,16 \pm 2,2$ kbar que foram usadas para a Serra de Carrancas por estarem na mesma zona de metamorfismo.

As temperaturas calculadas com base em Law (2014) são referentes à comparação direta de valores de ângulo de abertura e temperatura (**Error! Reference source not found.**).

Para as amostras TF-15-04A e TF-15-05A não foram determinados os ângulo de abertura, portanto, nem a temperatura, pois os padrões de estereogramas apresentados pelas medidas de eixo-c não definiram padrão como os outros.

8. Interpretação e Discussão dos Resultados

Comparando os padrões de eixo-c obtidos pelas medidas das atitudes e os padrões de estereograma com os apresentados por Faleiros *et al.* (submetido) e compilados na Figura 2, conclui-se que o padrão das tramas corresponde à guirlandas cruzadas de tipo I.

As temperaturas determinadas pelas medidas de eixo-c de quartzo representam valores de temperatura de deformação enquanto que o resultado da análise da termobarometria reflete a temperatura da paragênese metamórfica da rocha, também determinada e definida pela composição química dos minerais. Portanto, comparando estes valores, pode-se observar que para as rochas da Serra do Pombeiro os valores de temperatura foram mais elevados em escala de afloramento em relação à unidade, calculada por Pavan (2010) na Serra da Estância, uma vez que o metamorfismo é progressivo de Norte para Sul na região estudada. Para as amostras da Serra De Carrancas, os valores de temperatura podem ser comparados com os calculados para as amostras Serra das Bicas os valores de eixo-c correspondem ao valor calculado por Garcia (2010). Com exceção das amostras TF-15-03 e TF-15-8B que apresentaram temperaturas mais altas, o que poderia indicar maior deformação destas rochas em relação às outras estudadas.

Comparando as temperaturas obtidas com as medidas de eixo-c com as determinadas pelo gráfico elaborado por Law (2014), pode-se observar que para

ângulos de abertura maiores, estes valores são muito parecidos, enquanto que para ângulos de abertura menores, esta correlação diminui, podendo estar relacionada à equação de calibração proposta por Faleiros *et al.* (submetido) que leva em conta o valor da pressão (Figura 1). Deste modo, é interessante ressaltar se essa influência da pressão usada na nova calibração proposta produz resultados de temperatura mais confiáveis ou superestimados para os menores ângulos de abertura. No gráfico feito é possível observar que a relação 1:1 não é mantida, ocorrendo deslocamento para maiores temperaturas com os menores ângulos de abertura (Figura 32).

