

UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

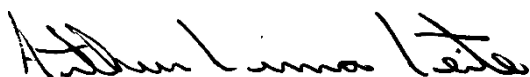
**CARACTERIZAÇÃO GEOLÓGICA E CINEMÁTICA DA PORÇÃO NORDESTE DA ZONA
DE CISALHAMENTO PERIMBÓ - SANTA CATARINA: IMPLICAÇÕES TECTÔNICAS**

MONOGRAFIA – TRABALHO DE FORMATURA

TF 19/05

Estudante: Arthur Lima Leite

Orientador: Profº Dr. Miguel Angelo
Stipp Basei



Assinatura do estudante



Assinatura do orientador

SÃO PAULO

2019

AGRADECIMENTOS

Agradeço a Deus por toda energia, oportunidade de trabalho e aprendizado.

Agradeço à USP por me proporcionar uma formação que me permite vislumbrar bons caminhos para o futuro.

Agradeço à FAPESP pelo apoio ao projeto de Iniciação Científica a partir do qual este Trabalho de Formatura se originou.

Agradeço ao meu orientador, Professor Miguel Basei, por me dar a oportunidade de vivenciar experiências que despertaram em mim o potencial para a pesquisa científica acadêmica.

Agradeço ao Mathias, que aceitou a tarefa de ser meu coorientador, me ajudando e guiando em inúmeras ocasiões.

Agradeço aos meus amigos, que ao longo da graduação me ajudaram a encarar os desafios com mais leveza. Fífis, vocês estão aqui!

Agradeço em especial à Geovana, por todos os momentos de monitoria particular, trabalhos realizados em conjunto, e por toda amizade e carinho que desenvolvemos ao longo destes anos de graduação.

Por fim, agradeço à minha família. Por todo o estímulo que me deu no sentido de me formar enquanto pessoa íntegra. Por esperar sempre o melhor de mim, acreditando no meu potencial enquanto ser humano. Mãe, pai, Ro e Ma, sou melhor com vocês.

RESUMO

A região de estudo localiza-se no limite entre os Domínios Central e Externo do Cinturão Dom Feliciano, no estado de Santa Catarina, entre os municípios de Gaspar e Penha. Mapeamento em semi-detalhe de trabalhos prévios permitiu identificar uma estrutura de relevância regional, a Zona de Cisalhamento Perimbó (ZCP). Ela faz o contato tectônico do Domínio Central com o Domínio Externo, sendo o primeiro composto pelo Grupo Brusque e pelo Granito Valsungana, e o segundo formado pelos embasamentos Complexo São Miguel e Complexo Luís Alves, com o Grupo Itajaí repousado discordantemente sobre ambos. Também ocorre o Granito Parapente como unidade, situado no contato entre os domínios, restrito à zona de falha. A ZCP foi definida pela ocorrência sistemática de rochas miloníticas, que variam de protomilonitos à ultramilonitos, sendo os seus principais protólitos o Granito Parapente e os gnaisses bandados do Complexo São Miguel. Ao longo de sua extensão a ZCP tem espessura aparente média de 3 km. Dentro da área trabalhada a ZCP pode ser dividida em duas porções de acordo com as atitudes dos seus componentes estruturais, Porções Central e Nordeste. A Porção Central se estende das cidades de Gaspar à Ilhota, possui orientação aproximada de N60°E/80°SE, com lineação de estiramento caindo subverticalmente para SE, *downdip*, apresentando movimentação de cavalgamento com componente horizontal dextral. Já a Porção Nordeste, na região de Penha, a zona de falha apresenta foliação de atitude N40°E/70°NW, com Ln em S51°W/52° e fluxo cinemático sinistral em movimentação normal. Como a movimentação relativa entre os blocos mostra relações divergentes entre as porções, os seus registros não podem ser associados diretamente, o que a evidencia a variação do regime de esforços ao longo da história da falha. As análises de condições de deformação da falha através de petrografia e EBSD, apontam que a foliação milonítica provavelmente se formou em temperaturas altas, mas sofreu intenso retrometamorfismo de Fácies Xisto Verde, em temperaturas que se mantiveram principalmente entre 410 e 520 °C. De acordo com a literatura, o controle geocronológico da ZCP prende-se a dois conjuntos de rochas, de idades distintas. O primeiro apresenta idade de 843 Ma, relativo ao Granito Parapente, e seria representativo da idade máxima para o desenvolvimento da zona de falha em condições dúcteis com temperaturas mais elevadas. O segundo conjunto de idades é cerca de 200 Ma mais novo, e corresponde ao evento onde a falha, representada pela Porção Central, teria atuado como cavalgamento, colocando o Grupo Brusque sobre as unidades da Domínio Externo, incluindo o Grupo Itajaí e seu embasamento. No entanto, a ordem de ocorrência dos eventos ainda não é bem entendida, pois fica em aberto se este cavalgamento foi antes ou depois do desenvolvimento da cinemática vista na Porção Nordeste da ZCP.

ABSTRACT

The study region is located at the border between the Dom Feliciano's Central and External Domains, in the state of Santa Catarina, between the municipalities of Gaspar and Penha. Semi-detailed mapping of previous work allowed us to identify a regionally relevant structure, the Perimbó Shear Zone (PCZ). It makes the tectonic contact of the Central Domain with the External Domain, the first consisting of the Brusque Group and the Valsungana Granite, and the second formed by the São Miguel Complex and Luís Alves Complex basements, with the Itajaí Group resting discordantly on both. Parapente Granite also occurs as a unit, located in the contact between domains, restricted to the fault zone. The PCZ was defined by the systematic occurrence of mylonitic rocks, ranging from protomylonites to ultramylonites, with the main protoliths being Parapente Granite and banded gneisses of the São Miguel Complex. Along its length the PCZ has an average apparent thickness of 3 km. Within the worked area the PCZ can be divided into two parts according to the attitudes of its structural components, Central and Northeast. The Central Portion extends from the cities of Gaspar to the Ihota, it has an approximate orientation of $N60^{\circ} E / 80^{\circ} SE$, with stretch lineation plunging subvertically to SE, downdip, presenting a dextral horizontal component, acting in a reverse movement. In the Northeast Portion, in the region of Penha, the fault zone presents attitude foliation of $N40^{\circ} E / 70^{\circ} NW$, with L_n at $S51^{\circ} W / 52^{\circ}$ and sinistral kinematic flow in normal movement. As the relative movement between the blocks shows divergent relationships between the portions, their records cannot be directly associated, which shows the variation of the stress regime throughout the fault history. Assessment of the fault deformation conditions by petrography and EBSD indicate that mylonitic foliation probably formed at high temperatures, but suffered intense retrometamorphism of Greenschist Facies, at temperatures that were mainly between 410 and 520 ° C. According to the literature, the geochronological control of the PCZ is related to two sets of rocks of different ages. The former is 843 Ma, relative to Parapente Granite, and would be representative of the maximum age for the development of the fault zone under ductile conditions at higher temperatures. The second set of ages is about 200 Ma younger, and corresponds to the event where the fault, represented by the Central Portion, would have acted as a reverse fault, placing the Brusque Group over the Extern Domain units, including the Itajaí Group and its basement. However, the order of occurrence of events is not yet well understood, as it remains open whether this reverse movement was before or after the development of the kinematics seen in the Northeast Portion of the PCZ.

SUMÁRIO

1. INTRODUÇÃO.....	1
2. METAS E OBJETIVOS	2
3. TRABALHOS PRÉVIOS	2
3.1 Complexo São Miguel.....	4
3.2 Granito Parapente.....	5
4. MATERIAIS E MÉTODOS	5
4.1 Procedimentos com GIS (<i>Global Information System</i>).....	5
4.2 Trabalho de campo e coleta de amostras.....	5
4.3 Petrografia.....	6
4.4 Análise da CPO em quartzo	7
4.4.1 A geometria, simetria e sistema de deslizamento da trama de eixos-c em quartzo	9
4.4.2 Ângulo de abertura (OA)	11
4.5 Recristalização dinâmica	12
4.6 Geocronologia	13
4.6.1 Decaimento e datação pelo sistema U-Th-Pb.....	13
4.6.2 Preparação de amostras e datação por LA-ICP MS.....	16
5. RESULTADOS	18
5.1 Macroestrutura	18
5.2 Geologia de campo e estruturas mesoscópicas	20
5.3 Microestruturas e termometria através da petrografia	23
5.4 Análise EBSD.....	29
5.5 Datação com U-Pb em zircão	33
5.5.1 Amostras	33
5.5.2 Resultados U-Pb	36
6. INTERPRETAÇÃO E DISCUSSÃO DOS RESULTADOS.....	37
7. CONCLUSÕES.....	41
8. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS.....	42
9. APÊNDICES	45

1. INTRODUÇÃO

As zonas de cisalhamento são áreas onde a deformação concentra-se preferencialmente numa faixa de rochas. Assim, num modelo tridimensional seriam representadas como corpos tabulares alongados com dimensões variáveis, vistas como lineamentos em mapas. A concentração da deformação expressa-se em função do ângulo do esforço principal (σ_1) com o plano de cisalhamento. Esta relação pode gerar situações de cisalhamento puro, ou coaxial, quando σ_1 é ortogonal ao plano de cisalhamento, e de cisalhamento simples, quando o esforço maior é oblíquo ao plano (Ramsay, 1980; Fossen, 2010).

