

**UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS**

**ESTUDO DA DEFORMAÇÃO E CINEMÁTICA DA ZONA DE CISALHAMENTO SENADOR
POMPEU, CEARÁ**

Priscila Lydia Petrelli

**MONOGRAFIA DE TRABALHO DE FORMATURA
(TF-18/36)**

**Orientador: Prof. Dr. Carlos José Archanjo
Co-orientadora: Prof^a. Dr^a. Maria Helena Bezerra Maia de Hollanda**

**São Paulo
2018**

AGRADECIMENTOS

Gostaria de agradecer em primeiro lugar à minha família, em especial aos meus pais Elza e Valdemir pelos cuidados e oportunidades que me proporcionaram ao longo da vida, apesar de todas as dificuldades já passadas. Também, por nunca tentarem me impedir de seguir meu próprio caminho, por mais divergentes que minhas ideias e aspirações lhes parecessem. Agradeço pelo apoio recebido, o qual não me permitiu cometer o erro de desistir da USP antes mesmo de ingressar, pelo simples medo de encarar a cidade grande. Obrigada também pelo exemplo de caráter e honestidade.

Agradeço todos os meus professores que já passaram pela minha vida. Obrigada pelo exemplo e pela inspiração, que me fizeram optar pelo desafio de ingressar numa universidade pública. Agradeço aos professores da Geologia através dos quais obtive a formação que tenho hoje. Também, ao professor Carlos Archanjo, que me acompanhou no trabalho de campo e que me orientou ao longo deste trabalho de formatura.

Aos meus amigos de Piracicaba, especialmente Carolina e Letícia, minha prima Raquel, aos meus amigos Diogo e Matheus e minha amiga Larissa, com quem mantenho amizade desde a pré-escola, obrigada. Vocês são meus poucos amigos de Pira, porém são muito importantes pra mim.

Um agradecimento especial ao Ruy, que apesar de ser uma pessoa que não tenho muito contato hoje em dia, foi a primeira pessoa a me acolher em São Paulo, me oferecendo um lugar no seu quarto no CRUSP, onde passei os três primeiros meses da faculdade.

Agradeço aos meus amigos do curso de Oceanografia, curso o qual foi minha porta de entrada na USP e no qual conheci pessoas muito especiais que me acolheram desde o primeiro dia, fazendo com que eu perdesse aquele medo de viver em outra cidade. Em especial Debs, Pitxula, Naty, Frô, Jú, Scooby, Minhoca, Jorge, Alana, Ágata e Feipa.

Durante meu intercâmbio tive a chance de conhecer pessoas pelas quais tenho muita consideração. Obrigada Thais e Gleicy, com quem compartilhei bons momentos. Também ao João, meu querido amigo e uma das pessoas mais importantes que conheci lá fora. Obrigada pelo companheirismo.

Agradeço à equipe Poli Jiu Jitsu, da qual faço parte desde o primeiro ano da USP, por todo o aprendizado e incentivo ao longo desses anos. Obrigada Júlio, que antes de ser um dos meus mestres, é meu amigo. Valeu por todos esses anos de parceria nas viagens e no Jiu. Obrigada também mestres Pedro Valença e Igor Schnaider pelos ensinamentos e incentivo. Também, agradeço todas as companheiras do time de basquete feminino da GeoPsico, assim como nossos técnicos e ex-técnicos: Vera, Mel, Jacaré e Bboy. Gostaria de dizer que ambas as equipes foram meu refúgio durante as épocas mais estressantes da faculdade.

Ao Luiz Henrique, que tem sido uma pessoa muito importante na minha vida e que tem me apoiado nesta última fase da graduação, com quem posso contar nas boas e más horas. Obrigada.

Aos meus amigos da Geologia, que são tantos, agradeço em especial a toda a Turma 56, da qual faço parte e com a qual compartilhei tantos momentos em classe, em campo e também aventuras fora da sala de aula. Esses anos de graduação foram muito especiais com a presença de vocês. Deixo aqui alguns nomes, em especial, de amigos com quem tive mais proximidade durante a graduação. Às meninas, Maria, Mila, Fernanda (Porka), Mari, Ângela (Xica), Narúbia, Laura (Furunka), Jade (Rega), Carol, (Peps) Maíra (Come), Mariana (Kiwi), Fernanda (Willy). Vocês são um exemplo para mim e admiro muito vocês. Agradeço também aos amigos Saulo (Fedida), Lucas (Bagozinho), Vinicius (Sifu), Yuri (Kreuzza), Igor (Pastel), Paulo (Pika), Raphael (Bhambi), Gabriel (Murta), João (Bug), Fernando, Luigi (Sino), Lucas (Bitxa) e Yuri (Nômade). Ao querido Navara, que esteve comigo desde o primeiro ano da Geologia e que com o tempo se tornou meu melhor amigo. Foi um prazer compartilhar todas essas aventuras e conversas com você! Agradeço também à turma da Paleo, em especial: Cibele, Higor (Rabão), Igor, Bruno (Pelúcia), Gustavo (Anelli) e Ana.

Por fim, gostaria de deixar aqui minha paixão pela Geologia e dizer que apesar dos sacrifícios, estudar seus processos foi um grande prazer ao longo desses anos de estudo. Também foi a Geologia a porta de entrada pra um novo caminho na minha vida, onde tive contato com situações totalmente diferentes, assim como ideologias, com as quais tive a chance de abrir minha mente e diversificar meus pensamentos.

RESUMO

A Zona de Cisalhamento Senador Pompeu (ZCSP) limita a margem leste do domínio Ceará Central da Província Borborema (NE do Brasil). A zona de cisalhamento possui direção NE-SW podendo ser seguida, através de imagens de satélite, por aproximadamente 400 km entre a costa do Atlântico (norte) e a Bacia do Parnaíba (sul). Sua largura média é em torno de 12 km e, na área de estudo, limita a borda leste do complexo plutônico Quixadá-Quixeramobim. A área de estudo inclui, além da zona de cisalhamento, os batólitos graníticos de Quixadá e Quixeramobim. Ambos possuem forma alongada na direção NE-SW, com a direção de maior alongamento sub-paralela às zonas de cisalhamento principais. No presente trabalho foi estudada a deformação e cinemática da ZCSP utilizando como marcadores as rochas situadas nas margens deformadas dos batólitos, as quais compreendem granitos porfíricos gnaissificados (batólitos Quixadá – porção NE, e Quixeramobim – porção central e SW), e gnaisses miloníticos com trama plano-linear (tectonito L-S) a localmente linear ($L > S$) definindo a ZCSP.

Foram realizadas análises de quantificação da deformação através da vorticidade (método dos porfiroclastos rígidos) na fácies porfírica do batólito. Foram obtidos intervalos de deformação finita (R_c) entre 2 e 3 ($2 < R_c < 3$). Calculando-se o número de vorticidade a partir destes valores, foi possível quantificar a componente de cisalhamento simples - mais iminente em gnaisses que distam de 12 a 16 km da ZCSP – e a componente de cisalhamento puro – mais forte nos gnaisses e milonitos situados na borda e próximos no centro da ZCSP. Através das análises pelo método de Fry (centro a centro) foram obtidas as magnitudes da deformação finita e observado um aumento da magnitude de deformação no sentido do centro da ZCSP.

Por fim, a partir das análises microestruturas é possível observar indicadores cinemáticos dextrais e sinistrais (pares SC, micafish) em seção delgada. A temperatura da formação da microestrutura foi estimada entre 410 e 520 °C, como indicam as texturas de recristalização dinâmica associadas à rotação de subgrãos (SGR) e migração de borda de grãos (GBM). A trama cristalográfica de quartzo, por sua vez, apresenta concentrações de eixos-[c] próximas ao eixo Y do referencial estrutural ($(X \text{ (lineação de estiramento)} > Y > Z \text{ (perpendicular a foliação)})$), sugerindo que a deformação pode ter atingido $T \geq 520$ °C. Os padrões de eixo-[c], contudo, não foram conclusivos quanto à caracterização da cinemática de cisalhamento.

ABSTRACT

The Senador Pompeu Shear Zone (SPSZ) limits the east boundary of the Central Ceará Domains of Borborema Province (Northeast of Brazil). The shear zone has a NE-SW direction, which can be seen by satellite image for approximately 400 km between Atlantic coast (North) and Parnaíba Basin (South). The mean shear zone width is about 12 km and inside the study area, it defines the eastern boundary of the Quixadá-Quixeramobim Plutonic Complex. The granitic Quixadá and Quixeramobim batholiths have an elongated shape sub-parallel to the NE-trending shear zone. The present work studied the deformation and kinematics of SPSZ, using the milonitized margins of the batholiths and L-S to L>S tectonites that define the shear zone.

The deformation was quantified through vorticity analysis (rigid porphyroclasts method) using the porphyritic facies of the Quixeramobim batholith. The finite deformation (R_c) calculated using the feldspar megacrysts distribution ranged between 2 and 3 ($2 < R_c < 3$). Calculating the vorticity number through these values, it was possible to quantify a simple shear component – more imminent in gneiss in a distance about 12 to 16 km from ZCSP – and the pure shear component – stronger in gneiss and mylonites located in the closest border and next to its center. Through the Fry method it was obtained the magnitude of finite deformation and also observed an increase of the magnitude in direction of its center.

Concluding, through microstructural analysis it was possible to observe dextral and sinistral kinematics indicators (SC pairs, micafish) in thin section. The microstructure suggests that the temperature ranged between 410 and 520°C, as indicated by dynamic recrystallization textures associated to subgrain rotation (SGR) and grain border migration (GBM). The quartz cristallographic fabrics shows high concentration of [c] axis close to Y (X (stretching lineation), $> Y > Z$ (perpendicular to foliation)), suggesting that the deformation reached $T \geq 520$ °C. The axis-[c] distribution, however, was not conclusive to define the sense of shear of the studied samples.

Sumário

1. INTRODUÇÃO	7
2. METAS E OBJETIVOS.....	8
3. FUNDAMENTAÇÃO BIBLIOGRÁFICA	8
3.1. Sistemas de Zonas de Cisalhamento da Província Borborema	9
3.2. Zona de cisalhamento Senador Pompeu (ZCSP)	9
3.3. Complexo Granítico Quixadá-Quixeramobim	10
4. MATERIAIS E MÉTODOS	11
4.1. Trabalho de campo.....	11
4.2. Tratamento das figuras.....	12
4.3. Análise por método de Fry (distância centro a centro)	13
4.4. Análise de vorticidade (porfiroclastos rígidos)	13
4.5. Tramas de eixo-c de quartzo	14
5. RESULTADOS OBTIDOS.....	15
5.1. Trabalho de campo.....	15
5.2. Análise microestrutural	20
5.3. Análise estrutural	25
5.4. Análise por método de Fry.....	26
5.5. Análise de vorticidade	28
5.6. Tramas de eixo-c de quartzo	34
6. INTERPRETAÇÃO E DISCUSSÃO DOS RESULTADOS.....	36
6.1. Análise macroscópica e microestrutural	36
6.2. Método de Fry.....	36
6.3. Análise de vorticidade	37
6.4. Tramas de eixo-[c] de quartzo.....	37
7. CONSIDERAÇÕES FINAIS.....	38
8. REFERÊNCIA BIBLIOGRÁFICAS.....	39

1. INTRODUÇÃO

A Zona de Cisalhamento Senador Pompeu (ZCSP) limita a margem leste do domínio Ceará Central da Província Borborema (NE do Brasil; Fig. 1). A zona de cisalhamento possui direção NE-SW podendo ser seguida, através de imagens de satélite, por aproximadamente 400 km entre a costa do Atlântico (norte) e a Bacia do Parnaíba (sul). Sua largura é em torno de 12 km e, na área de estudo, limita a borda leste do complexo plutônico Quixadá-Quixeramobim (Vauchez et al. 1995).

Os alvos deste estudo são os gnaisses e milonitos deformados dos batólitos graníticos de Quixadá e Quixeramobim. Estes corpos são orientados segundo NE-SW com a direção de maior alongamento sub-paralela às zonas de cisalhamento principais.

A deformação foi investigada de modo a quantificar os componentes de cisalhamento puro e simples através da análise de vorticidade (método de porfiroclastos rígidos), enquanto o método de Fry (centro a centro) forneceu a magnitude da deformação finita. Finalmente, uma estimativa da temperatura da deformação dúctil foi obtida através da microestrutura combinada à trama de eixo-c dos milonitos ricos em quartzo.

Este projeto trata-se de um estudo inédito sobre a quantificação de deformação dúctil da ZCSP. Sendo assim, é necessária maior quantidade de análises de vorticidade a fim de se definir melhor os intervalos de valores de W_m e se obter componentes de cisalhamento simples e puro atuantes no processo de deformação em questão.

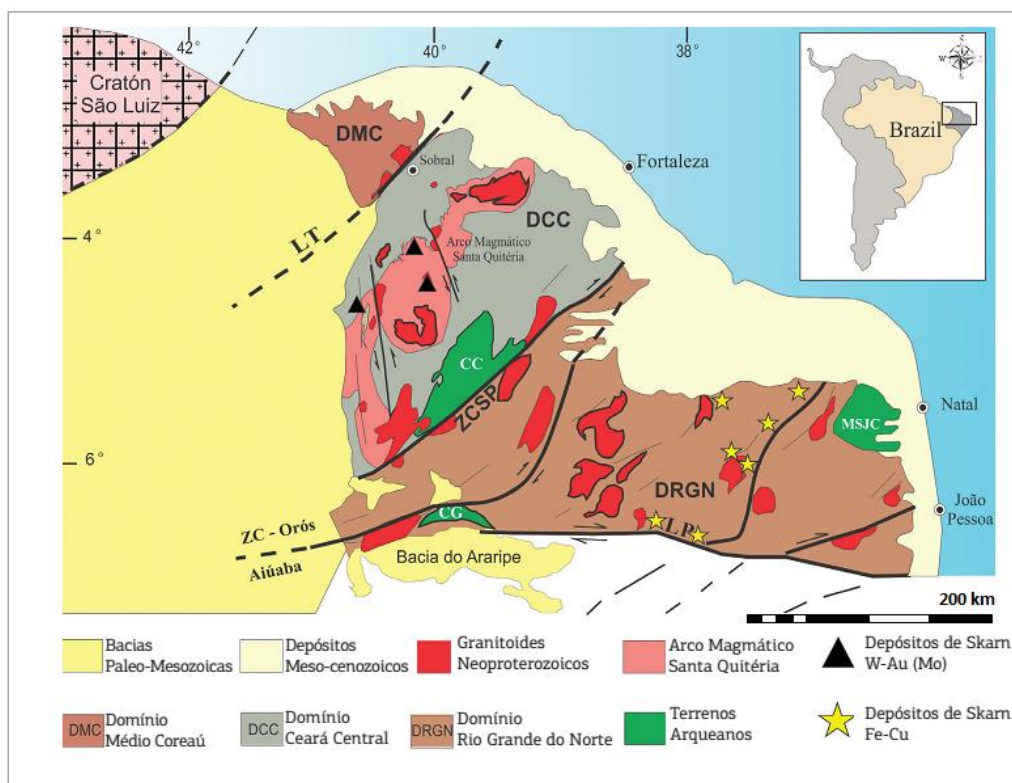


Figura 1: Arcabouço tectônico da Província Borborema Setentrional e principais zonas de cisalhamento. DMC, Domínio Médio Coreaú; DCC, Domínio Ceará Central; DRGN, Domínio Rio Grande do Norte; LT, Lineamento Transbrasiliano; ZCSP, Zona de Cisalhamento Senador Pompeu; LP, Lineamento Patos (Modificado de Fetter et al. 2003).

2. METAS E OBJETIVOS

Este projeto de Trabalho de Formatura (TF) tem como objetivo principal familiarizar a aluna com as diferentes técnicas de análise estrutural de forma a caracterizar a deformação dúctil em zonas de cisalhamento. Essas técnicas são baseadas na análise de imagens digitais em fenocristais de feldspato deformados (Análise da Vorticidade e Método de Fry), o estudo da microestrutura em seção delgada e a trama de eixo-c de quartzo usando a platina universal.

3. FUNDAMENTAÇÃO BIBLIOGRÁFICA

A evolução da Província Borborema se deu no Neoproterozóico, sendo uma das características marcantes o desenvolvimento de um sistema de zonas de cisalhamento transcorrentes. A província é formada principalmente por rochas pré-cambrianas, registrando três eventos tectono-termais principais atuantes no Arqueano, no Paleo- e Neoproterozóico. As zonas de cisalhamento retrabalham as rochas que formam a província e estão associadas a um intenso magmatismo plutônico, sendo sua origem atribuída a movimentos transcorrentes pós-colisionais relacionados à tectônica de escape (Cavalcante, 2006).

A Zona de Cisalhamento Senador Pompeu situa-se no domínio Ceará Central da Província Borborema. Ela deforma as rochas intrusivas do Complexo Quixadá-Quixeramobim, que serão alvos de estudo deste projeto. No Anexo 01 é possível visualizar o mapa geológico da área de estudo (CPRM, 2003).