Razão entre as temperaturas obtidas

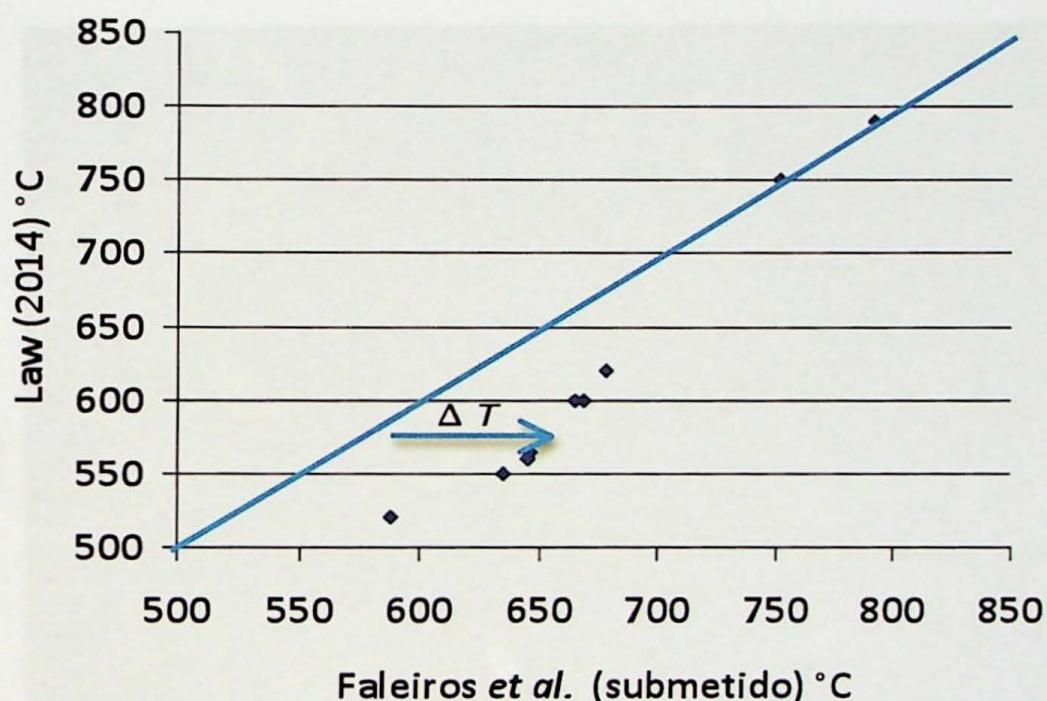


Figura 32: Relação entre os valores calculados pela equação de Faleiros *et al.* (submetido) com os valores relacionados ao diagrama apresentado por Law (2014).

A amostra TF-15-04A apresenta padrão no estereograma distinto das outras, pois esta representa um veio paralelo ao quartzito do Grupo de Carrancas (Figura 6). No veio de quartzo, a petrografia indica duas orientações principais: a primeira paralela à foliação e às paredes do veio, e a segunda determinada pela orientação da forma dos cristais de quartzo (Figura 8), cujos limites estão perpendiculares a esta primeira (Figura

8). Na maior parte dos estereogramas, o padrão do eixo – c do quartzo é controlada pela foliação principal. No entanto, nessa amostra esse controle não é observado. O que representa essa orientação da forma dos cristais de quartzo, que está perpendicular às paredes do veio, não foi determinada. Uma hipótese é que os cristais tenham crescido perpendicularmente às paredes do veio e acabaram não definindo um bom padrão no estereograma.

A amostra TF-15-05A foi retirada do próprio quartzito, mas mesmo assim, seu padrão no estereograma não pôde ser interpretado como os outros. Pode-se observar na lâmina referente que a forma dos cristais de quartzo está alongada perpendicularmente à da orientação da muscovita (Figura 34). Não foi possível determinar o porque desse comportamento.