A geração e a classificação de uma zona de falha estão relacionadas ao tipo de deformação que é mais relevante no contexto, plástica ou rúptil (Rutter, 1986; Rutter et al., 2001). De acordo com Fossen (2010) o predomínio de um tipo ou de outro é determinado pela temperatura, pressão, reações metamórficas, cimentação, taxa de deformação, quantidade de fluidos disponíveis e distribuição de rochas e minerais na zona. Uma outra maneira de classificar o cisalhamento é a partir do movimento relativo entre os blocos. São três tipos essenciais que aparecem como membros extremos nesta classificação: movimento de falha normal, inversa e de transcorrência. A falha normal acontece quando a capa desce em relação à lapa, com o σ_1 na vertical, a inversa ocorre quando é a capa quem sobe, com o σ_1 na horizontal, perpendicular à direção da falha, e a transcorrente, quando a movimentação entre os blocos é lateral, onde o σ_1 também fica na horizontal, mas paralelo à direção da falha. Entre os membros extremos há os movimentos gerados quando o σ_1 é oblíquo à vertical ou à horizontal, ou seja, quando as movimentações normal ou inversa estão relacionadas à transcorrente (*ibid.*). Na história de uma zona de cisalhamento o regime de esforços pode mudar, e dessa maneira causar uma alteração na sua cinemática.

Os registros gerados pelas zonas de cisalhamento são, sobretudo, os milonitos. Segundo o Glossário Geológico do SIGEP (Winge et. al., 2001 – 2019), milonitos são rochas que sofreram metamorfismo dinâmico, com forte trituração causando a diminuição da granulação dos cristais da rocha, a formação de uma foliação milonítica e apresentando comportamento dúctil a dúctil-rúptil. As classes deste tipo de rocha são: protomilonito, milonito e ultramilonito, de acordo com a porcentagem de matriz formada no processo de milonitização, entre 10% e 50%, entre 50% e 90%, e acima de 90%, respectivamente (Sibson, 1977).

A parte nordeste da Zona de Cisalhamento Perimbó - SC, objeto de estudo deste trabalho, apresenta uma história de deformação relacionada à eventos de cavalgamento (falha inversa) que abrange todo o Neoproterozóico, desde o seu surgimento até as possíveis reativações. Os principais produtos associados a ela são os milonitos do Granito Parapente e do Complexo São Miguel, que são analisados nesta pesquisa.

A Zona de Cisalhamento Perimbó é uma das estruturas mais importantes que fazem parte do Cinturão Dom Feliciano (CDF) no sul do Brasil, trata-se de um lineamento que se destaca em escala regional, delimitando o contato tectônico entre os domínios Central e Externo do CDF. No entanto são poucos trabalhos que tentam delimitar seus contatos em mapa, que buscam encontrar o controle de idade para a sua formação e possíveis reativações, ou ainda que a caracterizam do ponto de vista metamórfico e estrutural, sendo assim, a proposta deste trabalho é a de contribuir com o preenchimento destas lacunas.

Este projeto é a continuação de uma iniciação científica iniciada em 2018, que se relaciona ao projeto temático: “O Craton Rio de la Plata e o Gondwana Ocidental”, coordenado pelo professor Miguel Angelo Stipp Basei e financiado pela FAPESP. Assim, desde o início deste Trabalho de Formatura já haviam dados coletados em campo, lâminas petrográficas e mapas tratados no *software* ArcMap. A integração e o tratamento destas informações, somados aos dados obtidos no transcorrer da pesquisa proposta deram suporte às conclusões deste Trabalho de Formatura.

2. METAS E OBJETIVOS

Este trabalho possui como finalidade principal a compreensão da importância da Zona de Cisalhamento Perimbó (ZCP) dentro do contexto tectônico do Cinturão Dom Feliciano, região NE de Santa Catarina. Para alcançar este objetivo pretende-se cumprir os seguintes itens:

- Caracterização petrográfica e estrutural das rochas miloníticas da ZCP: definição das condições metamórficas;
- Definir os limites da ZCP em mapa;
- Caracterização cinemática da zona de cisalhamento através de análises estruturais nas escalas macro e microscópicas;
- Caracterizar a trama através da análise de EBSD de rochas miloníticas distribuídas ao longo da zona de falha;
- Caracterização geocronológica da ZCP: definição da época de movimentação principal e possíveis reativações;

3. TRABALHOS PRÉVIOS

O Cinturão Dom Feliciano é a principal unidade geotectônica do sul do Brasil, produto de diversas subducções e colisões associadas à evolução do Oceano Adamastor durante o Ciclo Brasiliano-Panafricano. Estima-se que a interação dos Crátons Rio De La Plata, Paranapanema, Congo e Kalahari, causaram a compartimentação dos blocos continentais que hoje formam o CDF. Este evento tectônico teria ocorrido no período de 850 Ma à 600 Ma (Neoproterozóico), durante a formação do Gondwana Ocidental (Basei et al., 2011).

O CDF foi definido por Fragoso Cesar (1980), que o separou da Faixa Ribeira utilizando os dados de idade de metamorfismo, de colocação dos corpos graníticos e os dados estruturais. Após isto, Basei (1985) reconheceu em Santa Catarina a compartimentação interna do CDF, e posteriormente expandiu esse modelo para o restante do CDF (Basei et al., 2000). Os compartimentos são marcados por zonas de falha dividindo os domínios Interno, Central e Externo, de sul para norte, como na figura 1-C. De acordo com Basei (1985) a compartimentação é evidenciada pela presença de estruturas com orientação NE, com caimento preferencial para S-SE e pela vergência para NW.

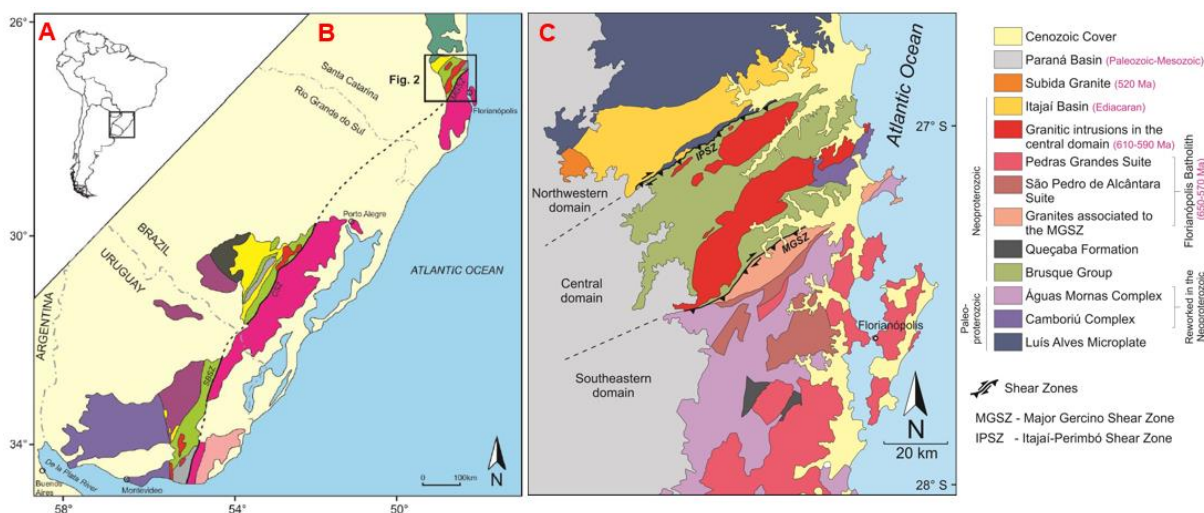


Figura 1. A) Localização do CDF no Brasil. B) Posição do CDF no contexto geológico do sul do Brasil. C) Esboço geológico do Cinturão Dom Feliciano. IPSZ (Zona de Cisalhamento Perimbo); MGSZ (Zona de Cisalhamento Major Gercino). Originado de Basei et al. (2011), retirado e modificado de Hueck et al. (2018).