3.1. Sistemas de Zonas de Cisalhamento da Província Borborema

Através da reconstrução da posição dos continentes, antes da abertura do Oceano Atlântico Equatorial, é possível observar um conjunto de lineamentos transcontinentais entre o Nordeste do Brasil e o Oeste da África. No Brasil essas zonas de cisalhamento separam diferentes domínios tectônicos da Borborema Setentrional (Fig. 1), tais como o Médio Coreaú, Ceará Central e Rio Grande do Norte. O domínio Médio Coreaú, situado no NW do Ceará, compreende basicamente um embasamento gnáissico paleoproterozóico e coberturas metassedimentares meso- a neoproterozóicas. Ele é separado do Ceará Central pelo Lineamento Transbrasiliano. O domínio Ceará Central, formado por rochas arqueanas e proterozóicas, inclui um arco magmático continental (Santa Quitéria) neoproterozóico. A zona de cisalhamento Senador Pompeu limita os domínios Ceará Central e Rio Grande do Norte, esse último formado por um embasamento predominantemente paleoproterozóico além de coberturas metapelíticas depositadas no Neoproterozóico. Todos os domínios são intrudidos por batólitos de composição granítica a granodiorítica. O domínio Rio Grande do Norte, por sua vez, é limitado a sul pela zona de cisalhamento Patos.

As zonas de cisalhamento dúcteis foram reconhecidas na Província Borborema desde a década de 70 (Ebert, 1970), porém sua organização num sistema tectônico se deu mais recentemente. Vauchez *et al* (1995) caracterizou o sistemas de zonas de cisalhamento como uma rede de falhas transcorrentes desenvolvidas durante a atuação da orogênese brasileira. As zonas de cisalhamento são marcadas caracteristicamente por rochas miloníticas, que variam entre os tipos milonito e protomilonito de alta a baixa temperatura (Vauchez *et al* 1995). Os protólitos das rochas cisalhadas compreendem gnaisses e granitóides pertencentes tanto ao embasamento regional como aos corpos plutônicos neoproterozóicos.

3.2. Zona de cisalhamento Senador Pompeu (ZCSP)

A Zona de Cisalhamento Senador Pompeu, de aproximadamente 400 km de comprimento e espessura média em torno de 10 km, corta todo o estado do Ceará para desaparecer sob sedimentos litorâneos no setor nordeste e, a sudoeste, sob os depósitos paleozóicos da Bacia do Parnaíba. O lineamento possui direção NE e limita a margem sul do domínio tectônico Ceará Central. Ele limita ainda a margem sudeste do batólito

Quixeramobim. O batólito Quixadá, por sua vez, está situado a aproximadamente 12 km desta zona de cisalhamento (Almeida, 1995).

Cavalcante (1999) sugere que a ZCSP se ramifica em diversas faixas miloníticas, sendo que os domínios de concentração da deformação transpressional estão situados nas proximidades do Complexo Granítico Quixadá-Quixeramobim. O conjunto de rochas miloníticas, por sua vez, é constituído por gnaisses e xistos miloníticos, protomilonitos e ultramilonitos. Estas rochas apresentam bandamento composicional, refletindo características tanto do protólito como da deformação. Além de milonitos, a ZCSP possui ainda migmatitos, cataclasitos e brechas. Dados petroestruturais mostram que os milonitos de alta temperatura e migmatitos teriam sido gerados em temperaturas em torno de 500°C (fácies anfibolito superior), enquanto que os cataclasitos e brechas em condições crustais mais rasas, em torno de 200°C (Almeida, 1995).

As estruturas de campo indicam uma deformação predominantemente dúctil transcorrente dextral. A foliação milonítica é tipicamente de alto ângulo (90° a 70°) enquanto as lineações de estiramento são horizontais ou possuem baixo caimento (10° e 20°; Cavalcante, 1999). Os indicadores cinemáticos mais comuns são as sombras assimétricas de recristalização e estruturas S-C.

3.3. Complexo Granítico Quixadá-Quixeramobim

Este complexo é constituído pelos batólitos graníticos Quixadá e Quixeramobim. A história de colocação desses batólitos está diretamente associada com a ZCSP através de estruturas extensionais induzidas pela sua cinemática dextral (Almeida, 1995).

O batólito Quixadá, situado na porção nordeste do complexo, ocupa uma área de 260 km². Ele é constituído por uma suíte cálcio-alcálica incluindo dioritos, sienitos e predominantemente monzonitos, sendo que todos estes litotipos possuem textura porfírica. O batólito intrude em uma sequência supracrustal (Grupo Ceará), a qual é constituída por rochas cálcio-silicáticas, quartzitos, mica-xistos e metavulcânicas básicas.

Na porção meridional, o batólito Quixadá intrude gnaisses da Unidade Moçamba, do Complexo Pedra Branca. A rocha encaixante possui mergulhos de 50° e 80°, sendo que os mergulhos mais acentuados estão próximos à zona de cisalhamento Senador Pompeu. Ainda no batólito, as foliações são evidentes devido ao alinhamento de enclaves magmáticos elipsoidais de composição diorítica. Enquanto nas porções centrais do corpo, não há a presença de alinhamento de enclaves, indicando ausência de fluxo para a orientação da rocha.

O batólito Quixeramobim possui cerca de 1600 km² e é subdividido litologicamente em cinco unidades principais (Muxuré Novo, Muxuré Velho, Água Doce, Serra Branca,

Uruquê). As fácies Muxuré Novo e Serra Branca são compostas por uma suíte cálcio-alcalina incluindo quartzo-dioritos, tonalitos, monzogranitos e predominância de granodioritos. Os litotipos da unidade Água Doce consistem de quartzo-dioritos e tonalitos, enquanto a unidade Uruquê é composta por granodioritos e monzogranitos. A unidade Muxuré Velho, por sua vez, compreende uma suíte tonalítica que ocorre na forma de enclaves e diques sin-plutônicos, inclusos nos litotipos das demais fácies (Almeida, 1995).

O batólito Quixadá teria sido formado a partir de expulsão de magmas provenientes de porções mais profundas da crosta em decorrência de deformações regionais transpressivas. A colocação do batólito Quixeramobim, por sua vez, ocorreria pela geração de espaço através de fraturas em extensão associada à transcorrência.

4. MATERIAIS E MÉTODOS

4.1. Trabalho de campo

Durante os dias 09 e 16 de junho de 2018 foi realizada a etapa de trabalho de campo nos municípios de Quixadá, Quixeramobim e Senador Pompeu, no estado do Ceará.

O trabalho de campo teve como objetivo reconhecer a estrutura geral da ZCSP, a distribuição das rochas graníticas deformadas, as características gerais dos milonitos, assim como familiarizar a aluna com sua área de estudo. Durante esta etapa foram visitados 39 afloramentos, dos quais foram coletados dados estruturais de foliação e lineação, amostras orientadas para estudo microestrutural e fotos de afloramentos para análises de vorticidade e método de Fry. A localização dos sítios visitados e fotografados são apresentadas na Figura 2 a seguir.

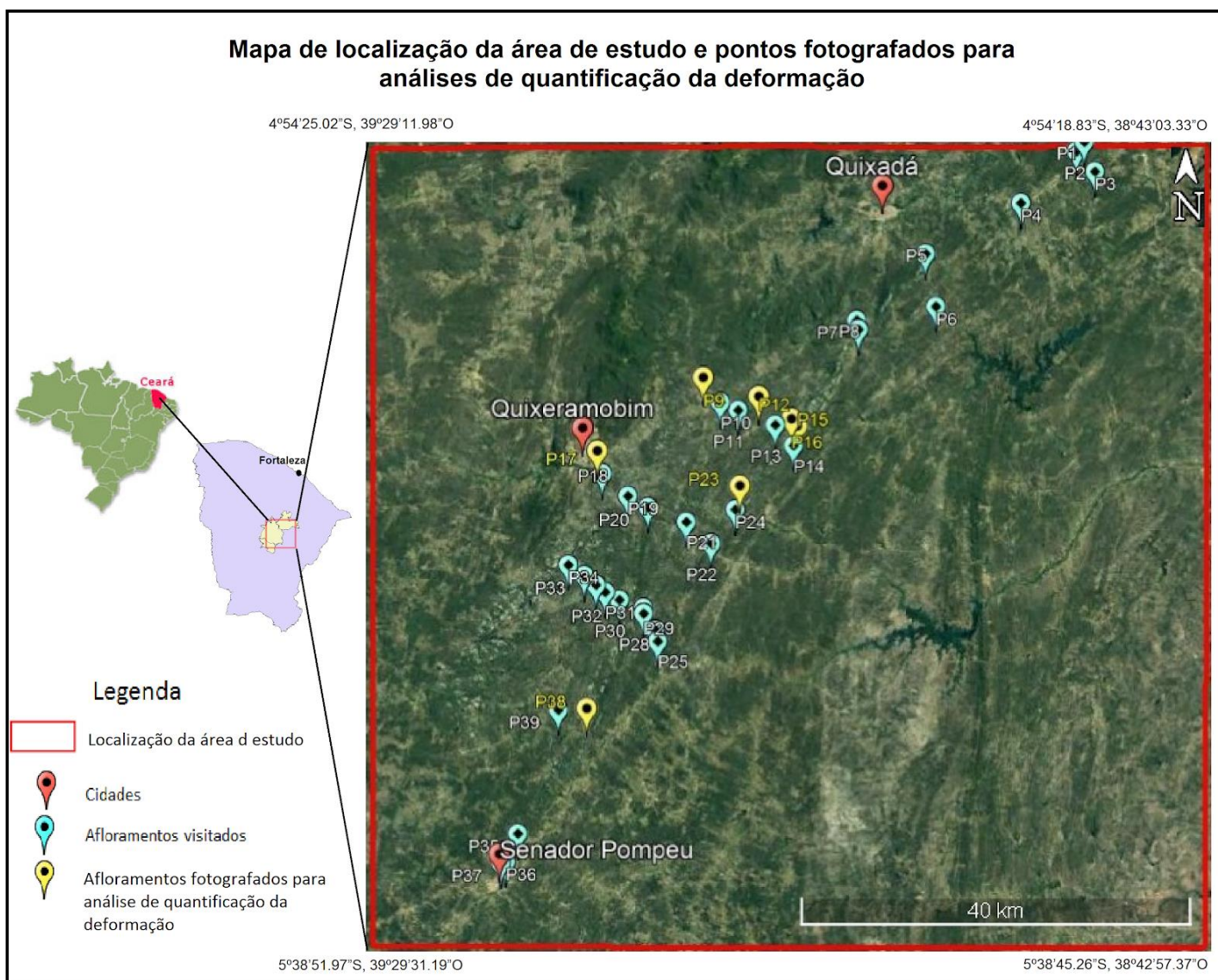


Figura 2. Distribuição dos pontos estudados no trabalho de campo. Os pontos azuis são os sítios visitados, enquanto que os pontos amarelos indicam a localização das rochas fotografadas para a realização das análises de quantificação da deformação. (Imagem de satélite disponível no Google MapsTM); Arquivos vetoriais SHP (Fonte IBGE).

4.2. Tratamento das figuras

Previamente às análises de quantificação da deformação pelo método de Fry e da vorticidade, as imagens de granitos porfíricos deformados foram editadas através do Software Inkscape. Sendo assim, os fenocristais foram digitalizados manualmente totalizando aproximadamente 300 a 500 grãos por imagem.

Depois de editadas, as imagens foram exportadas para o Software SPO 2003, o qual teve como funções calcular parâmetros através dos quais foram definidos os valores da razão da forma (R_c) e o número de vorticidade (W_m).

4.3. Análise por método de Fry (distância centro a centro)

O método de Fry (Fry, 1979) é baseado no método centro-a-centro (Ramsay, 1967). Ele supõe que os objetos antes da deformação possuem uma distribuição estatística mais ou menos uniforme. Isso significa que as distâncias entre os centros de objetos vizinhos seriam aproximadamente constantes, podendo essa distribuição ser descrita idealmente por um círculo. Após a deformação, e se esta for homogênea, a distância entre os objetos tenderiam a se aproximar na direção geral de encurtamento e se afastar na de alongamento. O resultado final da aproximação/afastamento do centro dos objetos pode ser descrito por uma elipse de deformação, a qual é construída a partir de uma maior densidade de pontos. Este método é simples, sendo necessário no mínimo 25 pontos para que seja obtida uma elipse de deformação razoável.

Para a determinação da elipse de deformação (Fiori, 1997) dos pontos amostrados neste estudo foi utilizado o software EllipseFit, desenvolvido por Frederick W. Vollmer da Universidade Estadual de Nova York. A análise foi realizada em seis figuras experimentais referentes às amostras de granitos porfíricos deformados referentes aos sítios: P9, P12, P15, P16, P17, P23 e P38 dos batólitos Quixadá e Quixeramobim.

4.4. Análise de vorticidade (porfiroclastos rígidos)

A vorticidade é um parâmetro que descreve a deformação das rochas, podendo ser definida como a quantidade de rotação que um tipo de fluxo possui (Means *et al.* 1980). Caracteriza-se pela soma da velocidade angular de duas linhas ortogonais de fluxo em relação aos eixos de estiramento instantâneos (ISA). Para a reconstrução dos componentes de cisalhamento puro e simples é necessário analisar o plano de maior assimetria (XZ), o qual é paralelo à lineação (X) e ortogonal à foliação (XY). Já o plano ortogonal à foliação e à lineação (YZ) é o plano de máxima simetria, plano no qual o material teoricamente não rotaciona, gravando somente o componente de cisalhamento puro da deformação.

A quantificação da vorticidade em rochas naturalmente deformadas é essencial para estudar a cinemática de zonas de cisalhamento, sendo que vários métodos podem ser utilizados. Neste projeto o número de vorticidade foi determinado através do método dos porfiroclastos rígidos (Passchier, 1987; Wallis *et al.*, 1993; Simpson & De Paor, 1997).

A partir das imagens digitalizadas processadas no Software SPO 2003 foi gerada uma tabela com vários parâmetros, sendo que dentre eles foram utilizados a razão de forma (razão entre os eixos “a” (maior alongação) e “b” (menor alongação)) de cada grão e o ângulo entre seu eixo de maior alongação e a foliação (θ). Estes dois parâmetros foram correlacionados em gráficos de dispersão elaborados no software Excel, a fim de se definir

um intervalo de valores para a razão de forma crítica (R_c), valor o qual separa os porfiroclastos que rotacionam livremente ($R < R_c$) daqueles que tendem a posição de equilíbrio ($R > R_c$). Posteriormente, estes valores foram usados para estimar o número de vorticidade (W_m) através da seguinte equação:

$$W_m = (R_c^2 - 1)/(R_c^2 + 1)$$

No gráfico de dispersão os grãos flutuam entre $+90^\circ$ e -90° , porém há uma tendência dos pontos de se concentrarem ao longo do eixo X (0°), momento em que se aproximam do estado de estabilidade, alinhando-se à foliação. Sendo assim, é nesta região do gráfico que é delimitado um intervalo para estimar um valor mínimo e máximo para o parâmetro R_c .

O valor de W_m varia de 0 a 1, sendo que no cisalhamento simples o valor de $W_m = 1$, enquanto no cisalhamento puro $W_m = 0$. Para valores de W_m intermediários, ou seja, $0 < W_m < 1$, o regime de deformação é denominado "cisalhamento sub-simples" (*sub-simple shear*). Portanto, a partir destes valores foi possível estimar as porcentagens destes componentes de deformação.

4.5. Tramas de eixo-c de quartzo

As petrotramas de eixo-c de quartzo podem registrar a cinemática, mecanismos de deformação e temperatura da deformação plástica, neste último caso em função do sistema de deslizamento cristalográfico operante durante a deformação (Schmid & Casey 1986). A influência destes fatores nas tramas cristalográficas de quartzo foi estudada por Lister & Hobbs (1980).

O estudo da trama de eixo-c de quartzo é feito na seção do plano XZ ($X > Y > Z$) do elipsóide de formação finita, ou seja, na seção perpendicular à foliação e paralela à lineação de estiramento. A orientação do eixo-[c] é obtida em uma platina universal de quatro eixos acoplada a um microscópio óptico convencional.

No presente projeto foram analisadas as amostras P25 (batólito Quixeramobim situado à NE da área) e P37 (sítio referente ao mesmo batólito localizado próximo à cidade Senador Pompeu, a SW). Estas lâminas foram selecionadas devido à presença de maior quantidade de grãos de quartzo, pela presença de *ribbons* de quartzo bem definidos e pela menor proporção de micas, em relação às outras amostras, o que pode afetar as tramas de eixo-[c].