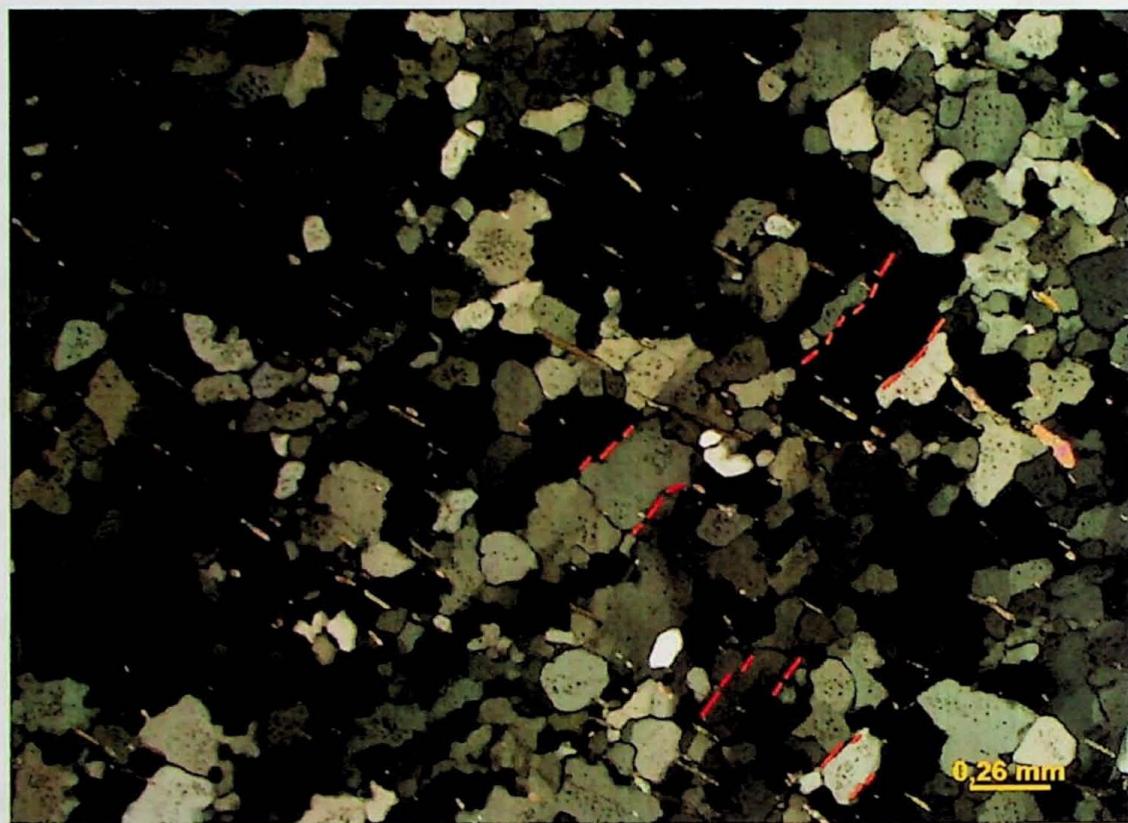


Figura 34: Relação entre a primeira deformação, devido à orientação dos minerais de muscovita, e a segunda deformação, evidenciada pelos minerais de quartzitos elongados perpendicularmente à primeira. Lâmina TF-15-05A, polarizadores cruzados.

Além dos quartzitos, foi possível obter o intervalo de temperatura e pressão dos xistos associados aos quartzitos usando sua paragênese e diagrama $P-T$ no sistema

KFMASH (Spear & Cheney, 1989, modificado pelos autores). De acordo com a paragênese em lâmina da amostra TF-15-01, coletada na Serra de Carrancas, quartzo + muscovita + estaurolita + granada + cianita, pode-se inferir o campo *P-T* destas rochas. Como há a presença de cianita na rocha e há indícios de biotita, a região é delimitada pela quebra da estaurolita via reação: $St + Ms = Ky + Bt + Grt + H_2O$ e pelo aparecimento da esturolita via quebra do clorítóide, via reação $Cld + Ms = St + Grt + Chl$ (Figura 35). De acordo com a área rachurada no diagrama, a temperatura de formação dos xistos está entre, aproximadamente, 570 e 710 °C. Enquanto que os valores de pressão variam entre 5,5 e 13 kbar. Se a pressão entre 10 e 11 kbar, for levada em conta, temperaturas entre 575 e 670 °C, em acordo com as temperaturas determinadas pelo termômetro de eixo – c do quartzo.