O Domínio interno é o localizado ao sul, abrange partes do Uruguai e dos estados de Santa Catarina e Rio Grande do Sul, trata-se de uma faixa de granitoides formada por três batólitos: Florianópolis, Pelotas e Aiguá, com idades entre 650 Ma e 580 Ma (Basei et al., 2000). O seu limite com o Domínio Central é marcado pela Zona de Cisalhamento Major Gercino (ZCMG) (Trainini et al., 1978; Bitencourt et al., 1989; Passarelli et al., 1993).

O Domínio Central é um cinturão constituído pelo Grupo Brusque (GB) e pelas Suítes graníticas intrusivas São João Batista, Valsungana e Nova Trento, com o Granito Parapente (GP) sendo colocado no limite com o Domínio Externo. Segundo Basei et al. (2011), a idade máxima para início da sedimentação do GB remonta à sua fase *rift*, no Toniano (940 Ma – 840 Ma), e a maior parte do preenchimento sedimentar ocorreu até ~640 Ma, quando a bacia foi afetada pelas orogêneses Brasilianas. Por volta de 600 Ma o G. Brusque passou a se comportar como área tectonicamente estável. As suítes graníticas foram geradas aproximadamente entre 610 Ma e 590 Ma, porém em níveis crustais diferentes entre si (Hueck et al., 2016). A maior delas é a Suíte Valsungana, a sua interação com o Grupo Brusque gerou auréolas metamórficas de Facies Xisto Verde à Anfíbolito Superior, sendo que a colocação forçada ocasionou a fragmentação da encaixante, gerando xenólitos, e a presença de

apófises graníticas (Hueck et al., 2016). Já o GP foi colocado há 843 $\pm$ 12 Ma, sendo um corpo granítico de afinidade anorogênica, que se desenvolveu durante fase rift da geração da paleobacia do Grupo Brusque (Basei et al., 2008b).

O Domínio Externo é o que se localiza mais ao norte do CDF, composto pelos Complexos São Miguel (CSM) e Luís Alves (CLA), com o Grupo Itajaí (GI) colocado discordantemente sobre ambos. O CSM faz parte do embasamento e é formado por gnaisses granulíticos milonitizados e granitos tonalíticos que sofreram migmatização. O CLA é um terreno cratônico em relação ao Ciclo Brasileiro-Panafricano, constituído por ortognaisses félsicos a intermediários (charno-enderbitos) de composição TTG e intrudidos por rochas básicas-ultrabásicas (Basei et al., 1998). O Grupo Itajaí corresponde a metassedimentos com idades de deposição entre 600Ma e 560 Ma (Ediacarano), limitado por falhas inversas em suas fronteiras sudoeste e nordeste. Segundo Basei et al. (2010), o GI refere-se a uma bacia gerada em contexto de colisão tardia e pode ser classificada como bacia de *foreland*.

A Zona de Cisalhamento Perimbó (ZCP) é uma das estruturas mais importantes que fazem parte do Cinturão Dom Feliciano (CDF) no sul do Brasil. Ela delimita o contato tectônico entre os domínios Central e Externo do CDF, controlando o cavalgamento do Grupo Brusque por sobre o Grupo Itajaí. Estende-se ao longo de uma faixa com direção NE no limite entre os dois terrenos, onde se acredita ter sido gerada no início do Ciclo Brasileiro. Sua área de influência, verificada através de dados de campo, abrange principalmente o Granito Parapente e partes do sul do Complexo São Miguel. Apesar de sua relevância no contexto geotectônico do CDF, são poucos os trabalhos que a tem como foco de estudo.

3.1 Complexo São Miguel

Na literatura há poucas referências sobre esta unidade, que foi descrita principalmente no relatório da CPRM do Projeto Timbó-Barra Velha sob a denominação de Faixa Milonítica Ribeirão da Prata (Silva e Dias, 1981). Segundo este trabalho, o CSM foi formado no Paleoproterozóico com idade entre 2050 Ma e 2300 Ma, e é composto por gnaisses granulíticos milonitizados e granitos tonalíticos que sofreram migmatização.

Silva e Dias (1981c) propuseram inicialmente que a Faixa Ribeirão da Prata era produto do rejuvenescimento de rochas do Complexo Granulítico de Santa Catarina, também conhecido por Complexo Luís Alves, através de processos de cisalhamento desenvolvidos ao longo de grandes zonas de falha. Borba e Lopes (1983) definiram-na como uma zona de intensa granitogênese constituída por gnaisses, granitos de anatexia, riolitos, rochas piroclásticas, cataclasitos e metassedimentos.

Basei (1985) considera esta faixa como resultante de retrabalhamento das litologias do complexo granulítico na borda sul do Cráton Rio de la Plata, com intensa produção de granitos e dioritos isótopos. O desenvolvimento deste estaria vinculado ao início do Ciclo

Brasiliiano, relacionado a grandes falhas inversas e com sentido de deslocamento de sudeste para noroeste.

3.2 Granito Parapente

Segundo Basei et al. (2008b), trata-se de um granito anorogênico, cuja colocação está associada à fase *rift* relacionada à geração da paleobacia do Grupo Brusque. Seu posicionamento teria ocorrido há cerca de 843 ± 12 Ma, idade obtida através de análise isotópica U-Pb em zircão, pelo método SHRIMP, sendo esta a idade máxima para o desenvolvimento da zona de falha em condições dúcteis com temperaturas mais elevadas. Em mapa o Granito Parapente aparece como uma faixa de direção NE constituída por granitoides rosados orto a ultramilonitizados.

4. MATERIAIS E MÉTODOS

4.1 Procedimentos com GIS (*Global Information System*)

As atividades em GIS são feitas com o *software* ArcMap, na versão 10.5. Foi construído um mapa preliminar geológico com pontos de afloramentos retirados a partir de trabalhos prévios de mapeamento na região, eles ajudaram na orientação, deslocamento e determinação de locais de interesse durante o trabalho de campo.

O mapa final, com as principais unidades regionais, atitudes e limites da ZCP foi confeccionado utilizando-se o mesmo *software* de geoprocessamento, na mesma versão.

4.2 Trabalho de campo e coleta de amostras

O trabalho de campo da iniciação científica foi realizado ao longo de quatro dias em outubro de 2018, nele tomou-se conhecimento da geologia local em pontos de interesse e coletou-se medidas das estruturas presentes em afloramentos *in situ* e de amostras orientadas. Durante os dias de campo foi utilizado o mapa preliminar citado anteriormente, e utensílios padrão como caderneta de campo, lupa, martelo, GPS, fita adesiva e bússola.

Em cada ponto foram tomadas as coordenadas de latitude e longitude, foi descrito o litotipo presente, as estruturas notáveis, seus possíveis significados e sempre que possível foram coletadas amostras orientadas. À cada amostra foi designado um código em função do número do ponto de onde foi retirada (por exemplo, ICA-01 do ponto 01). Posteriormente, com o uso de canetas porosas cada amostra foi marcada nos planos de corte para confecção de lâminas delgadas, como na figura 2.



Figura 2. Exemplo da identificação realizada em cada amostra coletada e da determinação do plano de corte para laminação. Neste caso a amostra ICA-02, que se trata de um muscovita gnaiss bandado, pertencente ao Complexo São Miguel. UTM 22J 738347/ 7032945.

Após o trabalho de campo os dados estruturais coletados foram reunidos com aqueles disponíveis nos trabalhos de mapeamento prévio. As informações de atitude de foliação e lineação foram plotadas em estereogramas com o fim de ajudar a determinar a cinemática da ZCP, estes dados também estarão no mapa finalizado desta pesquisa.

4.3 Petrografia

O plano escolhido para sofrer laminação em cada amostra foi preferencialmente perpendicular à foliação e paralelo à lineação de estiramento mineral (Lx), ou seja, o plano cinemático (XZ). As descrições das lâminas foram feitas utilizando-se microscópios petrográficos do modelo Olympus BX40F-3 no Laboratório de Petrografia do Instituto de Geociências da USP. A figura 3 trás a relação de lâminas usadas neste trabalho.

Durante a descrição foi anotada a mineralogia, granulação, texturas, indicadores cinemáticos, foliações, relações de temporaneidade entre os minerais e microestruturas, e indicadores das condições de formação das rochas, como minerais índices e microestruturas dependentes de temperatura. Além disto, foi utilizada a classificação de Sibson (1977) para nomear as rochas que sofreram milonitização.