Abaixo é apresentado o modelo de Passchier & Trouw (2005) (Figura 3), para tramas cristalográficas de quartzo deformadas através do cisalhamento simples (deformação não-coaxial) e sua representação em estereograma:

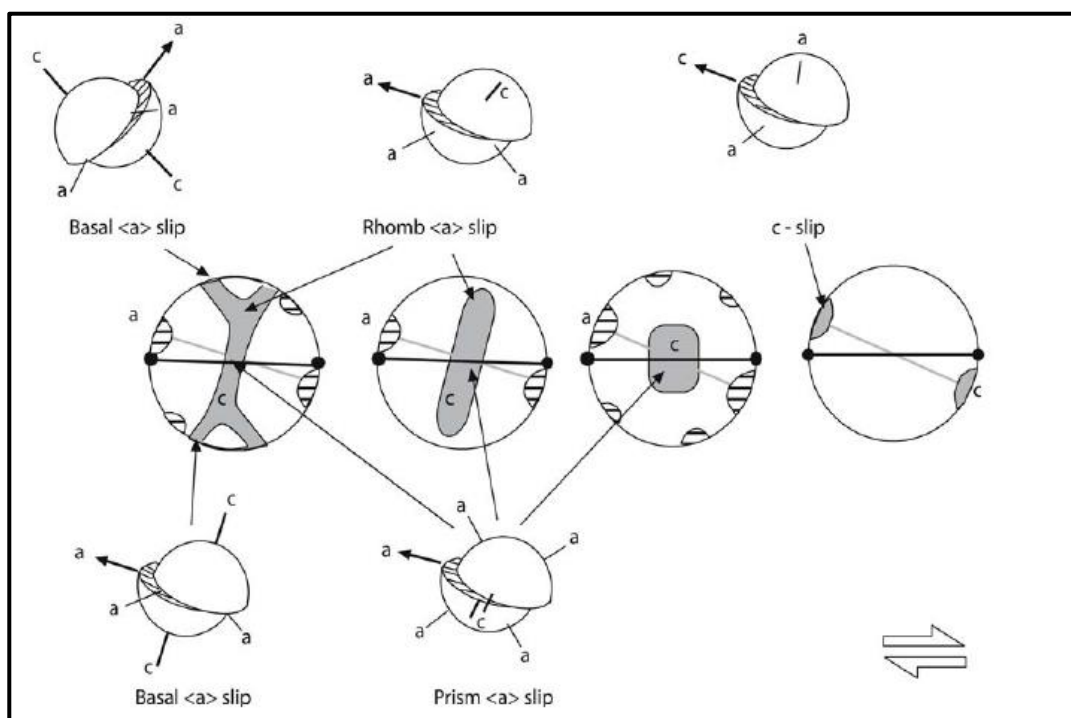


Figura 3: Ilustrações retiradas de Passchier & Trouw (2005) representando estereogramas referentes às diferentes tramas de eixo-c de quartzo para os casos de plano de deslizamento nos eixos $\langle a \rangle$ basal, romboédrico e prismático.

5. RESULTADOS OBTIDOS

5.1. Trabalho de campo

A ZCSP possui orientação principal NE-SW, variando para a direção N-S no setor norte da área de estudo. O principal litotipo que aflora ao longo da borda oeste da zona de cisalhamento são ortognaisses graníticos porfiroclásticos que constituem os batólitos Quixadá (porção NE) e Quixeramobim (porção central e SW). Foram encontradas também lentes de rochas metassedimentares no interior do batólito Quixeramobim. Já na ZCSP afloram gnaisses miloníticos com trama predominantemente plano-linear (tectonito L-S) a localmente linear ($L > S$).

As unidades presentes na borda leste dos batólitos foram deformadas em estado magmático pela ZCSP. Em campo foi possível observar a orientação por fluxo magmático (orientação preferencial NE-SW, variando para N-S em algumas regiões), caracterizadas nos fenocristais de feldspato por faces bem formadas (Figura 4), zoneamento interno (Figura

4) e geminação Carlsbad. Normalmente os fenocristais apresentam sombra de pressão indicando deformação sin-magmática. Conjuntamente, intrudidos nas rochas da borda leste da ZCSP ocorrem veios quartzo-feldspáticos evidenciando uma fase fluida no final da colocação destes plútons. Portanto, é provável que os veios tenham sofrido somente uma parte da deformação causada pela zona de cisalhamento.

A análise da deformação foi feita nas fácies com mega-cristais de feldspato e na fácies porfírica do batólito Quixeramobim deformado. Macroscopicamente as rochas pertencentes a estas fácies possuem estrutura caracterizada por bandamento gnáissico e textura porfírica. Nas porções mais ricas em quartzo a textura é granoblástica definida por cristais de quartzo e feldspato, e lepidoblástica quando definida por cristais de biotita. Quanto à constituição mineralógica, há a predominância de quartzo (~40%), feldspato (~30%), biotita (~30%) e minerais acessórios (1%).

Em direção à margem leste do batólito as rochas apresentam evidências de maior deformação, como diminuição da granulometria e maior intensidade da orientação preferencial dos minerais. Foram observadas rochas com estrutura caracterizada por bandamento composicional retilíneo bem definido e com grãos muito estirados; porfiroclastos de feldspato com sombra de pressão (cinemática dextral e sinistral) (Figuras 4, 5 e 8), enclaves máficos de biotita (*schlieren*), fendas de tração, dobras em “Z” e em “S”, indicando respectivamente cinemática horária dextral e sinistral. Por vezes, foram observados fenoclastos e boudins rompidos (Figuras 6 e 7) com estrutura tipo dominó.



Figura 4. Fácies de mega-cristais do batólito Quixeramobim. Megacristal de feldspato com faces bem formadas e zoneamento, indicando processos ígneos. (Ponto 18; Coordenadas -5,21525 - 39275187)



Figura 5. Fenocristal de feldspato com cinemática horária (dextral). Presença de sombra de pressão e schlieren acompanhando o grão – indícios de deformação em estado magmático. (Ponto 18; Coordenadas -5,21525 -39275187)



Figura 6. Porfiroclasto de feldspato com sombra de pressão indicando cinemática horária (dextral) (Ponto 13; Coordenadas -5,17035 -39,11532)



Figura 7. Fenocristal de feldspato rompido e deslocado (dominó dextral) (Ponto 16; Coordenadas -5,18384 -3910024)



Figura 6. Boudin de feldspato rompido (Ponto 18; Coordenadas - 5,45064 -39,28975).



Figura 8. Fenoclasto de feldspato indicando critério cinemático anti-horário (sinistral) (Ponto 29; Coordenadas: -5,3391 -392372)

Já a foliação milonítica foi observada no núcleo da ZCSP e em regiões de no máximo 1 km de distância desta, onde a deformação foi mais intensa. Foram descritos dois tipos de milonitos na área, um localizado na porção NE (P1 a P4) e central (P25 a P28), e o outro localizado a SW da zona de cisalhamento, próximo à cidade de Senador Pompeu (P36 e P37).

Os milonitos da região NE e central da ZCSP possuem como protolitos rochas do batólito Quexeramobim e podem ser classificados desde milonitos a ultramilonitos. Estas rochas podem ser caracterizadas por sua estrutura foliada, textura milonítica com minerais muito estirados e matriz de granulometria fina à média. Macroscopicamente sua constituição mineralógica é semelhante às rochas gnáissicas já descritas acima, sendo quartzo, feldspato, biotita e muscovita os minerais principais. Foi possível observar também a presença de *ribbons* de quartzo, lentes centimétricas de biotita, fendas de tração (Figura 9), dobras em “S” e dobras em “Z” indicando respectivamente cinemática sinistral e dextral (Figuras 10 e 11), boudins (Figura 12), porfiroclastos de feldspato simétricos (Figura 13) e veios de quartzo e veios pegmatíticos discordantes à foliação principal. Por fim, sua foliação possui predominância de mergulho vertical, com oscilações para 70°-80° em alguns afloramentos. Já a lineação de estiramento mineral definida por grãos de quartzo é aproximadamente horizontal, com caimento de baixo ângulo variando tanto para NE como para SW.

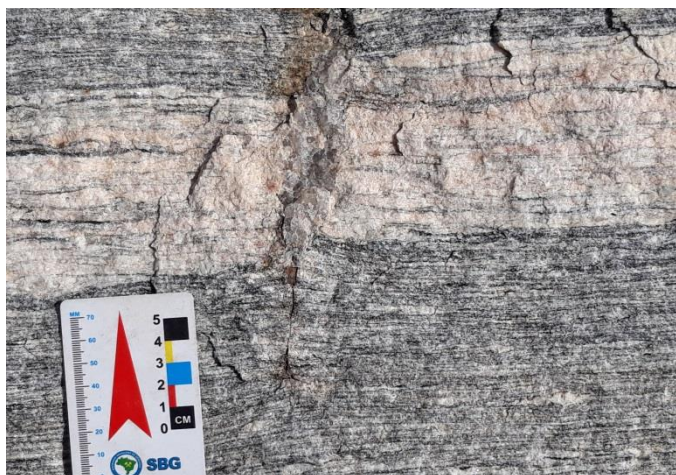


Figura 9. Fenda de tração com orientação N-S. (Ponto 2; Coordenadas: -4,9091 -38,8295)



Figura 10. Dobra em "S" em ultramilonito indicando cinemática anti-horária sinistral. (Ponto 8; Coordenadas: -5,0825 -39,0384)

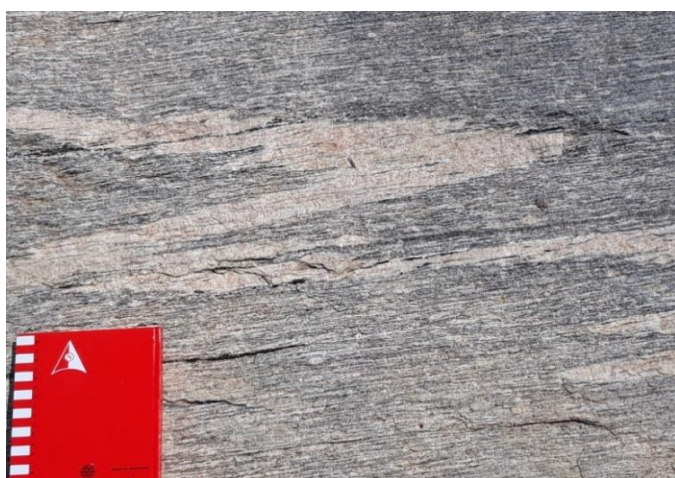


Figura 11. Dobra em "Z" em ultramilonito indicando cinemática horária dextral. (Ponto 2; Coordenadas: -4,9091 -38,8295)



Figura 12. Boudins de feldspato com cinemática dextral. (Ponto 3; Coordenadas: -4,9364 -38,8195)



Figura 13. Porfiroclasto de feldspato simétrico. (Ponto 3; Coordenadas: -4,9091 -38,8295)

Já as rochas aflorantes a extremo SW (Figuras 14) consistem de milonitos, ultramilonitos e filonitos, estes últimos devido à grande quantidade de muscovita definindo a foliação da rocha. Os ultramilonitos e filonitos possuem estrutura foliada/xistosa com bandas avermelhadas indicando alteração por oxidação e textura predominantemente lepidoblástica, sendo ambas definidas por altas quantidades de mica. Estas rochas possuem matriz de granulometria fina com porfiroclastos de aproximadamente 10 cm, podendo ser observado que os minerais de muscovita ocorrem na matriz como sigmóides (*mica-fish*) devido ao cisalhamento.

A região mais a SW da ZCSP foi encontrado uma maior quantidade de indicadores cinemáticos horários dextrais. Já no setor mais a norte, a ZCSP apresenta uma direção com tendência N-S, sendo onde os indicadores cinemáticos sinistrais são mais frequentes. Isto denota um componente de cisalhamento puro nesta ZC, havendo oscilação do movimento tanto dextral para sinistral.



Figura 14. Afloramento de filonito do setor SW da área. É possível observar grãos de feldspato muito estirados na foliação rica em mica. (Ponto 36; Coordenadas: -5,5733 -39,3649)

5.2. Análise microestrutural

Foram realizadas descrições microscópicas em 19 amostras, sendo as amostras P01, P5, P14, P22, P25 referentes ao batólito Quixeramobim e as amostras P26, P35,

P37A, P37B E P37C coletadas na zona de cisalhamento nas proximidades da cidade de Senador Pompeu.

As amostras P1, P5, P14, P22 correspondem a protomilonitos de estrutura foliada e textura milonítica/porfiroblástica (definida por porfiroclastos de feldspato de até 1 cm) com lentes granoblásticas, definida por grãos de quartzo. A mineralogia destas rochas é constituída por quartzo (35%), K-feldspato (45%), plagioclásio (25%), hornblenda (7%), biotita (10%), muscovita (5%), titanita (1-2%), apatita (1%) e epidoto (1%). Há a presença de *ribbons* de quartzo apresentando grãos com extinção ondulante e inclusões de feldspato. Os cristais de K-feldspato são identificados pela geminação microclínio e Carlsbad. Já o plagioclásio possui geminação do periclínio e Lei da Albita.

Quanto aos critérios texturais a partir dos quais são estimadas condições de pressão e temperatura, observa-se migração de borda de grãos (MBG) em cristais de quartzo, indicando temperaturas acima de 520°C (Faleiros et al, 2010) (Figuras 15, 16 e 17). Já na lâmina P22 observam-se os grãos de hornblenda com forte pleocroísmo, alto relevo, extinção oblíqua e em reação com cristais de epidoto. Nota-se também equilíbrio entre biotita e hornblenda através de contato reto entre os grãos destes minerais. Nas microestruturas destas amostras, apesar de ocorrer mais na lâmina P5, há alta quantidade de mirmequita (intercrescimento de quartzo em plagioclásio albitico, este último em contato com K-feldspato). À medida que o plagioclásio substitui o K-feldspato, sílica é liberada formando estas feições, sendo mais observados nas interfaces de plagioclásio e K-feldspato. Esta textura é indicativa de recristalização em fácies xisto verde a anfibolito. Não é possível determinar a cinemática da deformação nessas lâminas uma vez que há a ausência de porfiroclastos rotacionados.

Na lâmina P25 (Figura 18 e 19), também referente às regiões mais proximais da ZCSP, porém localizada próxima à cidade de Senador Pompeu, também é possível observar grande presença de mirmequitas. São observados cristais de quartzo e feldspato rotacionados caracterizando uma cinemática de cisalhamento predominantemente sinistral. Também há a presença de clivagem de crenulação, evidentes em lentes de biotita, indicando estágio de deformação $sn+1$ e, também, minerais de biotita formando arcos poligonais, indicativo de estágio de deformação anterior $sn-1$.

As lâminas dos sítios P26 e P37 (P-37A, P-37B e P-37C) são referentes ao batólito Quixeramobim. Estas rochas tratam-se de protomilonitos e possuem mesma mineralogia descrita acima (quartzo, biotita, muscovita, titanita, epidoto), porém proporções um pouco maiores de quartzo e ausência de hornblenda. Foram observadas várias características distintas dos demais sítios, como falhas e fraturas preenchidas por quartzo e grãos de feldspato rompidos do tipo dominó (Figura 20), indicando condições rúpteis, que são correlacionadas com as mesmas evidências/estruturas observadas em campo. Também, texturas de recristalização dinâmica pela presença da transição de rotação de subgrãos

(410°C a 520°C) para migração de borda de grãos nos cristais de quartzo (>520°C) numa mesma lâmina.

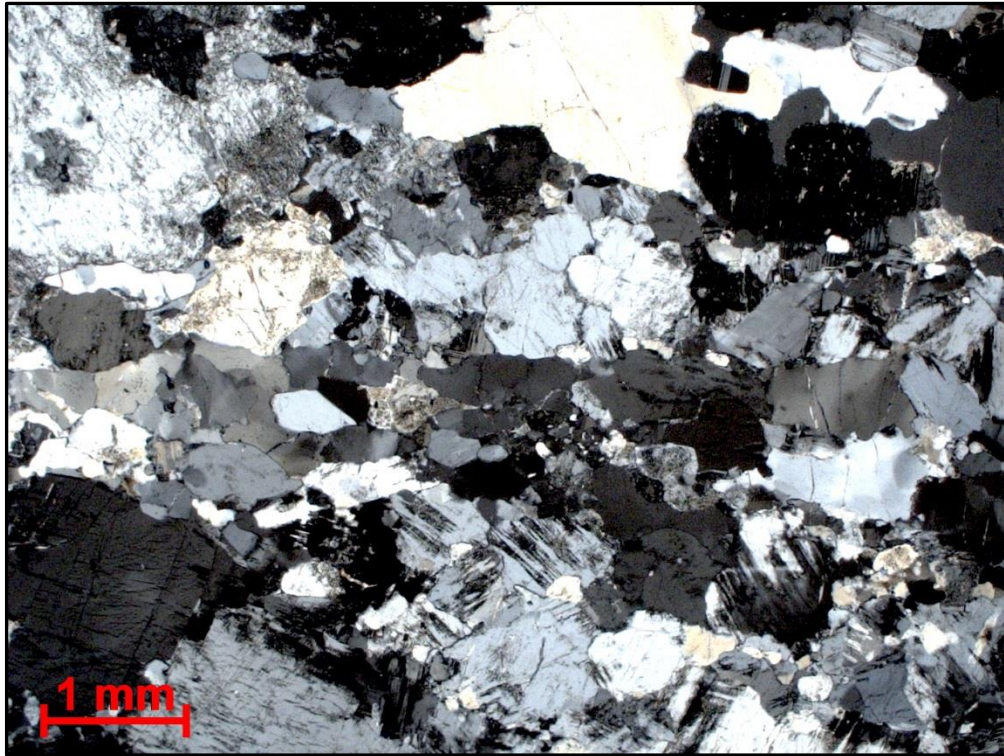


Figura 15. Seção delgada referente ao milonito do sítio P1. Grande quantidade de mirmequitas e ribbons de quartzo na direção de Sn com contatos lobados entre os grãos de quartzo, indicando textura de migração de borda de grãos.