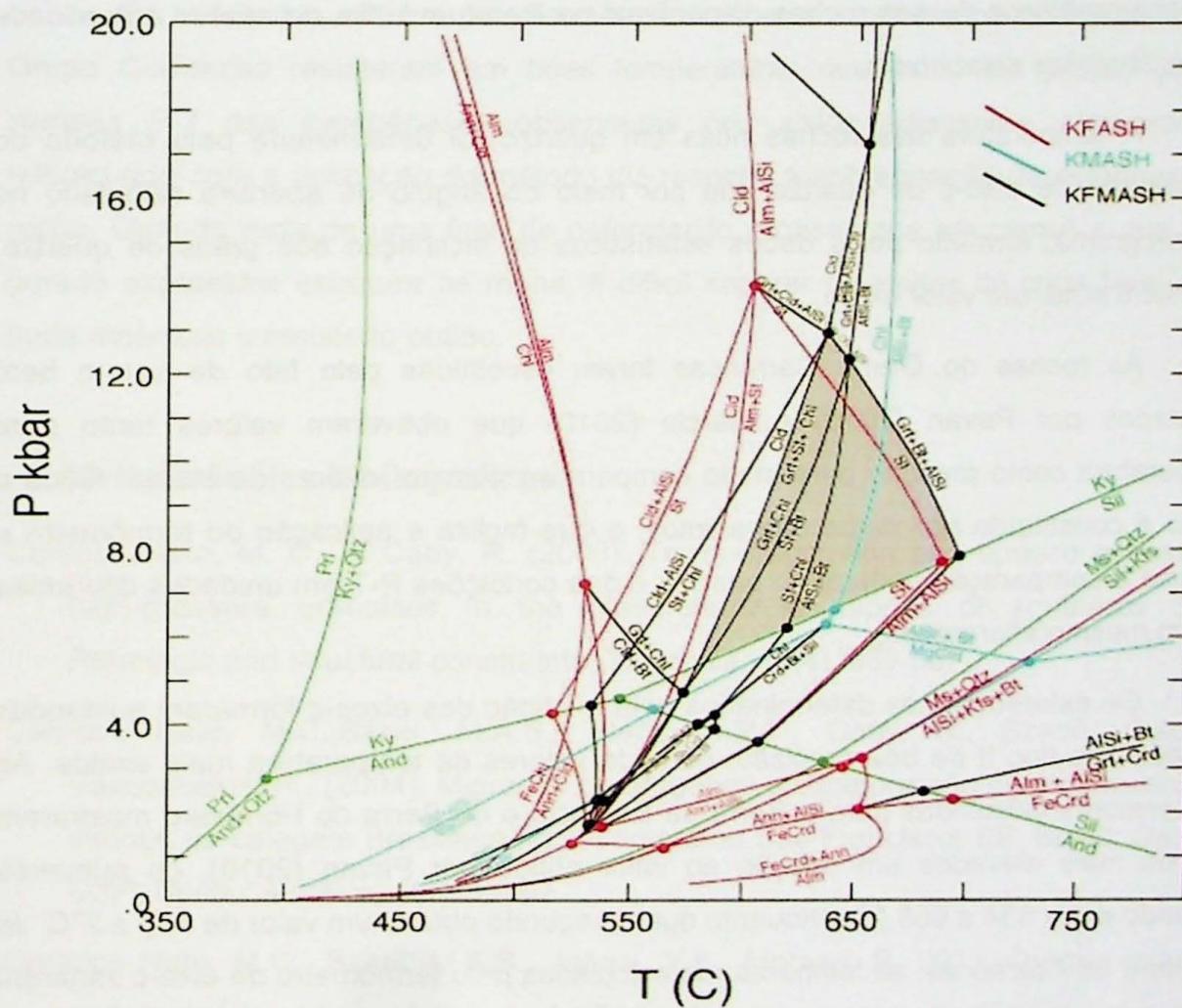


Figura 35: A área hachurada do diagrama corresponde ao campo de pressão e temperatura correspondente aos xistos do Grupo Carrancas. No diagrama há excesso de muscovita, quartzo e água (adaptado de Spear an Cheney, 1989, modificado pelos autores).

As duas amostras que fornecem os valores mais elevados de temperatura, TF-15-03 e TF-15-08B, acima de 700 °C necessitam de investigações adicionais, pois os resultados dos cálculos são muito acima do esperado, quando comparados com as temperaturas das paragêneses observadas nos pelitos.

9. Conclusões

Este trabalho teve como objetivo determinar a temperatura de deformação de rochas do Grupo Carrancas, MG, principalmente dos quartzitos, por meio do termômetro de eixo - c do quartzo, e dessa forma comparar com dados termobarométricos dessas rochas disponíveis na literatura a fim de avaliar a qualidade das calibrações disponíveis.

A temperatura das rochas ricas em quartzo foi determinada pelo método do termômetro de eixo-c de quartzo que por meio do ângulo de abertura calculado no estereograma, formado pelos dados estatísticos de inclinação dos grãos de quartzo, permitem obter um valor exato.

As rochas do Grupo Carrancas foram escolhidas pelo fato de serem bem estudadas por Pavan (2010) e Garcia (2010) que obtiveram valores tanto para temperatura como pressão para efeito comparativo com os valores de eixo-c. Ainda o grupo é constituído por xistos e quartzitos, o que facilita a aplicação do termômetro e permite a comparação textural do quartzo e das condições P-T em unidades diferentes de um mesmo afloramento.