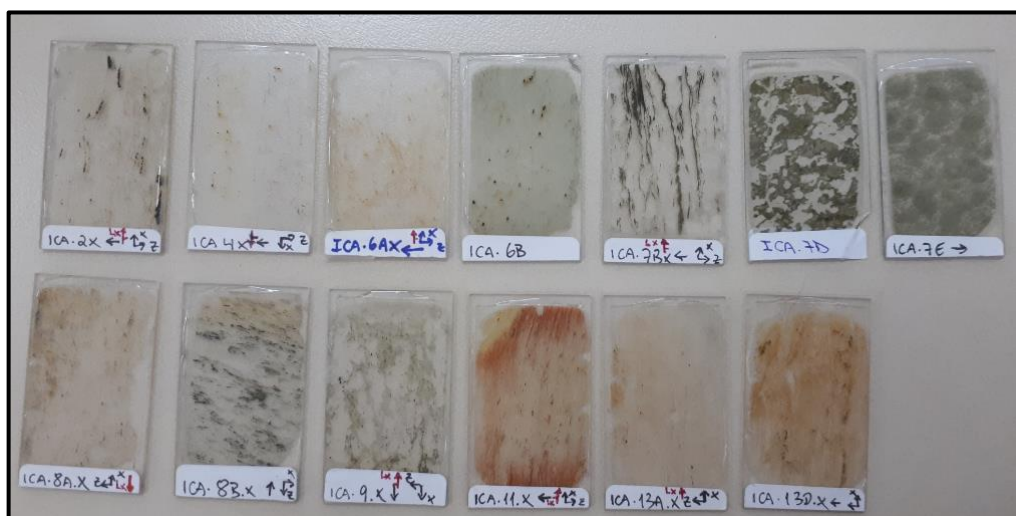


Figura 3. Lâminas analisadas na micropetrografia.

4.4 Análise da CPO em quartzo

A CPO (*Crystallographic Preferred Orientation*) é a orientação cristalográfica preferencial de um mineral presente em rochas que sofreram deformação, nas quais os cristais foram arranjados sistematicamente com seus eixos cristalográficos subparalelos entre si, é gerada através dos esforços e mecanismos que desenvolvem foliação como recristalização dinâmica, microdobramento, dissolução por pressão e outros. A avaliação da CPO pode ajudar a identificar o regime de esforços e a temperatura atingida durante a deformação. Os dados da CPO foram obtidos a partir de coletas feitas por SEM - EBSD (*Scanning Electron Microscope - Electron Backscattered Diffraction*) (Passchier e Trouw, 2005).

A EBSD é uma configuração do modo de retroespalhamento de elétrons na SEM, é usada quando o objetivo é estudar a CPO, a textura e/ou a composição mineralógica de uma amostra. A técnica usa um microscópio eletrônico de varredura que emite um feixe de elétrons sobre pontos específicos da superfície polida da amostra, de acordo com as linhas de um *grid* com espaçamento (*step*) pré-definido, a amostra fica inclinada em relação ao raio incidente. Após atingir a superfície amostral, o feixe é retrorrefletido carregando informações referentes à composição e à orientação do cristal sobre o qual foi lançado. O raio difratado é captado por detectores que interpretam e traduzem o padrão (*EBSD-pattern*) formado em função do ângulo do raio incidente e das características físicas da face do cristal que foi atingida (figura 4), após a decodificação ser feita por um software as informações da amostra são obtidas (Passchier e Trouw, 2005; Schwartz et al., 2009). A imagem abaixo, ilustra o que foi descrito.

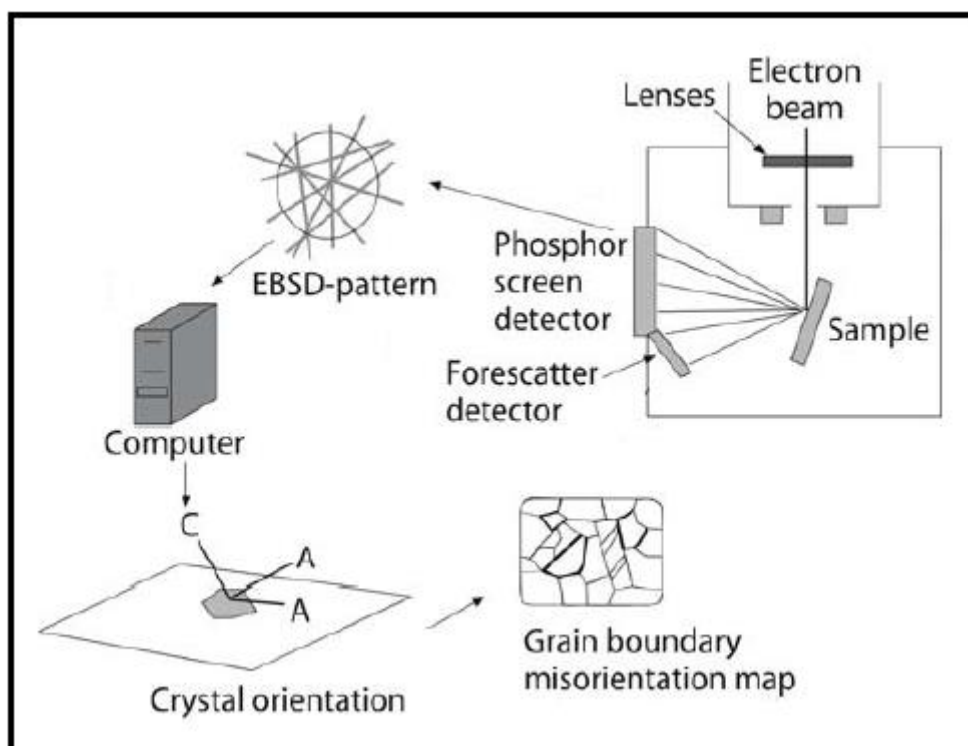


Figura 4. Apresentação esquemática do modo de operação da análise SEM-EBSD. Retirado e modificado de Passchier e Trouw (2005).

De acordo com Passchier e Trouw (2005), a técnica possui resolução espacial de 0.1 a 1.5 μm e resolução angular de aproximadamente 1° , que são altas e tornam a identificação dos cristais atingidos pelo raio de elétrons relativamente fácil.

A análise por SEM-EBSD foi usada em sete das amostras distribuídas pela ZCP. Tratam-se de representantes dos principais litotipos encontrados no campo, associados à zona de falha. São ICA-02, ICA-04, ICA-06A, ICA-07B, ICA-09, ICA-11 e ICA-13A.

Para que fosse feita esta análise, a seguinte rotina de preparação das amostras teve que ser seguida: orientação e coleta de medidas de atitude na caixa de areia, confecção de corpo de prova cilíndrico de 2 cm de diâmetro e ca. 1 cm de altura, com a face XZ polida, exposição à solução de sílica (tamanho da partícula de 40 nm) de alto pH com o objetivo de remover possíveis danos de polimentos anteriores deixando a amostra com espessura de 25 μm aproximadamente. As amostras então foram analisadas com um *Leo* (agora *Zeiss*) *Gemini 1530 SEM* com um emissor *Schottky*, e os *EBSD-patterns* foram gravados com uma câmera *Nordlys 2* e indexados com o pacote do software *Channel*, da *Oxford Instruments*. O mapeamento teve *step* variando entre 15 μm e 20 μm , produzindo entre 7913 e 56043 pontos indexados, dependendo da amostra. A preparação do corpo de provas foi feita na *Georg-August University Göttingen* e o restante das etapas foram realizadas no *Bayerisches Geoinstitut - University of Bayreuth*, exceto a fase da caixa de areia, que foi efetuada na sala de mapeamento do Instituto de Geociências da USP.

O principal produto gerado a partir na análise é o diagrama polar de projeção de área equivalente, a partir do qual avalia-se a CPO nos quesitos geometria e simetria para que se obtenha informações sobre o sistema de deslizamento que operou durante a deformação (Schmid e Casey, 1986) e sobre a termometria, baseando-se também nos próprios sistemas de deslizamento ativos (Stipp et al., 2002b) e no ângulo de abertura (OA). O modo como são interpretados estes dados será discutido abaixo, nos próximos itens.

As influências da taxa de estiramento e da água na configuração da trama cristalográfica não são bem conhecidas ou quantificadas, embora saiba-se que durante a deformação do quartzo quanto maior for a temperatura, menor for a ação da água no sistema e menor for a taxa de estiramento, maior será o OA (Kruhl, 1998; Morgan e Law, 2004; Law et al., 2004, 2013a; Law, 2014). Apesar da falta de conhecimento sobre estas relações, sendo isto um fator limitante para inferências e interpretações, o extenso uso da técnica para avaliar a temperatura de deformação de quartzo em diversos contextos geológicos tem dado maior credibilidade ao método (Law, 2014).

As vantagens desta ferramenta são: o quartzo é um dos minerais mais abundantes da crosta, presente em muitos cenários geológicos, é estável em várias condições de metamorfismo crustal e, portanto, pode acomodar as deformações que ocorrem em grandes intervalos de temperatura e pressão (Wenk e Kolodny, 1968; Moraes et al., 2002), a sua deformação em geral é o que comanda a reologia da crosta (Carter, 1976), além disso, é um método aplicável às rochas que não possuem paragênese minerais de índice metamórfico, como é o caso das amostras estudadas neste trabalho.