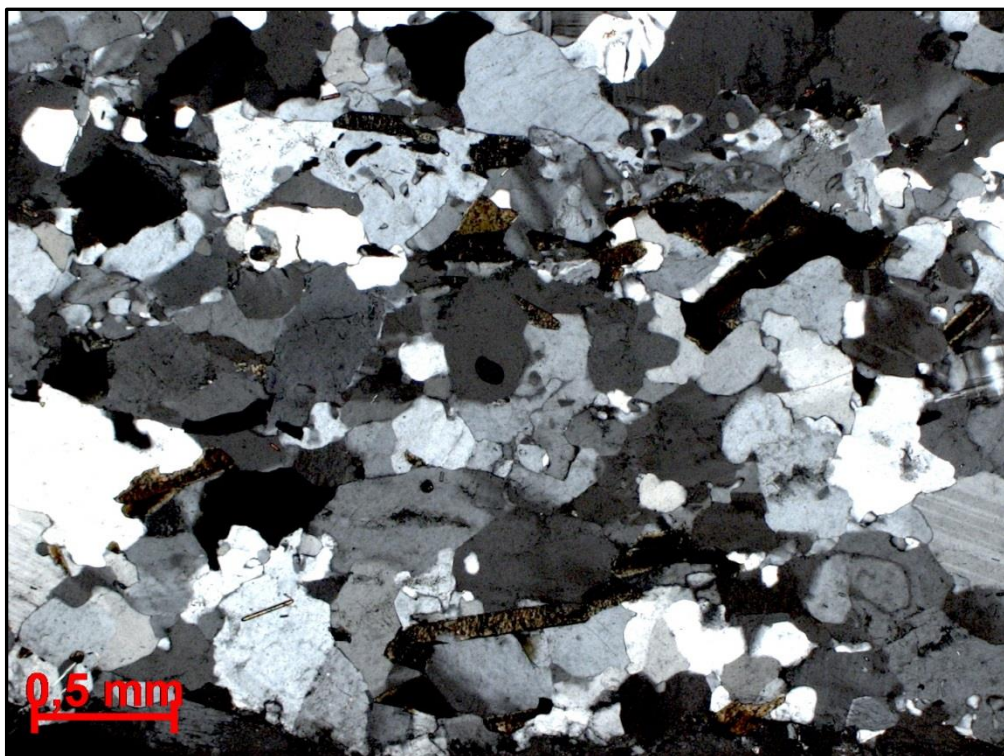


Figura 16. Seção delgada referente ao milonito sítio P5. Grande quantidade de mirmequitas. Também são observados contatos lobados indicando MBG. Pode-se caracterizar a foliação principal Sn na direção E-W, assim como arco poligonal formado por biotita, indicando um estágio de deformação anterior e foliação Sn-1.

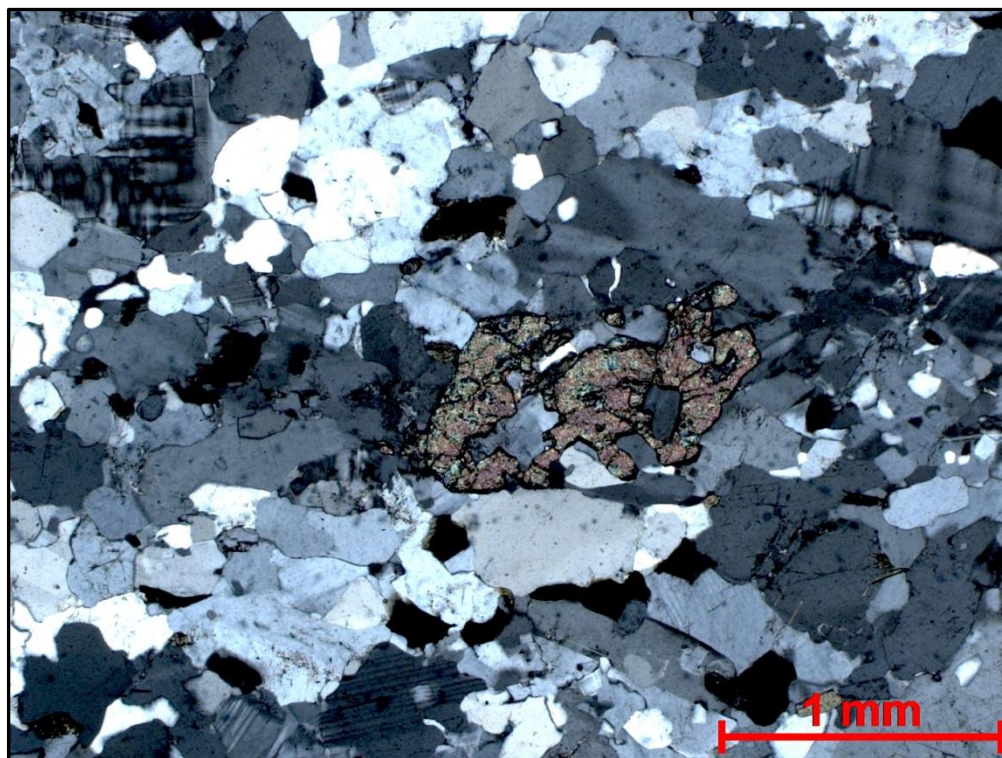


Figura 17. Seção delgada referente ao milonito sítio P5. Grande quantidade de mirmequitas e titanita orientada segundo Sn (E-W). Também são observados contatos lobados indicando MBG.



Figura 18. Seção delgada referente ao milonito sítio P25. Observa-se micafish de biotita com cinemática sinistral. Presença de ribbons de quartzo com MBG.

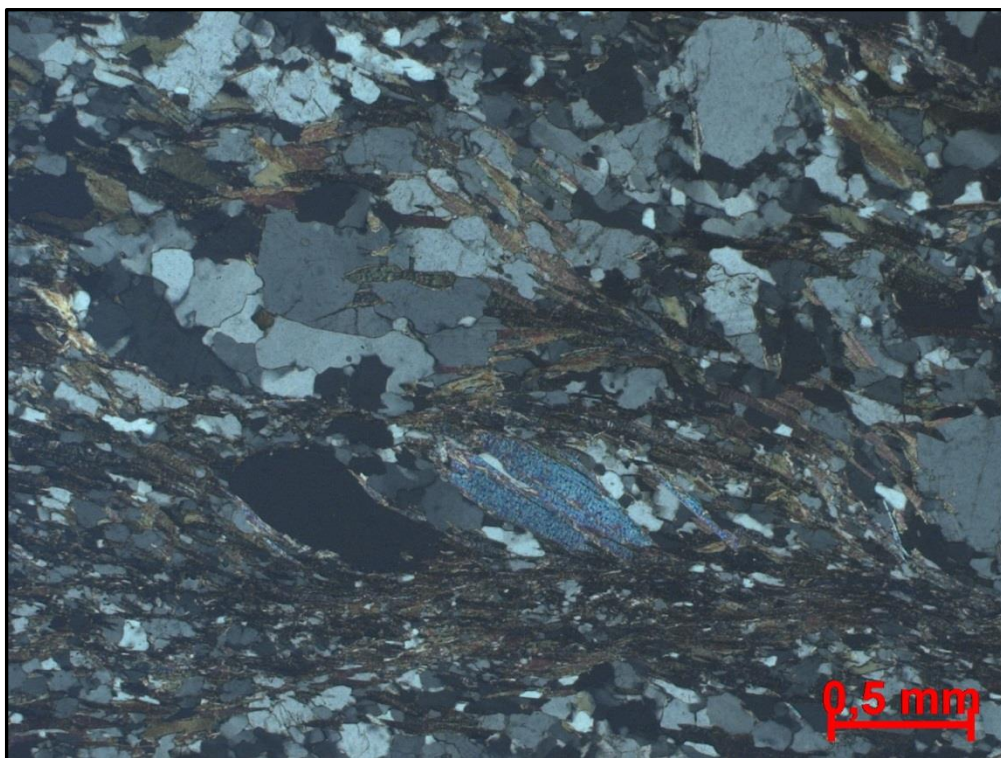


Figura 19. Seção delgada referente ao milonito sítio P25. Observa-se micafish (biotita) com cinemática sinistral. Presença de ribbons de quartzo, MBG,

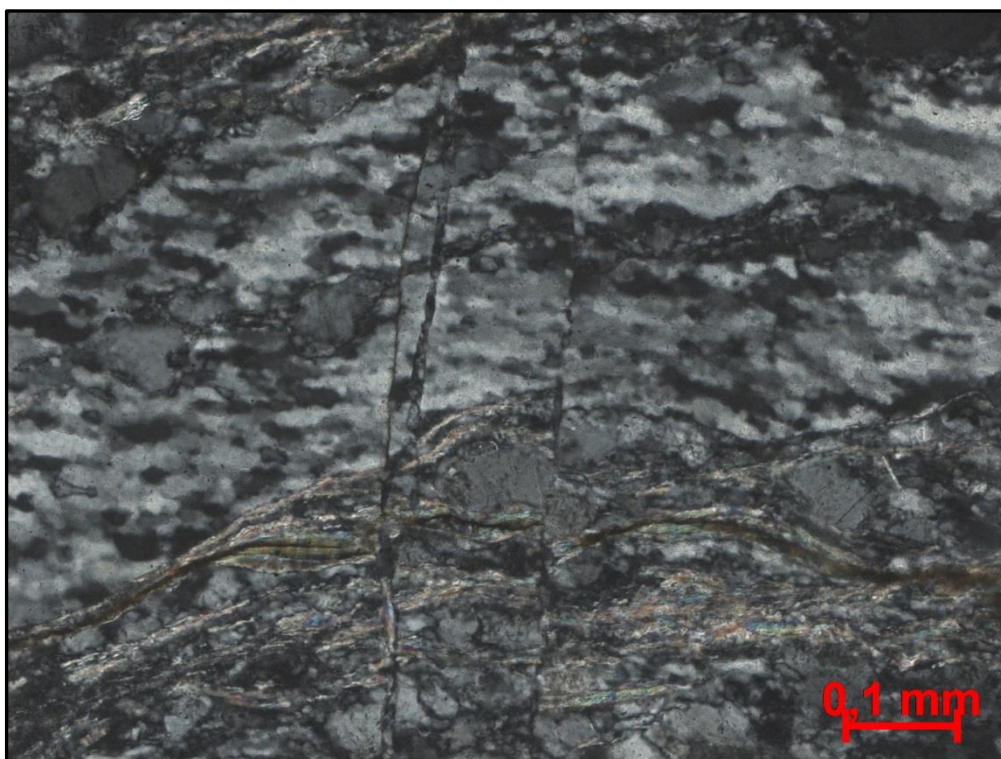


Figura 20. Seção delgada referente ao milonito do sítio P37. Observa-se micafish de biotita com cinemática sinistral. Presença de recristalização por rotação de subgrãos de quartzo (intervalo de ~400 a 500°C. Nesta mesma rocha há a transição para migração de borda de grãos de quartzo.

5.3. Análise estrutural

O estereograma abaixo (Figura 21) apresenta os pólos dos planos de foliação - pontos preenchidos em preto para os milonitos e vazios para os granitos - e as lineações de estiramento mineral no quartzo - quadrados vermelhos para milonitos e quadrados vazios para granitos.

Nota-se que a foliação possui duas tendências – mergulho para NW e mergulho para SE -, ambas sendo predominantemente de alto ângulo, os quais variam de 70° a 85° para granitos. Já para os milonitos há uma predominância de foliação de maior ângulo, entre 80° a 90° .

Em relação à lineação mineral, ambas as litologias possuem caimentos preferenciais de baixo ângulo (entre 0° e 32°) para NE e SW, coincidindo com a orientação da ZCSP.

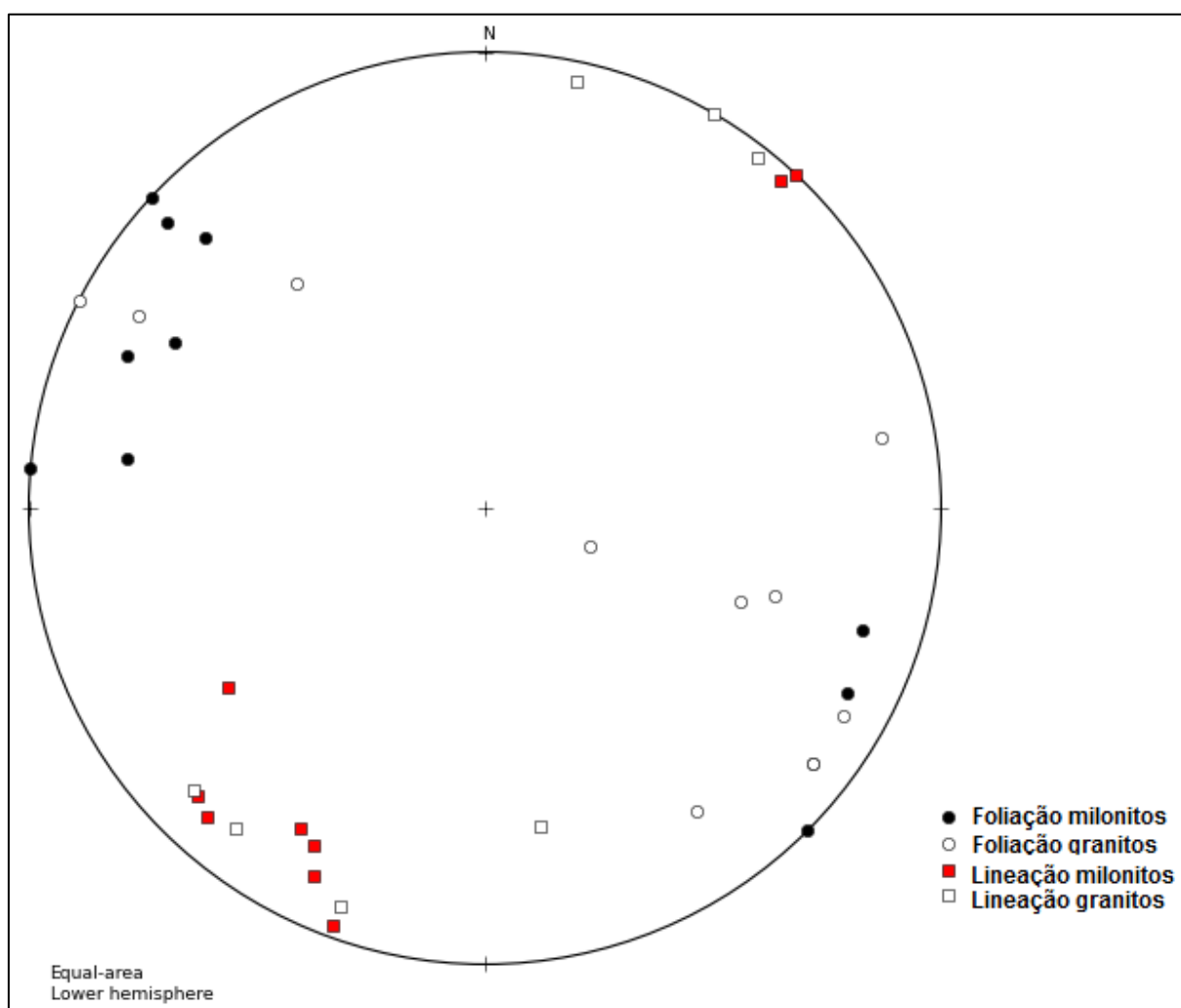


Figura 21. Estereograma construído através do Software OpenStereo. Os círculos vazios tratam-se da representação polar da foliação dos granitos deformados e os círculos preenchidos em preto representam a foliação dos milonitos. Já os quadrados vermelhos são uma representação polar da lineação de estiramento de grãos de quartzo nos milonitos enquanto que os quadrados vazios representam a lineação de estiramento nos granitos.