Os estereogramas determinados pela medição dos eixos-c formaram guirlandas cruzadas do tipo II de boa precisão, obtendo valores de temperatura mais exatos. As temperaturas calculadas para a Serra da Estância e da Serra do Pombeiro mostraram valores mais elevados em relação ao valor obtido por Pavan (2010), os primeiros variando entre 634 a 668 °C, enquanto que o segundo obteve um valor de $586 \pm 2^{\circ}\text{C}$. Já na Serra de Carrancas, as temperaturas calculadas pelo termômetro de eixo-c variaram entre 588 e 675 °C, mostrando uma maior relação com a temperatura calculada por Garcia (2010) de $641 \pm 35^{\circ}\text{C}$.

Comparando as temperaturas calculadas pelo diagrama de Law (2014), as de maior ângulo de abertura possuem uma maior correlação do que as de menor ângulo com a calibração de Faleiros *et al.* (submetido). Isto poderia indicar que a calibração da equação elaborada por Faleiros *et al.* (submetido) superestima as temperaturas mais baixas, das fácies anfibolito e xisto verde, pois este último utiliza para seus cálculos valores de pressão ou a calibração de Law (2014) pode subestimar os valores de temperatura. Portanto a calibração feita por Law (2014) indicou valores de 520 a 790 °C, que sem considerar valores de pressão, forneceram temperaturas mais parecidas com as calculadas por Garcia (2010) e Pavan (2010). Já o intervalo de temperatura calculado pela equação sugerida em Faleiros *et al.* (submetido) ficou entre 588 e 790 °C.

Os resultados obtidos pelo termômetro de eixo-c calculados nos quartzitos do Grupo Carrancas resultaram em boas temperaturas que estão em acordo com os campos *P-T* das paragêneses observadas nos xistos adjacentes. Um problema relacionado com a aplicação do método diz respeito à sobreposição de deformação na rocha. Quando mais de uma fase de deformação é observada em campo e que tenha gerado expressiva estrutura na rocha, é difícil separar os efeitos de cada fase, o que pode mascarar o resultado obtido.

10. Referências bibliográficas

- Campos Neto, M. C., & Caby, R. (2000). Terrane accretion and upward extrusion of high-pressure granulites in the Neoproterozoic nappes of southeast Brazil: Petrologic and structural constraints. *Tectonics*, 19(4), 669-687.
- Campos Neto, M.C., Basei, M.A.S., Vlach, S.R.F., Caby, R., Szabó, G.A.J. & Vasconcelos, P., (2004). Migração de orógenos e superposição de orogêneses; um esboço da colagem Brasiliiana no sul do cráton São Francisco, SE, Brasil. *Geologia USP: Série Científica*, 4(1), 13-40.
- Campos Neto, M.C., Basei, M.A.S., Janasi, V.A., Moraes, R. 2011. Orogen migration and tectonic setting of the Andrelândia Nappe system: An Ediacaran western Gondwana collage, south of São Francisco craton. *Journal of South American Earth Sciences*, 39: 393-406.

- Coutinho, L. (2012). Estrutura, litoestratigrafia e metamorfismo do Grupo Carrancas na frente orogênica da Faixa Brasília Meridional. Dissertação (Mestrado). São Paulo: Instituto de Geociências USP.
- Derez, T., Pennock, G., Drury, M., Sintubin, M. (2015). Low-temperature intracrystalline deformation microstructures in quartz. *Journal of Structural Geology*, 71, 3-23.
- Garcia, L. L. S. (2010). *Mapa Metamórfico das Rochas do Grupo Carrancas na Região das Serras de Carrancas, Bicas e Moleque, Sul de Minas Gerais*. Monografia de Trabalho de Formatura. São Paulo: Instituto de Geociências USP.
- Faleiros, F.M., Moraes, R., Pavan, M., Campanha, G.A.C. (2015). A new empirical calibration of the quartz c-axis texture opening-angle deformation thermometer. Submetido para publicação na Tectonophysics.
- Gleason, G.C., Tullis, J., Heidelbach, F., (1993). The role of dynamic recrystallization in the development of lattice preferred orientations in experimentally deformed quartz aggregates. *Journal of Structural Geology*, 15, 1145-1168.
- Heilbron, M. (1983). Dados preliminares sobre a geologia e o metamorfismo da área entre Itutinga e Madre de Deus (MG). Simpósio de Geologia de Minas Gerais, 2, Belo Horizonte, Anais, SBG-MG, vol.3, 387-401.
- Kruhl, J.H. (1986). Textures and c-axis orientations of deformed quartz crystals from porphyric dikes of the Alpine Root Zone. (Western Alps). *Geologische Rundschau*, 75(3), 601-623.
- Kruhl, J.H. (1996). Prism- and basal-plane parallel subgrain boundaries in quartz: a microstructural geothermobarometer. *Journal of Metamorphic Geology*, 14, 581–589.
- Kruhl, J.H., Nega, M., (1996). The fractal shape of sutured quartz grain boundaries: application as a geothermometer. *Geologische Rundschau*, 85, 38-43.
- Law, R.D. (2014). Deformation thermometry based on quartz c-axis fabrics and recrystallization microstructures: A review. *Journal of Structural Geology*, 66, 129-161.
- Passchier, C.W., Trouw, R.A.J. (2005). *Microtectonics*. 2nd Ed. Springer Verlag, New