4.4.1 A geometria, simetria e sistema de deslizamento da trama de eixos-c em quartzo

A geometria da CPO, vista no diagrama polar, ocorre em função do sistema de esforços, portanto se a rocha é deformada num regime onde predomina o cisalhamento puro, a trama de eixo-c tende a gerar *crossed-girdle* simétrica ou de Tipo I (Lister e Williams, 1979; Lister e Hobbs, 1980; Law, 1987; Law e Johnson, 2010), mas se é o cisalhamento simples o que predomina, a geometria tende a perder simetria, constituindo uma *single-girdle* (Schmid et al., 1981; Bouchez et al., 1983; Simpson e Schmid, 1983; Heilbronner e Tullis, 2006), como é ilustrado na figura 5.

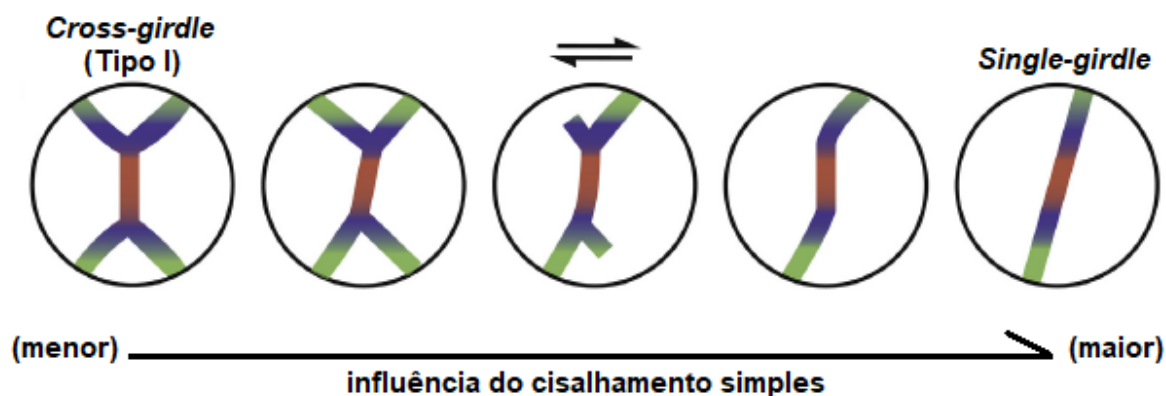


Figura 5. Ilustração do efeito do aumento da influência do cisalhamento simples na geometria e na simetria da trama de eixo-c em quartzo: o aumento da influência do cisalhamento simples, neste caso dextral, faz com que a distribuição dos eixos-c passe da configuração crossed-girdle do Tipo I para a single-girdle. Retirada e modificada de Hunter et al. (2018).

O sistema de deslizamento ativo durante a deformação depende da T atuante (Schmid e Casey, 1986), em baixas temperaturas (300-400 °C) o sistema basal $\langle a \rangle$ é o mais importante, com o aumento da T (400-500 °C), o deslizamento no prism $\langle a \rangle$ passa a predominar (Law, 1990), e o sistema prism $\langle c \rangle$ é o mais relevante em temperaturas mais altas (500-700 °C) (Mainprice et al., 1986). A localização dos pontos de máxima nos diagramas polares permite que se faça a leitura do principal sistema atuante na construção da CPO. Exemplos das configurações mais comuns encontradas para cisalhamento simples estão na figura 6.

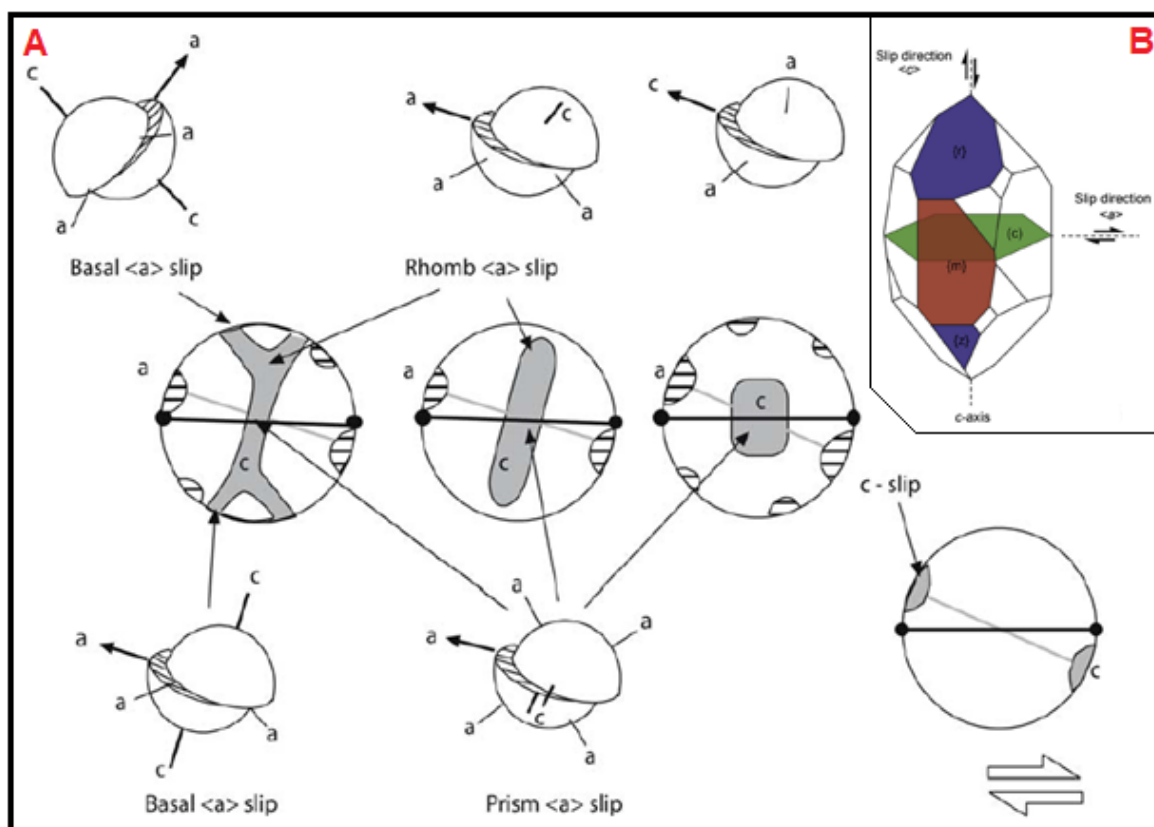


Figura 6. A) Esquemas mostrando a relação do sistema de deslizamento ativo com a posição ocupada pelos pontos de máxima da trama cristalográfica: basal <a> expressa-se na periferia dos diagramas polares, próximos a Z, o prism <a> tende a ficar centralizado em Y, enquanto o rhomb <a> posiciona-se entre Z e o plano da foliação, por fim o sistema prism <c> também ocorre na periferia do diagrama, mas formando baixo ângulo com a lineação de estiramento. Retirado e modificado de Passchier e Trouw (2005). B) Sumário conceitual dos sistemas ativos em quartzo. Tradução própria de textos que aparecem na figura; Ilustração e legenda retiradas de Hunter et al. (2018).

4.4.2 Ângulo de abertura (OA)

A OA (*opening angle*) é a abertura do ângulo formado entre os pontos de máxima de quadrantes vizinhos num diagrama polar com trama de eixos-c. As variáveis e relações que controlam este ângulo foram primeiramente descritas em Kruhl (1998), um trabalho que propõe um geotermobarômetro microestrutural baseado nos sistemas de deslizamentos ativos na deformação de rochas ricas em quartzo, foi um dos primeiros a notar a relação linear da T com o OA dentro do intervalo de temperatura ~250°C a ~650 °C. A observação desta correspondência serviu para que J. H. Kruhl sugerisse o uso do ângulo de abertura para determinar a temperatura associada ao processo de deformação de uma rocha. O OA é apresentado na figura 7 nas suas configurações mais comuns.