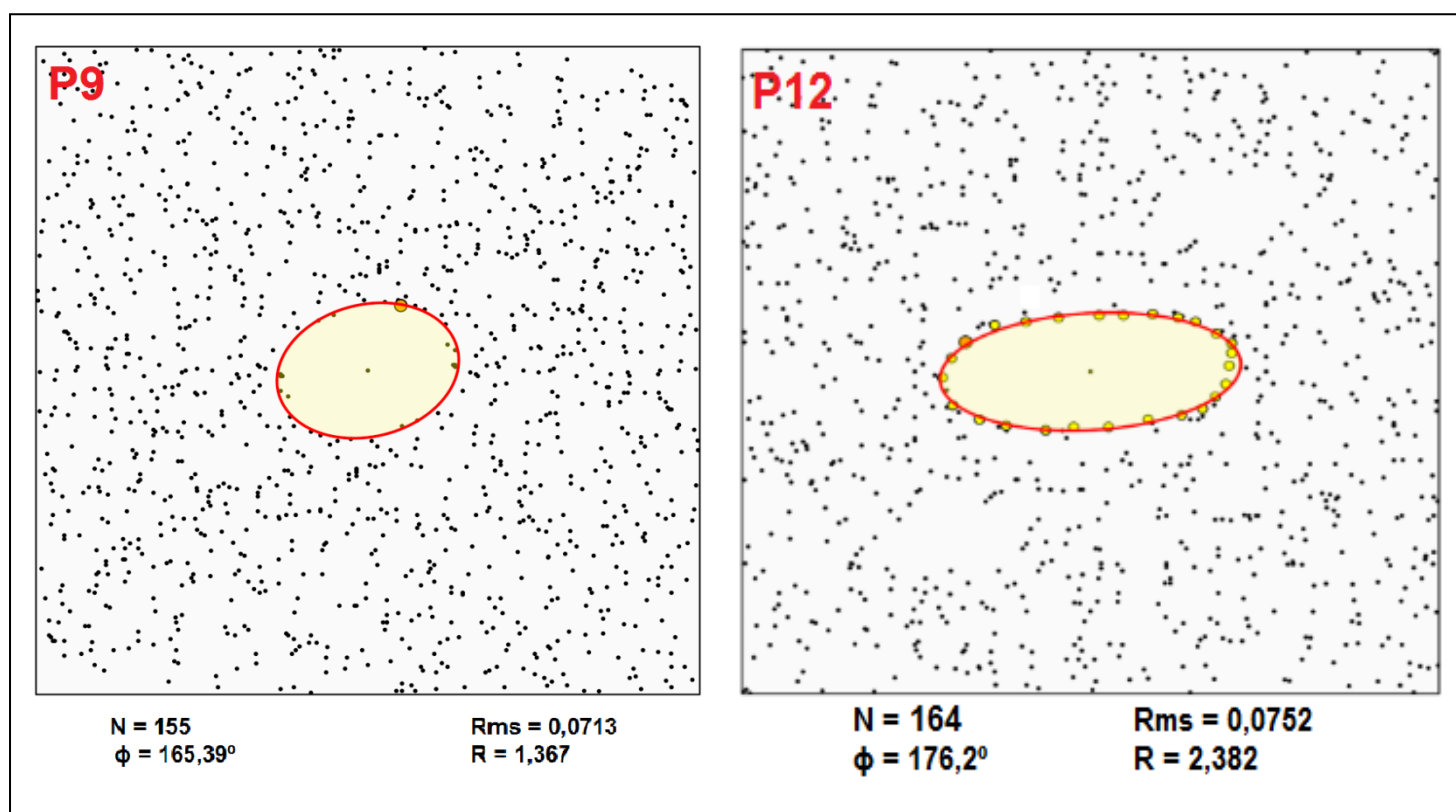
5.4. Análise por método de Fry

As análises pelo método de Fry foram realizadas através do Software EllipseFit (Figura 22). A seguir são apresentadas as elipses de deformação e sua magnitude referente aos sítios P9, P12, P16, P23, P28 e P38.

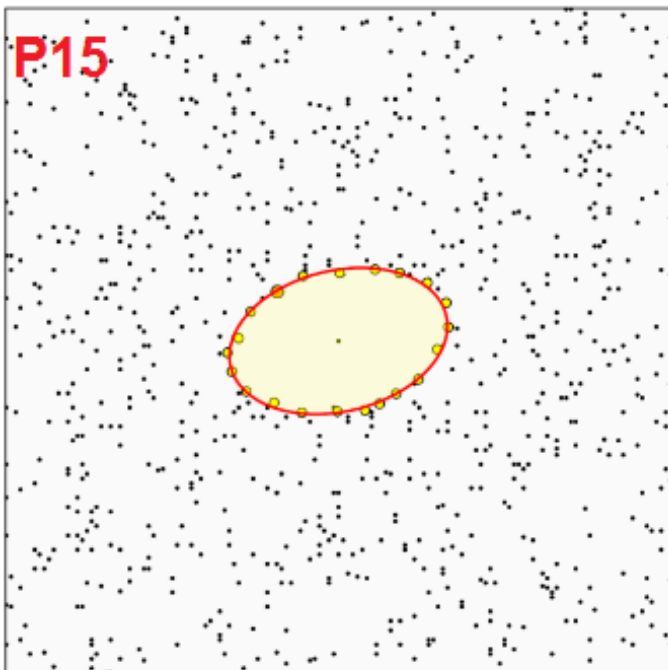
A análise foi feita utilizando entre 85 e 180 fenoclastos da fácies granítica porfírica do batólito Quixeramobim, por amostra. O traço da foliação nas figuras abaixo é horizontal e o plano onde foram definidas as elipses através do método de Fry é próxima da seção XZ (paralelo à lineação de feldspato e perpendicular à foliação). Nas amostras P9 a P23 a orientação do eixo maior da elipse é levemente oblíqua comparado ao traço da foliação. Já os valores calculados da razão de deformação finita teve uma variação de 1,367 (amostra P9, mais distante à ZCSP) até 3,052, (P23, mais próxima à ZCSP).

O valor do ajuste da elipse calculada (linha vermelha) com respeito aos pontos que definem a elipse de deformação (Rms) possui valores entre 0,05 até 0,1, indicando que o dado obtido é robusto (Rms = 0 indica um ajuste perfeito).

As elipses de deformação são amostradas a seguir:



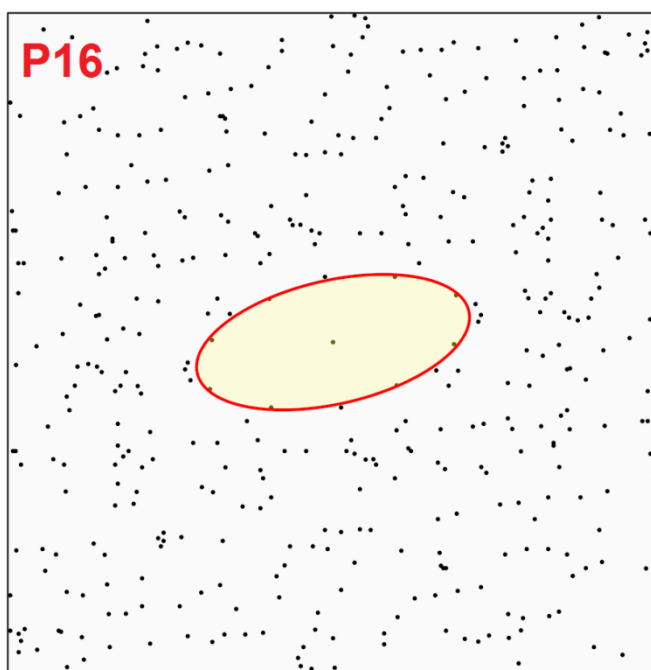
P15



$N = 167$
 $\phi = 166,58^\circ$

$Rms = 0,0596$
 $R = 1,572$

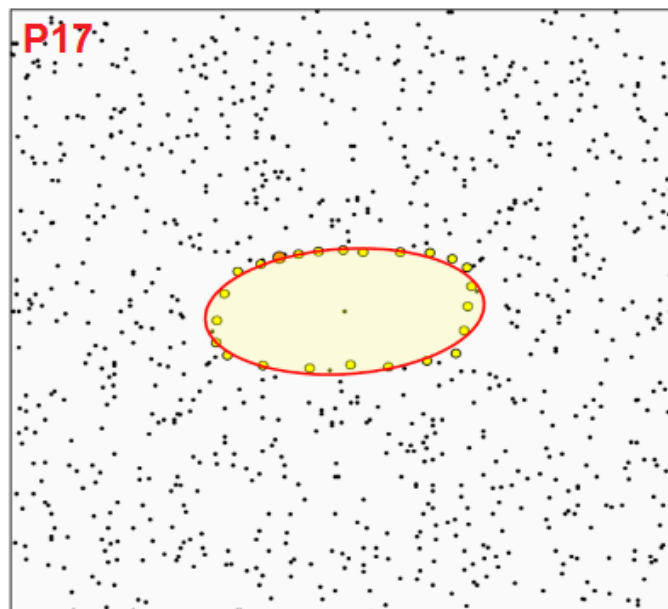
P16



$N = 92$
 $\phi = 167,31^\circ$

$Rms = 0,0927$
 $R = 2,281$

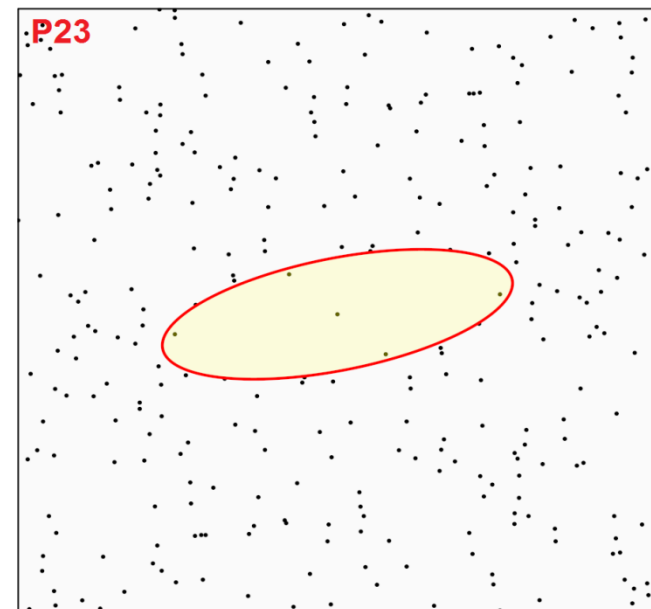
P17



$N = 181$
 $\phi = 175,75^\circ$

$Rms = 0,1220$
 $R = 2,019$

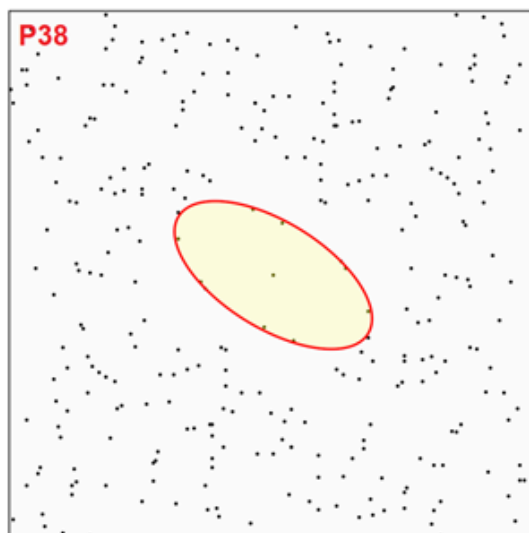
P23



$N = 165$
 $\phi = 168,22^\circ$

$Rms = 0,0888$
 $R = 3,052$

P38



$N = 85$
 $\phi = 31,73^\circ$

$Rms = 0,0637$
 $R = 2,101$

Figura 22. Elipses de deformação referente aos sítios P9, P12, P16A, P17, P23 e P38 obtidas através do Software *EllipseFit*. Observa-se que a orientação do eixo maior das elipses (maior deformação) é levemente oblíqua ao traço da foliação (horizontal), exceto para a amostra P38. Nota-se aumento de R para amostras mais próximas à ZCSP.

5.5. Análise de vorticidade

O número médio de vorticidade (*Means et al.* 1980) - quantidade média temporal de deformação - de objetos elípticos rígidos durante o cisalhamento simples é próximo a 1 ($W_m = 1$), sendo que os objetos rotacionam infinitamente. Com o aumento da contribuição do componente de cisalhamento puro, os porfiroclastos podem rotacionar de forma tanto sintética como antitética com respeito ao componente de cisalhamento simples, até que atinjam uma orientação estável. Portanto, a quantidade de cisalhamento puro aumenta quando o valor da vorticidade aproxima-se de zero.

A partir de estudos de modelamento numérico, Stahr & Law (2011) sugerem que a orientação de clastos oriundos de fluxos de cisalhamento submetidos a altas deformações possuem razão de forma similares, ou seja, mesma contribuição de cisalhamento simples quanto puro ($W_m \sim 0,71$). Tem-se, também, que em sistemas naturais a vorticidade do fluxo varia com a posição e o tempo (Fossen & Tikoff 1997, 1998; Jiang 1998).

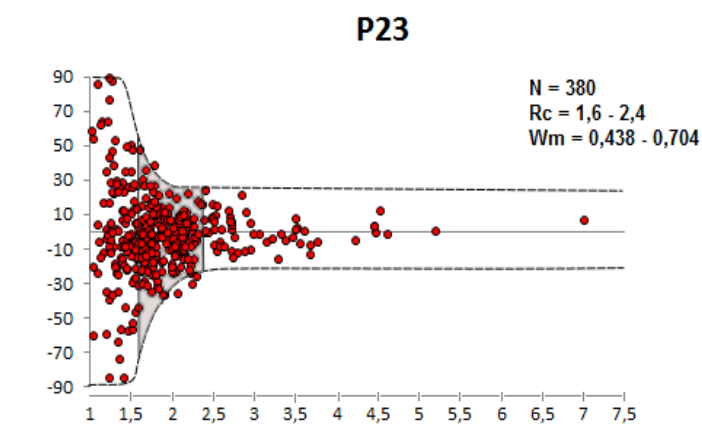
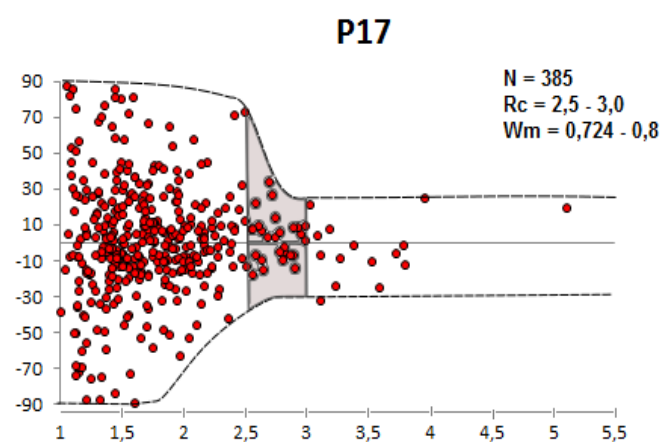
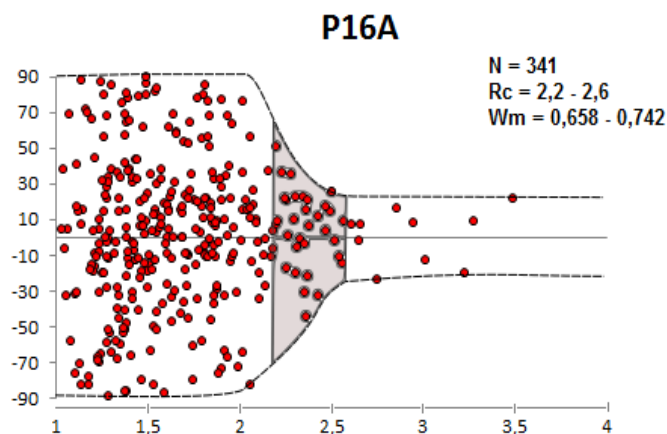
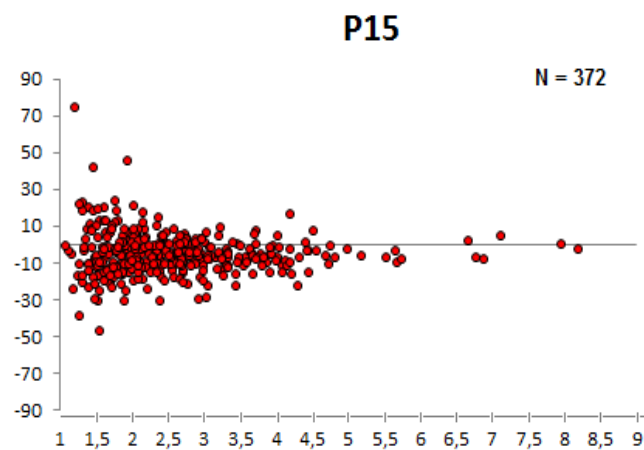
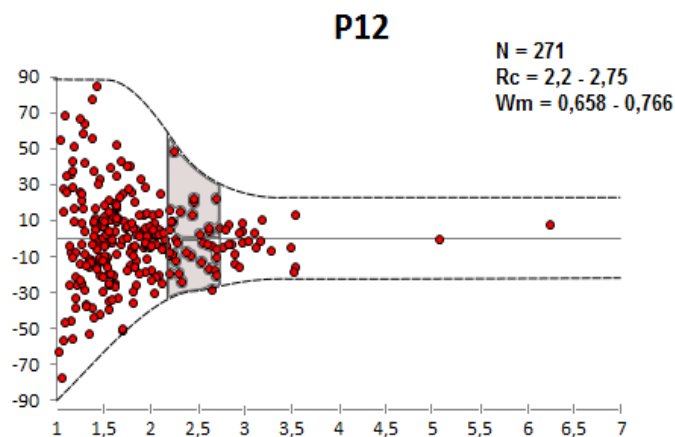
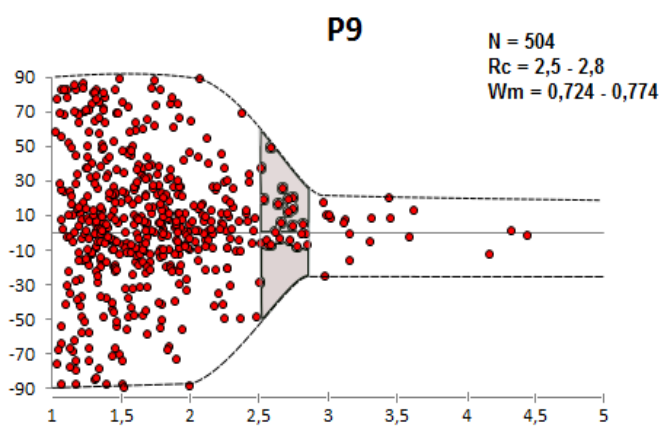
Os parâmetros R_c e W_m são diretamente proporcionais entre si, sendo assim, quanto maior o valor da razão de forma, maior será o número de vorticidade, seguido por um consequente aumento na quantidade de cisalhamento simples na deformação.