York, Berlin, 289pp.

- Pavan, M. S. (2010). *Modelamento metamórfico de rochas das fácies xisto-verde e Anfibolito com o uso de pseudosseções: exemplo das rochas da Klippe Carrancas, sul de Minas Gerais*. Dissertação (Mestrado). São Paulo: Instituto de Geociências USP.
- Powell, R., Holland, T.J.B. (1990). Calculated mineral equilibria in the pelite system, KFMASH (K₂O - FeO - MgO - Al₂O₃ - SiO₂ - H₂O). *American Mineralogist* 75, 367 - 380.
- Ribeiro, A., Heilbron, M. (1982). Estratigrafia e Metamorfismo dos Grupos Carrancas e Andrelândia, sul de Minas Gerais. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, 32(1), 177-186.
- Ribeiro, A. Trouw, R.A. J., Andreis, R. R., Paciullo, F. V. P., Valença, J. (1995). Evolução das bacias Proterozóicas e o termo tectonismo-brasiliiano na margem sul do cráton São Francisco. *Revista Brasileira de Geociências*, v.25, 235-248.
- Spear, F.S., Cheney, J.T. (1989). A petrogenetic grid for pelites schists in the system SiO₂ - Al₂O₃ - FeO - MgO - K₂O - H₂O. *Contribution to Mineralogy and Petrology* 101, 149 - 164.
- Spear, F.S. (1989). Petrologic Determination of metamorphic pressure-temperature-time paths. In: Spear, F. & Peacock, S. M (1989). Metamorphic Pressure-Temperature-Time Paths. Short Course in Geology. vol. 7. 28th International Geology Congress. Washington, DC. 1 -55.
- Stipp, M., Stuènitz, 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.
- Thomas, J.B., Watson, E.B., Spear, F.S., Shemella, P.T., Nayak, S.J., Lanzirotti, A. (2010). TitaniQ under pressure: the effect of pressure and temperature on the solubility of Ti in quartz. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 160: 743-759.
- Tomkins, H. S., Powell, R. Ellis, D.J. (2007). The pressure dependence of the zirconium-in-rutile thermometer. *Journal of Metamorphic Geology*, 25(6), 703-713.

- Trouw, R.A.J., Ribeiro, A., Paciullo, F.V.P. (1983). Geologia estrutural dos Grupos São João Del Rei, Carrancas e Andrelândia, sul de Minas Gerais. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, 55(1), 71-85.
- Wark D.A., Watson E.B. (2006). TitaniQ: a titanium-in-quartz geothermometer. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 152, 743–754.
- Watson, E.B., Wark, D.A., Thomas, J.B. (2006). Crystallization thermometers for zircon and rutile. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 151, 413-433.
- Wahlstrom, E.E. (1969). *Cristalografia Óptica*. São Paulo: Ao Livro Técnico.
- White, S. (1977). Geological significance of recovery and recrystallization processes in quartz. *Tectonophysics*, 39, 143-170.

DOAÇÃO	_____
Prof. Renato de Moraes	
Data:	11/11/2016