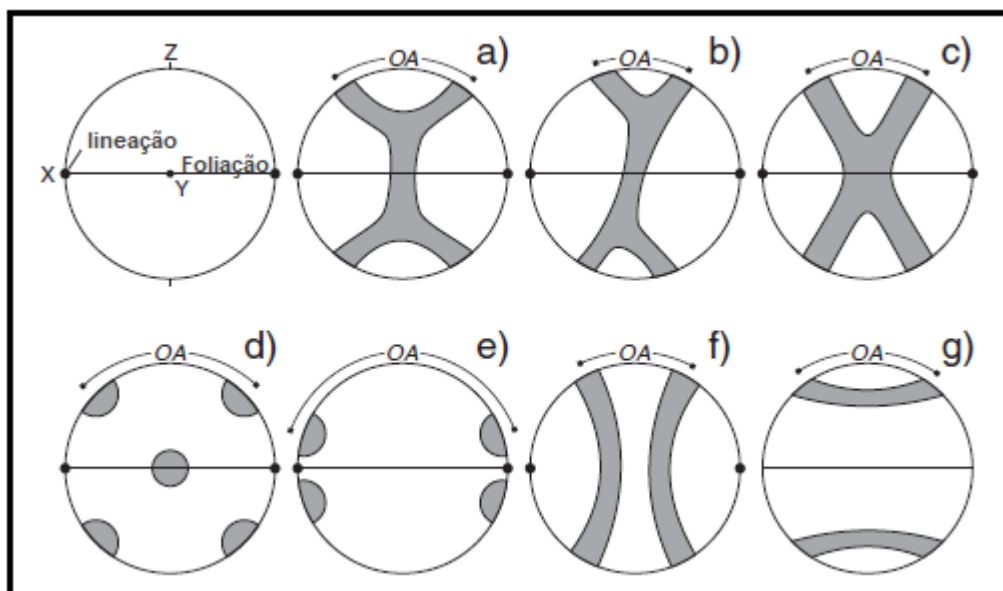


Figura 7. Padrões comuns de distribuição da trama de eixo-c em quartzo com indicação do ângulo de abertura (OA). X, Y e Z são os eixos principais do elipsoide de deformação. (a) Simétrico Tipo I crossed-girdle. (b) Assimétrico Tipo I crossed-girdle. (c) Tipo II crossed-girdle. (d) Ponto de máximo “c” em Y e posições intermediárias entre X e Z. (e) Ponto de máximo “c” em baixo ângulo com a lineação de estiramento (X). (f) Cleft-girdle (esforço de contração). (g) Distribuição em círculo menor centrada no polo da foliação (Z) (esforço de achatamento). Tradução própria de textos que aparecem na figura; Ilustração e legenda retiradas de Faleiros et al. (2016).

Faleiros et al. (2016) com o uso de dados de trabalhos publicados e de novos dados, próprios, dos quais com o uso da petrologia obteve condições de P e T sincrônicas ao desenvolvimento da trama, estabeleceram uma nova calibração empírica para o geotermômetro proposto por Kruhl (1998), as melhorias causadas a partir disto são: a detecção de influência da pressão no OA, a correlação entre o OA e a variação da temperatura está melhor aferida e o ΔT abrangido pelo método também é maior (~250 °C a ~1050 °C). Para o cálculo da T de deformação foi usada a regressão linear (equação 1) proposta por Faleiros et al. (2016), que se aproxima do modelo proposto por Kruhl (1998), e que apresenta boa correlação entre os intervalos de T e P, respectivamente 250-650 °C e 3-7 Kbar, onde a pressão tem menor importância.

$$T(^{\circ}\text{C}) = 6.9 \text{ OA (graus)} + 48 \text{ (equação 1), para } \text{OA} \leq 87^{\circ}, \text{ com incerteza de } \pm 50^{\circ}\text{C}$$

4.5 Recristalização dinâmica

Trata-se da reorganização da estrutura cristalina causada para acomodar a deformação a partir de modificações no tamanho, forma e orientação do cristal (Passchier e Trouw, 2005). As texturas características da recristalização dinâmica ocorrem principalmente em função da temperatura na qual se dá a deformação (Stipp et al., 2002a; Faleiros et al., 2010), elas são *bulging* (BLG), *subgrain rotation* (SGR) e *grain boundary migration* (GBM). A figura 8 demonstra as relações entre temperatura e texturas típicas.

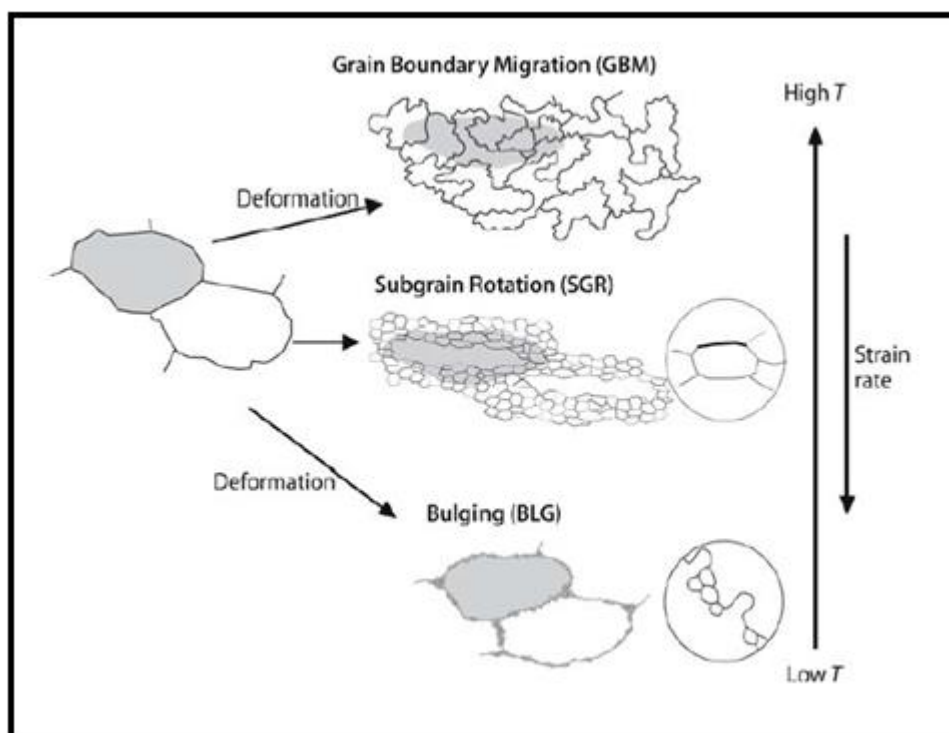


Figura 8. Representação em esboço das texturas características originadas por recristalização dinâmica. A imagem coloca ainda a relação destas texturas com a temperatura e a taxa de estiramento, apresentando relação positiva e negativa, respectivamente. Retirado de Passchier e Trouw, 2005.

Stipp et al. (2002a) escreve que a textura BLG caracteriza-se por bordas locais salientes com aparência serrilhada, a SGR por grãos e subgrãos recristalizados com contatos poligonais e tamanhos e formas iguais, e o GBM por grãos de formas irregulares com bordas suturadas. Os intervalos de temperatura usados como referência para analisar as texturas de recristalização são de Stipp et al. (2002a) e Faleiros et al. (2010) (tabela 1).

Tabela 1. Intervalos de temperatura propostos por Stipp et al. (2002a) e Faleiros et al. (2010) de acordo com as texturas de recristalização dinâmica em quartzo observadas em seção delgada.

Trabalho	Bulging (BLG)	Subgrain rotation (SGR)	Grain boundary migration (GBM)
Stipp et al., 2002a	$\sim 280^{\circ}\text{C} < T < \sim 400^{\circ}\text{C}$	$\sim 400^{\circ}\text{C} < T < \sim 500^{\circ}\text{C}$	$\sim 500^{\circ}\text{C} < T < \sim 700^{\circ}\text{C}$
Faleiros et al., 2010	$300^{\circ}\text{C} < T < 410^{\circ}\text{C}$ (Zona da Clorita)	$410^{\circ}\text{C} < T < 520^{\circ}\text{C}$ (Zona da Biotita)	$T > 520^{\circ}\text{C}$ (Zona da Granada)

4.6 Geocronologia

A aquisição de idades de rochas e minerais baseia-se no estudo das relações entre átomos radioativos (“pai”) e átomos estáveis (“filho”), onde os primeiros são os membros iniciais e os segundos, os finais de uma cadeia de decaimento radioativa. O estudo destas relações e séries de decaimento é chamado de geocronologia.

4.6.1 Decaimento e datação pelo sistema U-Th-Pb

De acordo com Faure (1986), as principais formas de decaimento da radiação ocorrem com a emissão de partículas α (alfa), β^- (negatron), β^+ (positron), emissão de raios γ e/ou captura de elétrons, que alteram o número de prótons e de nêutrons dos isótopos instáveis.

Abaixo, a tabela 2 apresenta um resumo das principais alterações sofridas pelo átomo pai ao se transformar em átomo filho.

Tabela 2. Os principais modos de decaimento radioativo dos isótopos instáveis (Faure, 1986).