Analisando os gráficos de dispersão (Wallis, 1995) abaixo (Figura 23, exceto o da amostra P15) é possível observar que a estabilização dos porfiroclastos de feldspato em relação à foliação ocorre num intervalo de R_c entre 2 e 3 ($2 < R_c < 3$). Já para a amostra P15 não foi possível delimitar um intervalo, uma vez que possui uma alta densidade de grãos próximos a 0° , ângulo que corresponde ao traço da foliação. Uma possível explicação para isto pode ser devido à localização da amostra na ZCSP, onde os fenoclastos registrariam uma elevada deformação de forma que seus eixos longos estariam fortemente alinhados com a direção de estiramento finito.

As amostras referentes aos pontos P9, P12 e 17 foram as que apresentaram maior porcentagem de cisalhamento simples. Estes pontos localizam-se no batólito Quixeramobim a uma distância de aproximadamente 10,5 km, 4,5 km e 13,0 km da ZCSP, respectivamente. Já os pontos mais próximos da ZCSP possuem porcentagens menores de cisalhamento simples. Portanto, observa-se um padrão na quantidade de cisalhamento simples em relação à distância da rocha da ZCSP, sendo os pontos mais próximos possuidores de uma menor quantidade deste componente e consequentemente maior

cisalhamento puro, enquanto que pontos mais distantes, a exemplo o P17, possuem maiores porcentagens de cisalhamento simples, atingindo 60%.

Já as amostras que apresentaram menores porcentagens de cisalhamento simples e, portanto maior influência do componente de cisalhamento, puro foram as P23 e a P16. O P23 possui o menor valor (30%) de cisalhamento simples, embora tenha um intervalo grande de número de vorticidade, sendo W_m máximo = 0,7 (50% cisalhamento puro e simples) e W_m mínimo = 0,44 (69% de cisalhamento puro).



Razão da forma

Razão da forma

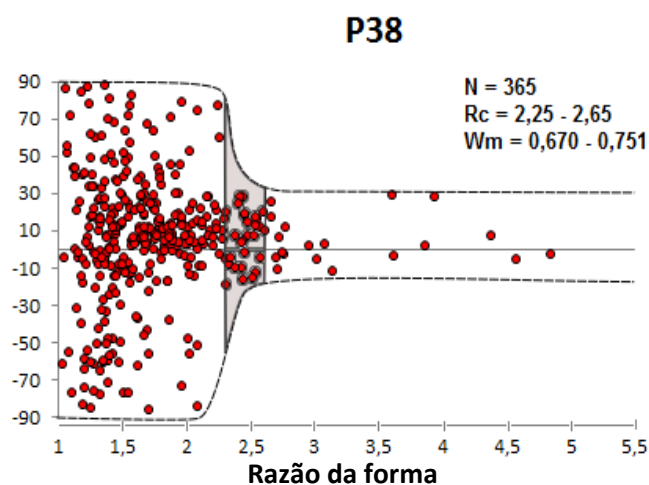


Figura 23. Gráficos de Wallis. Dados dos planos perpendiculares à foliação e paralelos à lineação. N representa o número de grãos medidos em cada amostra. R_c é a razão forma crítica dos porfiroclastos. Um intervalo de incerteza é considerado para cada amostra, delimitando um valor máximo e mínimo para este parâmetro/ R_c .

A partir dos valores máximos e mínimos de R_c , foi calculado o W_m e, posteriormente as porcentagens dos componentes de cisalhamento puro e simples (Tabela 1).

Tabela 1. Valores das razões de forma (R_c) máximas e mínimas e vorticidade (W_m) calculada dos pontos analisados.

Ponto	R_c mín	R_c máx	W_m (mín)	W_m (máx)
P9	2,5	2,8	0,724	0,774
P12	2,2	2,75	0,658	0,766
P16	2,2	2,6	0,658	0,742
P17	2,5	3	0,724	0,800
P23	1,6	2,4	0,438	0,704
P38	2,25	2,65	0,670	0,751

Quando os valores de W_m são plotados nos gráficos a seguir (Figura 24), tem-se a quantificação em porcentagem dos componentes de cisalhamento puro e simples atuantes na deformação da ZCSP (Tabela 2).

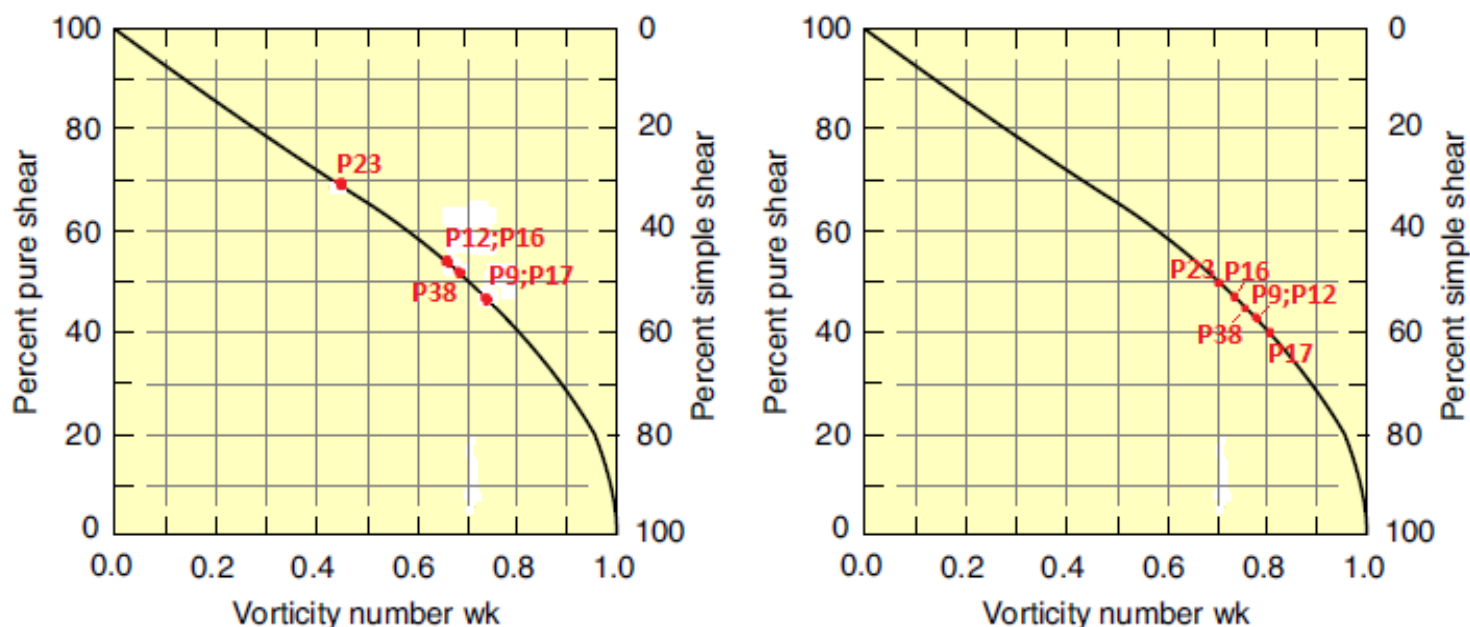


Figura 24. Gráficos da relação entre o número de vorticidade e os componentes de cisalhamento puro e simples para fluxos bidimensionais instantâneos (Law et al., 2004). À esquerda estão apresentadas as porcentagens referentes ao W_m mínimo, enquanto que o gráfico da direita representa a quantificação referente ao W_m máximo. As contribuições do cisalhamento simples e puro são iguais quando $W_k = 0,71$.

Tabela 2. Intervalos de valores de quantificadores (%) de cisalhamento puro e simples que influenciaram a deformação na fácies mega-cristal e porfírica do batólito Quixeramobim de acordo com o gráfico da figura 17.

Wm (mín)	Ponto	Cisalh. puro (%)	Cisalh. simples (%)
	P9	47	53
	P12	52	48
	P16	52	48
	P17	47	53
	P23	69	31
	P38	46	54
Wm (máx)	Ponto	Cisalh. puro (%)	Cisalh. simples (%)
	P9	42	58
	P12	42	58
	P16	47	53
	P17	40	60
	P23	50	50
	P38	45	55

Também, foram calculados os valores médios dos parâmetros Rc, Wm e as porcentagens de cisalhamento puro e simples referentes a todos os pontos estudados, como é mostrado na tabela 3 e na figura 25 a seguir:

Tabela 3. Valores médios de quantificadores de cisalhamento na deformação na fácies a mega-cristal e porfírica do batólito Quixeramobim de acordo com o gráfico da figura 18. Nota-se que os valores médios de cisalhamento puro e simples são similares no caso dos sítios P12, P16 e P38 (pontos próximos à ZCSP). Enquanto que os sítios P9 e P17 possuem valores discrepantes para os componentes de cisalhamento, indicando que em zonas mais distantes da ZCSP o componente de cisalhamento simples atingiu maiores proporções do que em regiões mais próximas a ela.

Point	Rc mín	Rc máx	Rc (valores médios)	Wm (valores médios)	Cis puro (valores médios) (%)	Cisalhamento simples (valores médios) (%)
P9	2,5	2,8	2,65	0,75	45,00	55,00
P12	2,2	2,75	2,475	0,72	48,00	52,00
P16	2,2	2,6	2,4	0,70	50,00	50,00
P17	2,5	3	2,75	0,77	43,00	57,00
P23	1,6	2,4	2	0,60	58,00	42,00
P38	2,25	2,65	2,45	0,71	48,00	52,00

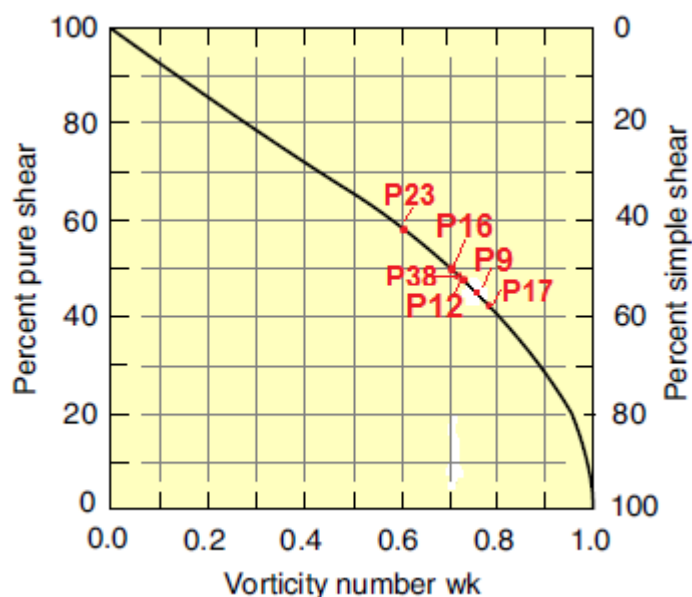


Figura 25. Gráfico da relação entre o W_m médio e os componentes de cisalhamento puro e simples para fluxos bidimensionais instantâneos (Law et al., 2004), ainda evidenciando maiores proporções de cisalhamento simples conforme a aumenta a distância da ZCSP, como é o caso dos sítios P9 e P17. As contribuições do cisalhamento simples e puro são iguais quando $W_k = 0,71$.

Analisando os intervalos de R_c e W_m , é possível observar uma variação entre 53% e 60% no componente de cisalhamento simples, sendo evidenciado também um componente de cisalhamento puro significativo. Já para o valor mínimo de R_c , o W_m fica entre 31% e 54%, havendo assim maior quantidade de cisalhamento puro para uma das amostras.

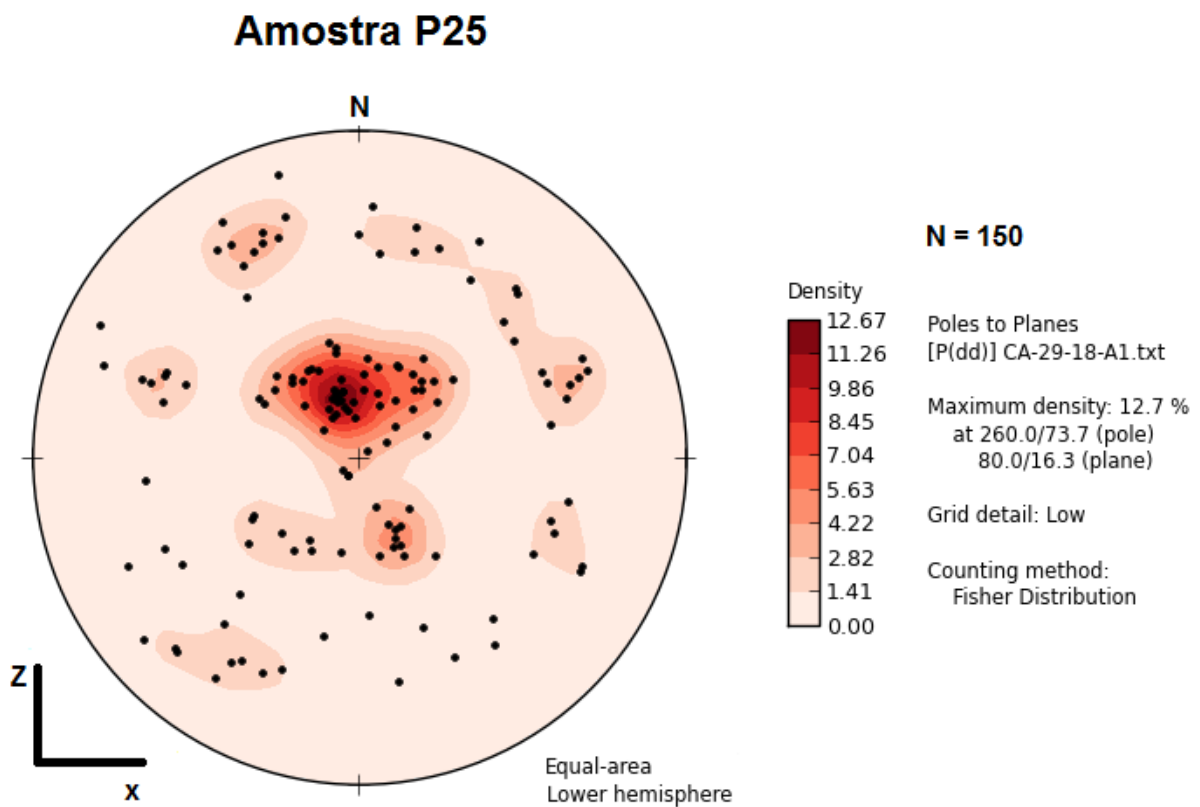
A partir do cálculo da média de R_c e de W_m ainda observa-se que os pontos mais próximos (P12, P16 e P8) e os mais distantes (P9 e P17) da ZCSP, sugerem respectivamente maior componente de cisalhamento simples nestes últimos pontos, enquanto que em suas proximidades o componente de cisalhamento puro é mais iminente. Em relação aos pontos mais próximos à ZCSP, somente o sítio P23 possui maior componente de cisalhamento simples em relação ao cisalhamento puro, enquanto que o P16 possui a mesma porcentagem (50%) para ambos componentes.