MODOS DE DECAIMENTO	Número atômico (Z)	Número de nêutrons (N)	Número de massa (A)
Isótopo pai (referência)	Z	N	$Z + N = A$
Isótopo filho (decaimento α)	$Z - 2$	$N - 2$	$Z + N - 4 = A - 4$
Isótopo filho (decaimento β^- - <i>negatron</i>)	$Z + 1$	$N - 1$	$Z + 1 + N - 1 = A$
Isótopo filho (decaimento β^+ - <i>positron</i>)	$Z - 1$	$N + 1$	$Z - 1 + N + 1 = A$
Isótopo filho (decaimento por captura de elétron)	$Z - 1$	$N + 1$	$Z - 1 + N + 1 = A$

A taxa de degradação do elemento pai diminui exponencialmente com o passar do tempo, embora siga uma proporção constante de átomos que decaem num determinado período (λ), isto mostra que as relações entre isótopos radioativos e estáveis é variável, e esta constatação é o que dá suporte à geocronologia (Faure, 1986).

A obtenção de idades de eventos que ocorreram no tempo geológico só é possível quando se utilizam isótopos instáveis que degradam num tempo relativamente longo. Este tempo costuma ser subdividido em unidades de meia-vida (t), tratando-se do período onde metade de um dado número de átomos pai tornam-se átomos filho. A seguir, a equação básica para determinação de idades:

$$D = D_0 + N (e^{\lambda t} - 1) \text{ (equação 2)}$$

D: número de átomos filho para $t > 0$; D_0 : número de átomos filho em $t = 0$; N: número de isótopos radioativos; λ : constante de decaimento; t : quantidade de meias-vidas do elemento pai.

Segundo Faure (1986), a equação 2 só pode ser usada caso seja verificado que: o sistema é fechado desde $t = 0$, ou seja, o material que será datado não perdeu nem ganhou átomos pai ou átomos filho em interações externas; sabe-se D_0 ou pode-se atribuir um valor realístico a ele; sabe-se o valor da λ do elemento pai; sabe-se os valores de D e de N de maneira representativa no material a ser datado.

Na datação utilizou-se o sistema de decaimento U-Th-Pb em zircão, onde o urânio é representado por seus isótopos radioativos, ^{238}U e ^{235}U , com abundâncias de 99% e quase 1%, e tempos de meia-vida de 4.468×10^9 anos e 0.7038×10^9 anos, nesta ordem. O tório possui apenas um isótopo instável, o ^{232}Th , com 14.010×10^9 anos de meia-vida. Estes átomos radioativos geram, respectivamente, ^{206}Pb , ^{207}Pb e ^{208}Pb .

O uso dos isótopos instáveis de U nos cálculos de idade, tem a vantagem de correlacionar dois geocronômetros independentes. Esta correlação gera a curva da

Concórdia, desde que seja satisfeita as seguintes condições: sabe-se que o mineral portador de U manteve seu sistema fechado, não resultando em perdas ou ganhos referentes a este isótopo; são feitas correções apropriadas para o Pb que foi incorporado na estrutura do mineral no momento em que ele se formou (Faure, 1986; Dickin, 2018).

A Concórdia é um gráfico que tem no eixo das abscissas e das ordenadas as razões $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ e $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$, respectivamente. A curva serve como referência para datações feitas com o sistema U-Pb. Assim, os resultados que caem alinhados à correlação tratam-se daqueles minerais que permaneceram com o sistema U-Pb fechado desde a sua formação. Enquanto os que caem fora da curva, são os que tiveram seu sistema U-Pb aberto após a cristalização do mineral. Estes últimos, são discordantes da correlação, e geram a Discórdia.

A curva da Discórdia representa, portanto, a abertura do sistema, operando perdas ou ganhos variáveis de Pb ou U, nesta ordem, na rocha que possui minerais com urânio. Este gráfico é útil, pois a partir da reta formada por amostras que apresentam razões isotópicas diferentes, é possível extrapolar duas intersecções desta linha com a curva da Concórdia. Tais pontos de cruzamento têm relevância porque representam a idade do fechamento do sistema U-Pb, na época de formação do mineral (t_1 na figura 9), e também a idade do segundo fechamento, logo após a abertura do sistema (t_2 na figura 9).

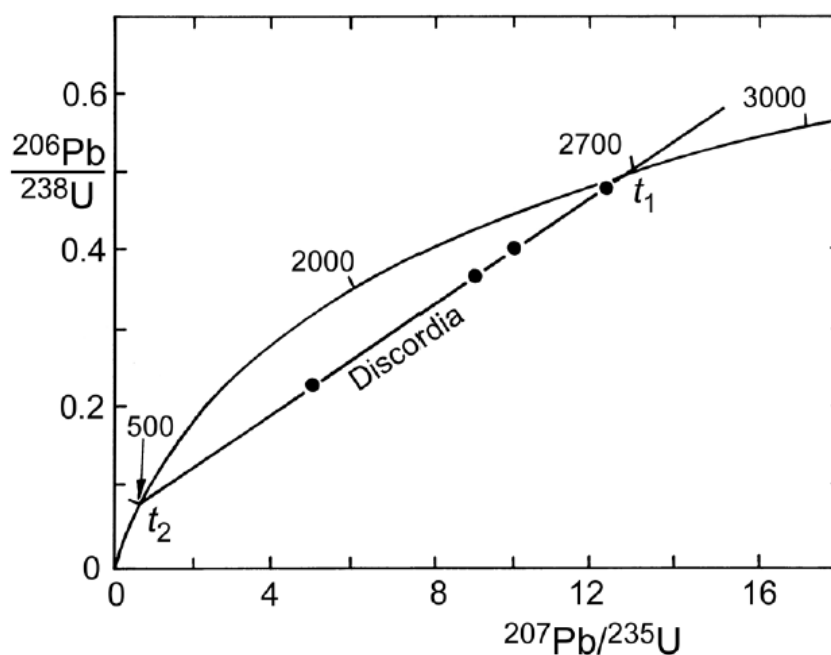


Figura 9. Diagrama da Concórdia para o sistema U-Pb, mostrando a curva da Concórdia calibrada em milhões de anos, e a linha da Discórdia gerada pela variação dos isótopos no sistema (perda de Pb ou ganho de U). As idades t_1 e t_2 representam as intersecções de idade com a Concórdia, de acordo com Wetherill (1956). Tradução própria da legenda; Gráfico e legenda retirados de Dickin (2018).

O uso do zircão é conveniente para obtenção dos dados geocronológicos pois é um mineral resistente aos intemperismos físico e químico, à diagênese e ao metamorfismo de baixo a alto grau. Ele também tem fechamento do sistema U-Th-Pb a temperaturas altas, além

de ser comum na crosta, ocorrendo em grande parte dos litotipos, exceto nas rochas carbonáticas e ultramáficas.

4.6.2 Preparação de amostras e datação por LA-ICP MS

Foram selecionadas três amostras com zircões ígneos que se estimava, através das relações de campo, que fossem relevantes para a definição da época de movimentação principal e possíveis idades de reativações da ZCP. As amostras escolhidas são ICA-07B, ICA-07D e ICA-08B.

A preparação destas amostras e separação do zircão foram feitos no CPGeo (Centro de Pesquisa em Geocronologia e Geoquímica Isotópica) do Instituto de Geociências da USP, seguindo a rotina do laboratório, que consistiu nos seguintes procedimentos, em ordem: fragmentação da amostra usando-se martelo e bigorna; utilização do britador de mandíbulas, reduzindo os pedaços a dimensões aproximadas de 2 cm; uso do moinho de disco e peneirador, respectivamente diminuindo ainda mais os fragmentos, e fazendo a separação granulométrica da amostra; passagem pela mesa de Wiffley, que usa a gravidade e vibração para separar os minerais mais pesados; lavagem e secagem do material selecionado; passagem de ímã de mão para retirada de minerais magnéticos; processamento do material num separador eletromagnético do tipo FRANTZ, que age destacando os minerais com maior sensibilidade magnética dos menos magnéticos; utilização dos líquidos bromofórmio e iodeto, com o objetivo de segregar os materiais leves dos pesados; nova secagem do material coletado; separação dos cristais de zircão através de catação, usando-se pinça e lupa (Loios, 2004). A figura 10, abaixo, apresenta alguns dos aparelhos e procedimentos usados na preparação das amostras.