Portanto, através da análise da vorticidade nos fenocristais deformados do batólito Quixeramobim, observa-se que apesar de os valores de cisalhamento simples e puro serem aproximados (valores de W_m próximos a 0,71), ainda há a predominância do componente de cisalhamento simples na deformação da rocha. Este resultado pode ser associado aos critérios cinemáticos observados nos fenocristais de feldspato que são predominantemente dextrais em toda área analisada. Assim como o componente de cisalhamento puro é evidenciado em campo pela presença de indicadores cinemáticos dextrais e sinistrais num mesmo setor da rocha e, também microscopicamente, com grande quantidade de indicadores sinistrais nas seções delgadas.

5.6. Tramas de eixo-c de quartzo

As análises de tramas de eixo-c de quartzo foram efetuadas nas lâminas P25 e P37, situadas batólito Quixeramobim próximo à cidade de Quixeramobim e Senador Pompeu, respectivamente, através de um microscópio de Platina Universal do Instituto de Geociências/USP.

Os resultados baseiam-se em orientações cristalográficas dos eixos-[c] de quartzo plotados no hemisfério inferior de um estereograma de mesma área, a fim de que sejam estudadas suas variações espaciais, determinando padrões da trama de eixo-c do quartzo e, estimando assim as condições de temperatura (Figura 26).



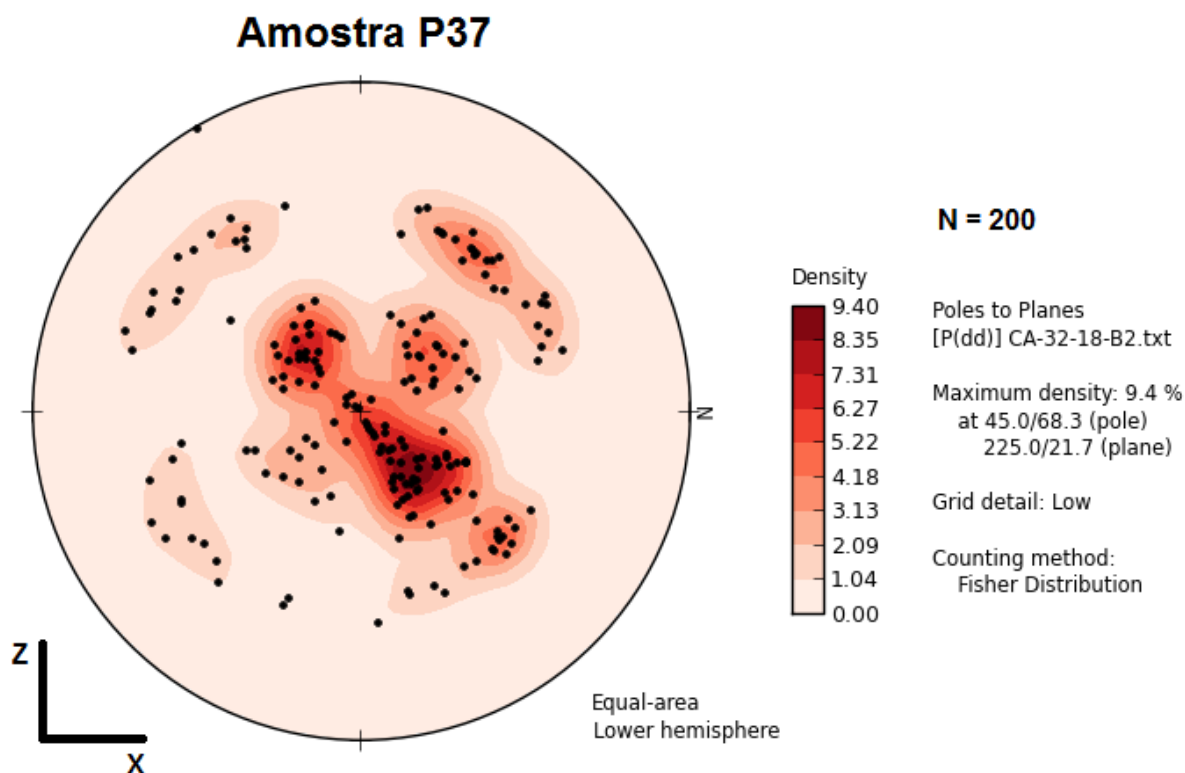


Figura 26. Padrões de contorno obtidas através de projeção estereográfica de tramas de eixo-[c] de quartzo em função da temperatura durante deformação não-coaxial. Há uma tendência dos planos de deslizamento ocorrer ao longo do eixo <a> prismático, indicando altas temperaturas.

Os resultados das tramas de eixo-[c] de quartzos obtidos indicam planos de deslizamento dos grãos de quartzo no eixo <a> prismático, o que se relaciona a condições de altas temperaturas (>500°C) (Tullis *et al.* 1973, Lister & Dornsiepen 1982, Burg *et al.* 1984, Schmid & Casey 1986 e Wenk *et al.* 1989). Nestas condições, as medidas de eixo-[c] de quartzo - contidos na foliação e perpendiculares à lineação -, se concentram em torno de Y (região central do estereograma).

Porém, salienta-se que o resultado apresenta limitações quanto à determinação quantitativa da temperatura. Para tal condição, o padrão adquirido é a centralização das concentrações máximas em torno de Y (ativação dos planos de deslizamento prismático <a>). Porém, para que a temperatura seja quantificada através do termômetro angular (Lister & Hobbs, 1980; Kruhl, 1998; Morgan and Law, 2004; Law *et al.*, 2014) e para que seja determinada a cinemática do cisalhamento é necessário que o estereograma possua guirlandas bem definidas.

6. INTERPRETAÇÃO E DISCUSSÃO DOS RESULTADOS

6.1. Análise macroscópica e microestrutural

As rochas estudadas neste projeto tratam-se de ortognaisses graníticos porfiroclásticos, protomilonitos e milonitos. Estas rochas estão alocadas conforme sua proximidade em relação às bordas (menor deformação) e ao centro da ZCSP (maior deformação). Apesar de predominar estruturas ígneas e orientação por fluxo magmático nas rochas localizadas nas bordas mais distais à zona de cisalhamento (orientação preferencial NE-SW, variando para N-S em algumas regiões), é possível ainda verificar estruturas indicativas de deformação dúctil, como indicadores cinemáticos tanto dextrais e sinistrais, fenocristais de feldspato com sombras de pressão, dobras em “S” e em “Z” e boudins de cisalhamento. Todas estas evidências sugerem que a colocação do granito se deu durante a atuação da ZCSP - sin-magmática -, tendo sido deformadas em estado magmático. Também é observada grande quantidade de veios quartzo-feldspáticos, indicando uma fase fluida na fase final de coloração destes plútons.

As análises microscópicas, feitas em amostras de milonitos, determinaram a cinemática e as texturas de recristalização dinâmica em grãos de quartzo, estimando assim o sistema de deslocamento e a temperatura de deformação a que as rochas foram submetidas. Para as amostras descritas foram caracterizadas zonas de rotação de subgrãos e migração de borda de grãos. Estas variações dependem da temperatura de transição e das taxas de deformação condicionadas. Porém, ambos os processos de recristalização dinâmica ocorrem em temperaturas mais altas ($410^{\circ}\text{C} < T < 520^{\circ}\text{C}$ para SGR e $T > 520^{\circ}\text{C}$ para GBM) (Faleiros et al, 2010).

As condições de temperatura também podem ser avaliadas pelas estruturas microscópicas e mesoscópicas em feldspato (porfiroclastos com estruturas do dominó) cuja transição entre o comportamento rúptil e dúctil situa-se em torno de 400°C (Passchier & Trouw 1996).

Por fim, foi observada a presença de um estágio de deformação anterior (S_{n-1}) e um posterior (S_{n+1}) à foliação principal S_n .

6.2. Método de Fry

As elipses de deformação obtidas pelo método de Fry são bidimensionais e refletem todos os mecanismos de deformação ocorridos nas rochas, podendo sofrer incrementos da deformação. O objetivo desta análise é obter uma magnitude da deformação através da razão (R) dos eixos de maior alongação (eixo a) e eixo de menor alongação (b), podendo

assim correlacionar cada elipse à sua localização em relação à ZCSP e analisar quais porções da rocha possui maior magnitude de deformação.

A partir dos resultados obtidos é possível afirmar que a magnitude de deformação dada por R aumenta das regiões mais distais até regiões centrais da ZCSP. Esta afirmação pode ser correlacionada às estruturas observadas em campo, como aumento da milonitização, ausência de orientação de cristais de feldspato por fluxo magmático e bandamentos mais bem definidos em direção à ZCSP.

6.3. Análise de vorticidade

Através das análises de vorticidade pelo método de porfiroclastos rígidos foi possível quantificar a deformação de cisalhamento puro e simples na ZCSP. Os dados obtidos sugerem maiores porcentagens de cisalhamento simples em relação ao puro nas bordas mais afastadas do batólito Quixeramobim, enquanto que regiões mais proximais à ZCSP os resultados sugerem menores porcentagens de cisalhamento simples e/ou quantidades similares para ambos os componentes, dependendo da amostra. Também se observa que os valores dos componentes são similares, possuindo valores de W_m próximos a 0,71, o que indica mesma proporção de cisalhamento simples e puro. Segundo Stahr & Law (2011), zonas de cisalhamento que se deformam de médias a altas temperaturas (de 500°C a valores acima de 520°C) tendem a formar porfiroclastos com razões de forma similares, o que pode explicar a pouca variação dos componentes de cisalhamento puro e simples.

Apesar dos resultados apresentarem maior quantidade de cisalhamento simples em regiões mais distantes à ZCSP, os intervalos de R_c e W_m são similares entre os sítios estudados, apresentando o mesmo erro associado ao resultado, exceto para o P23. Sendo assim, esta distribuição dos componentes puro e simples apresentada não pode ser afirmada neste momento, sendo necessário um estudo mais elaborado e com maiores quantidades de análises estruturais relacionadas à quantificação de deformação. Esta incerteza associada ao resultado obtido pode se dar devido à deformação no estado sólido, aos três estágios de deformação que foram descritos através da análise microestrutural ou, até mesmo devido a uma maior quantidade de compressão nos estágios finais de deformação, aumentando o componente de cisalhamento puro nas porções centrais da ZCSP.

6.4. Tramas de eixo-[c] de quartzo

Através das análises de trama de eixo-[c] de quartzo foi possível estimar a temperatura de deformação dúctil maior que 520°C para a ZCSP. Esta informação é

interpretada a partir do estereograma com máximas concentrações de eixos em torno de Y, indicando ativação do plano de deslizamento prismático <a>.

Devido a esta tendência do estereograma para temperaturas altas, por vezes não são formadas guirlandas bem definidas, limitando o resultado à análise qualitativa da temperatura. Para uma análise quantitativa, são necessárias guirlandas bem definidas para que seja calculada sua abertura angular, a partir da qual a temperatura pode ser mais bem definida.

Apesar de não ser possível correlacionar a cinemática de cisalhamento com as tramas de eixo-[c] e a predominância de componente dextral em detrimento de sinistral em campo, é possível correlacionar as estimativas de temperatura com texturas de recristalização dinâmica de quartzo, que indicam transição de 410°C a temperaturas maiores que 520°C.

Salienta-se que as tramas podem ser influenciadas por vários fatores, como: à quantidade de micas e minerais agregados na rocha (Menegon et al., 2008), que pode influenciar na orientação dos eixos-[c] de quartzo durante a deformação/recristalização; atividade de água (Lister & Dornsiepen, 1982; Joy & Saha, 2000; Morgan & Law, 2004; Kolb et al., 2005); tramas herdadas de processos anteriores (Toy et al., 2008); orientação original dos eixos-[c] de quartzo.

7. CONSIDERAÇÕES FINAIS

O presente trabalho teve como objetivo a quantificação da deformação e cinemática nas rochas deformadas pela ZCSP. Para isto, foi realizado um trabalho de campo com duração de sete dias, a fim de se coletar dados estruturais e amostras dos sítios para observações estruturais relacionadas à deformação dúctil. Também, foram realizadas análises de vorticidade, caracterização da deformação finita através do método de Fry, tramas de eixo-[c] de quartzo e análises microscópicas. Esta última foi realizada em amostras de milonitos, a fim de se determinar a cinemática e as texturas de recristalização dinâmica em grãos de quartzo. Por fim, estes dados foram comparados e relacionados aos resultados de vorticidade e de tramas de eixo [c] de quartzo.

A ZCSP possui direção NE-SW e é acomodada por movimentos sinistrais e dextrais, com predominância deste último. A principal foliação dos milonitos e granitos deformados é vertical, com oscilações para 70°-80° em alguns afloramentos. Já a lineação de estiramento de quartzo orienta-se E-W e seu mergulho é aproximadamente horizontal, com caimento de baixo ângulo variando tanto para NE como para SW. Observações de campo, como porfiroclastos de feldspato com sombras de pressão, dobras em “S” e em “Z” e boudins de cisalhamento evidenciam que a milonitização é sin-cinemática à colocação do batólito.

Texturas de recristalização dinâmica em grãos de quartzo – rotação de subgrãos e migração de borda de grãos – indicam transição de temperatura acima de 400°C até temperaturas acima 520°C. Cristais de hornblenda em equilíbrio com biotita também indicam condições de deformação em fácies anfibolito. Por fim, através das tramas de eixo-[c] de quartzo foi possível estimar o mesmo intervalo de condições de temperatura observadas nos métodos já citados (>520°C), a partir de concentrações de eixos [c] em torno de Y e que definem deslizamento prismático no eixo <a> dos grãos de quartzo.

Já a cinemática do processo de deformação foi definida através de observações de campo correlacionadas às microestruturas descritas em seções delgadas, através de indicadores cinemáticos dextrais e sinistrais e dobras em “Z” e em “S”. A partir das análises de vorticidade, observa-se que apesar de os valores de cisalhamento simples e puro serem aproximados (valores de W_m próximos a 0,71), ainda há a predominância do componente de cisalhamento simples na deformação como indicado pela persistência da cinemática dextral nos afloramentos estudados. O componente de cisalhamento puro, por sua vez, é evidenciado pela presença de indicadores cinemáticos dextrais e sinistrais num mesmo setor da rocha.

Os resultados de vorticidade através dos intervalos de valores de R_c apontam para uma maior quantidade de cisalhamento simples nas partes mais distais da ZCSP (~12-16km), quando comparado aos resultados de regiões mais próximas à zona de cisalhamento. Isto poderia ser explicado por a uma maior componente de compressão nos estágios finais de deformação, aumentando o componente de cisalhamento puro nas porções centrais da ZCSP. Porém, como os erros associados ao valor médio de R_c nos afloramentos investigados se superpõe de uma amostra a outra, essas conclusões com base apenas no método de porfiroclastos rígidos requerem estudos adicionais.

8. REFERÊNCIA BIBLIOGRÁFICAS

- Amaro V., Jardim de Sá E.F., Vauchez A. (1991). Foto-análise preliminar dos lineamentos brasileiros da porção central da Província Borborema. *Simpósio de Geologia do Nordeste*, pp. 306-309. Recife: SBG/NE.
- Almeida, A. R. (1995). *Petrologia e aspectos tectônicos do Complexo Granítico Quixadá-Quixeramobim, CE*. Tese (Doutorado). São Paulo: Instituto de Geociências, USP.
- Burg J. P., Brunel M., Gapais D., Chen G.M. Liu G.H. (1984). Deformation of Leucogranite of crystalline Main central sheet in southern Tibet (China). *Journal of Structural Geology*, (6) 535-542.
- Caby, R., Arthaud, M. H. (1986). Major Precambrian nappes of Brazilian Belt. Ceará, Northeast Brazil. *Geology*, 14, 871-874.
- Cavalcante, J. C. (1999). *Limites e evolução do Sistema Jaguaribeano, Província Borborema, Nordeste do Brasil*. Dissertação (Mestrado). Natal: Centro de Ciências Exatas e da Terra, UFRN.

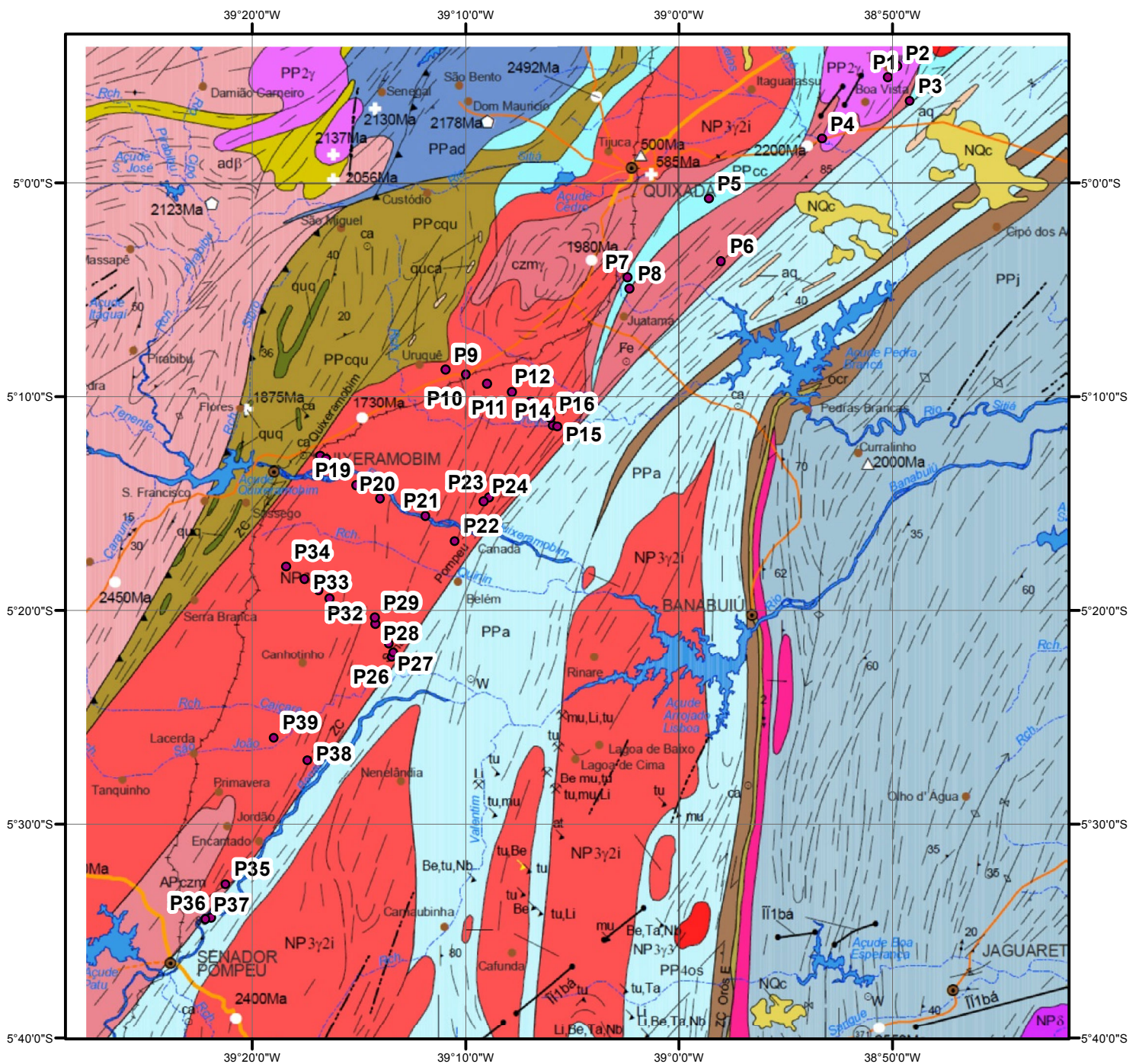
- Castro, D. L., Branco, R. M. G. C., Martins, G., Castro, N. A. (2002). Radiometric, magnetic, and gravity study of the Quixadá batholith, central Ceará domain (NE Brazil): evidence for Pan-African/Brasiliano extension-controlled emplacement. *Journal of South American Earth Sciences*, 15(5), 543-551.
- Cavalcante, A. S. A. (2006). *Evolução termocronológica do sistema de falhas Senador Pompeu, CE*. Dissertação (mestrado). Natal: Centro de Ciências Exatas e da Terra, UFRN.
- Ebert, H., & Claro, R. (1970). The Precambrian geology of the "Borborema"-Belt (States of Paraíba and Rio Grande do Norte; northeastern Brazil) and the origin of its mineral provinces. *Geologische Rundschau*, 59(3), 1292-1326.
- Fiori A.P. 1997. Introdução à análise da deformação. Ed. UFPr, 249 pp., Curitiba.
- Fry, N. (1979). Random point distributions and strain measurement in rocks. *Tectonophysics* 60, 89-105.
- Fetter A.H., Santos T.J.S., Van Schmus W.R., Hackspacher P.C., Brito Neves B.B., Arthaud M.H., Nogueira Neto J.A., Wernicka E. (2003). Evidence for Neoproterozoic continental arc magmatism in the Santa Quitéria Batholith of Ceará State, NW Borborema Province, NE Brazil: Implications for the assembly of West Gondwana. *Gondwana Research*, 6(2):265-273.
- FOSSON, H. & TIKOFF, B. 1997. Forward modeling of nonsteady-state deformations and the 'minimum strain path'. *Journal of Structural Geology*, 19, 987-996.
- Ghosh, S. K., Ramberg, H. (1976). Reorientation of inclusions by combination of pure shear and simple shear. *Tectonophysics*, 34(1), 1-70.
- Kirschner, D., Teyssier, C. (1991). Quartz c- axis fabric differences between porphyroclasts and recrystallized grains. *Journal of Structure Geology*, 13, 105-109.
- Launeau, P., Robin, P.Y.F., 2003. SPO (software).
- Lister G.S. & Hobbs B.E. (1980). The simulation of fabric development during plastic deformation and its application to quartzite: The influence of deformation history. *Journal of Structural Geology*, 2:289-279.
- Lister, G.S., Dornsiepen U.F. (1982). Fabric transitions in the Saxony Granulite Terrain. *Journal of Structural Geology*, (4), 81-92.
- Law, RD & Searle, M & Simpson, RL. (2004). Strain, deformation temperatures and vorticity of flow at the top of the Greater Himalayan Slab, Everest Massif, Tibet. *Journal of the Geological Society*, 161. 305-320.
- Law, R. D. (2014). Deformation thermometry based on quartz c-axis fabrics and recrystallization microstructures: A review: *Journal of Structural Geology* (66), 129-161
- McKenzie, D. (1979), Finite deformation during fluid flow. *Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society*, 58: 689-715
- Means, W. D., Hobbs, B. E., Lister, G. S., Williams, P. F. (1980). Vorticity and non-coaxiality in progressive deformations. *Journal of Structural Geology*, Amsterdam, 9(3), 371-378.
- Passchier, C. W. (1987). Stable positions of rigid objects in non-coaxial flow e a study in vorticity analysis. *Journal of Structural Geology*, Amsterdam, 9 (5-6), 679-690.
- Passchier C.W., Trouw R.A.J. (1996). *Microtectonics*. New York, Springer, 289p

- Rodrigues, S. W. O., Archanjo, C. J. (2008). Microestruturas e tramas de eixo C de quartzo em milonitos do Sistema de Cisalhamento Campina Grande (PB), Província Borborema. *Revista Brasileira de Geociências*, 38(2), 392-405.
- Ramsay J.G. 1967. Folding and fracturing rocks. McGraw Hill Book Co., 327 pp, N. York.
- Schmid, Stefan & Casey, M. (1986). Complete fabric analysis of some commonly observed quartz C-Axis patterns. Mineral and Rock Deformation: Laboratory Studies, AGU Geophysical Monographs. 36. 263-286.
- Silva, H. E. (1989). Alguns aspectos petrológicos geoquímicos do Batólito de Quixadá (CE). *Revista Brasileira de Geociências*, 19(1), 101-107.
- Simpson, Carol & De Paor, Declan. (1997). Practical analysis of general shear zones using the porphyroclast hyperbolic distribution method: An example from the Scandinavian Caledonides. Evolution of geological structures in micro-to macro-scales. 169-184.
- Sartori, J. E (2012). *Análise de vorticidade e microestruturas da Zona de Cisalhamento Caucaia (SP)*. Dissertação (Mestrado). São Paulo: Instituto de Geociências, USP.
- Schmid, S. M. and Casey, M. (2013). Complete Fabric Analysis of Some Commonly Observed Quartz C-Axis Patterns. In Mineral and Rock Deformation (eds B. Hobbs and H. Heard).
- Silveira C., Juni & Knauer, Luiz & Diniz da Costa, Ricardo & Piuzana, Danielle & Magalhães, Joana. (2013). A análise da deformação finita em rochas metassedimentares da região da Serra da Matriculada, Município de Datas (MG), Serra do Espinhaço Meridional. *Revista Geonomos*. 16(1).
- Stahr, D. W., Law, R. D., 2011. Effect of finite strain on clast-based vorticity gauges. *Journal of Structural Geology* 33, 1178-1192.
- Stilnitz, H., Fitz Gerald, J.D., 1993. Deformation of granitoids at low metamorphic grade. II: Granular flow in albite-rich mylonites. *Tectonophysics* 221, 299-324.
- Stipp, M., Stunitz, 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, 1861-1884.
- Truesdell, C. (1953). The physical component of vectors and tensors. *ZAMM - Journal of Applied Mathematics and Mechanics*, 33, 345-356.
- Turner F.J., Weiss L.E. (1963). Structural analysis of metamorphic tectonites. New York, McGraw Hill, 545p.
- Tullis, J. & M. Christie, Jhon & T. Griggs, D. (1973). Microstructures and Preferred Orientations of Experimentally Deformed Quartzites. *Geological Society of America Bulletin* - v. 84, 297-314.
- Torquato, R. F. J., Almeida, A. R., Sidrim, A. C. G., Maranhão, C. M. L, Parente, C .V., Neto, A. N., Filho, J. F. A., Souza, J. V., Souza, M. J. N., Arthaud, M. H. (1989). Granitóides de Quixadá e Solonópole. *Revista de Geologia UFC*, v 2.
- Vauchez, A., Never, S., Caby, R., Corsini, M.; Egydio-Silva, M., Arthaud, M., Amaro, V. (1995). The Borborema shear zone system, NE Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, 8(3-4), 247-266.
- Vollmer, F. W., 2018. EllipseFit: Strain and Fabric Analysis Software User Manual. Retrieved from <http://www.frederickvollmer.com/ellipsefit/>.

- Wallis, S. R.; Platt, J. P.; Knott, S. D. (1993). Recognition of syn-convergence extension in accretionary wedges with examples from the Calabrian arc and the eastern Alps. *American Journal of Science*, v. 293, p. 463-495, 1993.
- Wenk H.-R., Canova G., Molinari A., Kocks U.F. (1989). Viscoplastic modeling of texture development in quartzite. *Journal of Geophysical Research*, (94) 17895-17906.
- Xypolias, P. (2010). Vorticity analysis in shear zones: a review of methods and applications. *Journal of Structural Geology*, Amsterdam, 32(12), p. 2072-2092.

ANEXO 01

Mapa Geológico da Área de Estudo



Retirado de Mapa Geológico do Estado do Ceará (2003)

Sistemas de Coordenadas Geográficas

Datum Horizontal: WGS84



0 5 10 20 30 Km

1:500.000

UNIDADES LITOESTRATIGRÁFICAS

NQc

Coberturas sedimentares de espreamento aluvial (inclui capeamentos de planaltos e coluviões holocênicos): sedimentos argilo-arenosos e areno-argilosos, de tons alaranjado, avermelhado e amarelado; apresentam-se, em certos locais, cascalhosos e lateralizados na base (geralmente o cimento é argiloso e ferruginoso) / fluvial.

K2apa

Formação Açú: arenitos cinzentos e avermelhados, de granulação fina a média localmente conglomeráticos, interestratificados com siltitos cinzentos (com variações amarronzadas, avermelhadas e esbranquiçadas), calcíferos ou não e folhetos cinza-escuros e amarronzados (ocasionais intercalações de argilitos avermelhados e verde-escuros e lentes de calcários no topo) / marinho litorâneo e fluvial com esporádicos ingressos marinhos.

NP3 γ 2i

Suíte Granitóide Itaporanga: granitos e granodioritos de granulação grossa e porfiríticos, à biotita +/- antiólio, associados a dioritos e fases intermediárias de misturas; monzogranitos subordinados.

NP γ o

Ortognaisses facoidais, cinzentos e nacarados, de composição granítica dominante.

NP δ

Dioritos associados a fácies gabróicas e, subordinadamente, granitóides.

NP γ

Granitóides diversos: biotita-granitos, monzogranitos, sienitos, quartzomonzonitos e granitos porfiríticos, em parte somados num mesmo espaço cartografado. NP - γ - granitóides de cronologia NP duvidosa.

PPj

Complexo Jaguaretama: ortognaisses migmatizados, composição entre granito e tonalito, coparagnaisses, antiólios, quartzitos, metaultramáficas e rochas calcissilicáticas (PPjgn – segmento com importante participação desses metamorfitos de derivação sedimentar, incluindo lentes de metacalcários (jca).

PP4sd

Suíte Granitóide Serra do Deserto (PP4sd - em situação duvidosa): augernortognaisses graníticos, à biotita +/- hornblenda, servindo de encaixantes para corpos de tonalitos ou quartzodioritos e sienogranitos gnaissificados.

PP4oc

Formação Campo Alegre: metarriolitos (ocr), por vezes associados a metarriodacitos e/ou dacitos e/ou metatufos ácidos, ou metassedimentos e metabasaltos-metandesitos (ocb).

PPcqu

Unidade Quixeramobim: paragnaisses e micaxistos aluminosos; níveis subordinados de quartzitos (quq), metacalcários (quca) e rochas calcissilicáticas.

PPa

Unidade Acopiara: paragnaisses e ortognaisses; parcialmente migmatíticos, incluindo, subordinadamente, micaxistos grafíticos, anfíbolitos, rochas calcissilicáticas (aca), por vezes scheelitíferas, metaultramáficas e quartzitos (aq); Ppag – segmento com participação de ortognaisses graníticos e tonalíticos, de tonalidades cinzentas cortados por diques de rochas básicas metamorfizadas.

PPad

Unidade Algodões: paragnaisses diversos, em parte de protólito arcoseano, metabasaltos, anfíbolitos, metaultramáficas e formações ferríferas, por vezes associados a sheets e dique de ortognaisses leucocráticos e mesotipos; adb – anfíbolitos e/ou anfíbólio gnaisses associados, em parte, a gnaisses dioríticos e metaultramafitos.

APczm

Unidade Mombaça: ortognaisses granodioríticos, granílicos e tonalíticos, geralmente cinzentos, e migmatitos, dominando sobre anfíbolitos, metagabros, metaultramáficas, chamockitos (raros), metacalcários e rochas calcussilicáticas (czm – segmento com importante participação de ortognaisses granodioríticos paleoproterozóicos).

GEOLOGICAS		CONVENÇÕES	
	Contato		Antiforma
	Falha normal		Antiforma mergulhante
	Fratura		Antiforma revirada
	Zona de cisalhamento ou falha indiscriminada, tracejada onde duvidosa		Sinforma
	Zona de cisalhamento (ZC) contraccional		Sinforma mergulhante
	Zona de cisalhamento transcorrente contraccional		Sinforma duplamente mergulhante
	Zona de cisalhamento transcorrente à direita		Sinforma revirada
	Zona de cisalhamento transcorrente à esquerda		Foliação com mergulho indicado
GEOGRÁFICAS			Foliação com mergulho medido
	Vila e povoado		Foliação vertical
	Sede municipal		Lineação mineral ou de estiramento com caimento indicado
	Capital		Lineação mineral ou de estiramento com caimento medido
	Limite Interestadual		Dique e Sill
	Linha de costa		Lineamentos estruturais
	Porto e Aeroporto		Rodovia federal pavimentada
			Rodovia federal implantada
			Rodovia estadual pavimentada
			Rodovia estadual implantada
			Rodovia municipal pavimentada
			Rodovia municipal leito natural
			Ferrovia
			Rio e riacho intermitentes
			Açude, barragem, lago, lagoa,
			Rio perenizado
			Isóbata

GEOCRONOLOGIA

	K_Ar		Pb_Pb		Sm_Nd		U_Pb e Sm_Nd
	Rb_Sr		SHRIMP		U_Pb		

RECURSOS MINERAIS

STATUS DAS MINERALIZAÇÕES

	Ocorrência		Garimpo ativo		Mina ativa
			Garimpo inativo		Mina inativa

SUBSTÂNCIAS MINERAIS

Ag - prata; ag - argila; am - amianto; at - ametista; Au - ouro; ba - barita; Be - berilo; ca - calcário; ci - cianita; cm - caulim; Cr - cromo; Cu - cobre; dt - diatomito; F - flúor; fd - feldspato; Fe - ferro; gf - grafita; gp - gipsita; gr - granada; Li - lítio; mg - magnesita; Mn - manganês; mu - muscovita; Nb - nióbio; Ni - níquel; P - fósforo; pb - chumbo; qz - quartzo; ro - rocha ornamental; ru - rutilo; Sn - estanho; Sr - estrôncio; Ta - tântalo; Ti - titânio; tl - talco; tu - turmalina; U - urânio; Va - vanádio; vm - vermiculita; W - tungstênio; Zn - zinco.