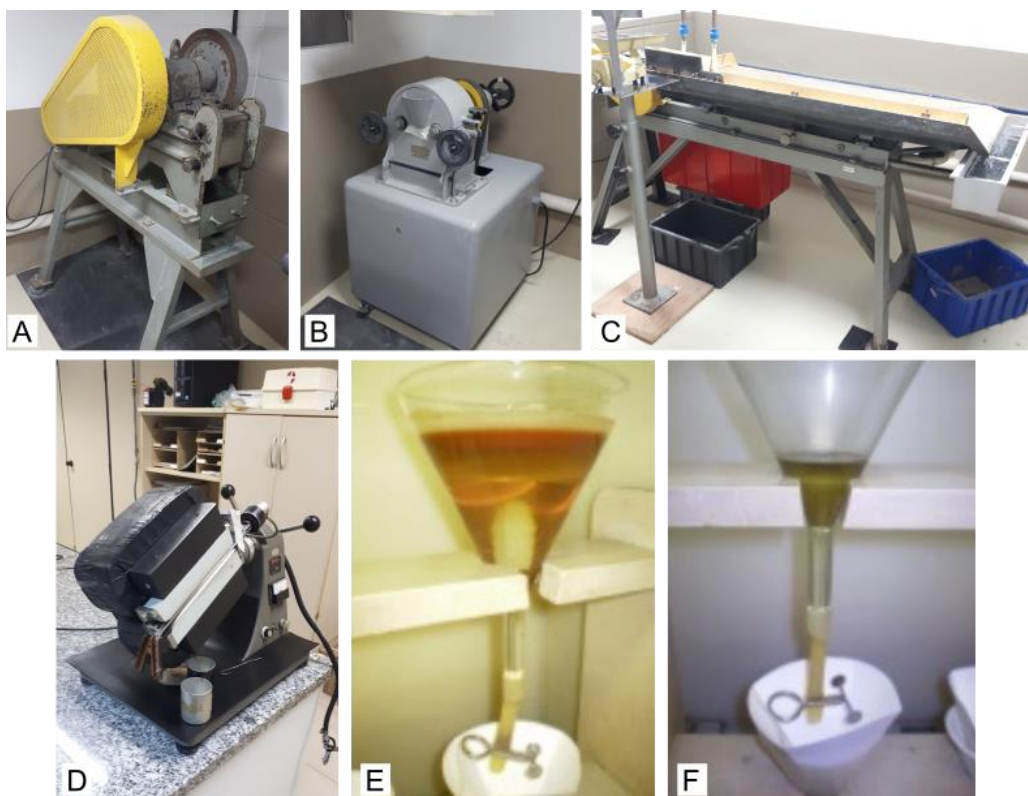


Figura 10. Alguns dos aparelhos e procedimentos usados na preparação das amostras para datação, feita no CPGeo: A) Britador de mandíbulas; B) Moinho de disco; C) Mesa de Wiffley; D) Separador eletromagnético do tipo FRANTZ; E) Amostra processada em líquido bromofórmio; F) Amostra processada em líquido iodeto. Fotos E e F retiradas de Loios (2004).

Após esta rotina, confeccionou-se três *mounts*, um para cada amostra. Estes *mounts* passaram por catodoluminescência (CL) em SEM (*Scanning Electron Microscope*), e as imagens produzidas, foram usadas para definir os pontos dos zircões onde seriam feitas as datações. Em cada um dos *mounts* de zircões ígneos, foram alocados e medidos 36 pontos. Os dados de todas as análises feitas passaram por plotagem e redução no ISOPLLOT (Ludwig, 1991).

O método usado para datar foi o LA-ICP MS (*Laser Ablation - Inductively Coupled Plasma Mass Spectrometry*), que consiste no desgaste pontual, gerado através de um raio laser, na superfície do mineral. Tal desgaste gera aerossóis que são transportados para um espectrômetro de massa, por meio de um gás, onde as razões isotópicas do material são medidas.

O laser utilizado nas análises tinha as especificações de frequência em 6 Hz, energia em 6 mJ e tamanho do spot de 20 μm . Foi utilizado o gás He para transportar o material em suspensão. A figura 11 mostra a operação feita no LA-ICP MS, e os equipamentos utilizados.



Figura 11. Operação no LA-ICP MS: A) Escolha dos pontos que foram atingidos pelo laser; B) Aparelho portador do laser que desgastou os pontos escolhidos na superfície dos zircões; C) Espectrômetro de massa, onde ocorre a medição das razões.

Materiais com diferentes matrizes ou composições podem causar variação no desgaste produzido pelo laser. Além disto, ainda não se chegou a determinar quais são os melhores procedimentos para fazer a análise da propagação das incertezas das medições, por este motivo, a precisão alcançada pelo método não é um consenso. No entanto, com os conhecimentos que se tem atualmente, estima-se que a variabilidade padrão dos resultados esteja em torno de 2% (Schoene, 2014).

5. RESULTADOS

5.1 Macroestrutura

A Zona de Cisalhamento Perimbó é um corpo de geometria tabular com orientação geral NE-SW. Sua zona de influência foi estimada através da distribuição dos afloramentos de rochas classificadas como protomilonitos, ortomilonitos ou ultramilonitos, chegando-se a uma espessura aparente média de cerca de 3 km ao longo de sua extensão.

Alguns dos milonitos no nordeste da área, pertencentes ao CSM, foram desconsiderados. Uma vez que suas atitudes apresentam grande discrepância em relação à orientação geral verificada na maioria dos afloramentos. Abaixo, a figura 12 apresenta um esboço geral da área de estudo em termos estruturais.

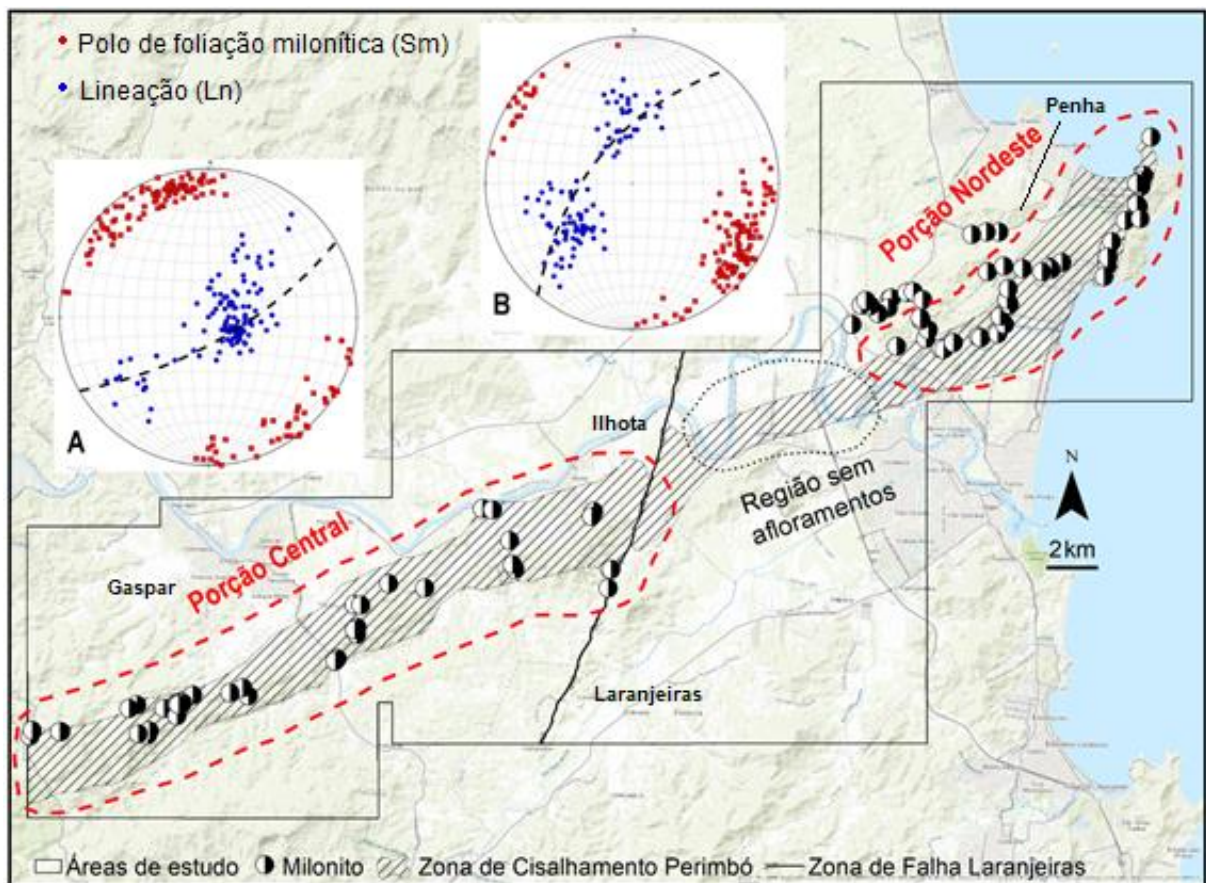


Figura 12. Esboço da zona de cisalhamento que corresponde à área hachurada em cinza, feita a partir da distribuição dos afloramentos de milonito. Os tracejados vermelhos destacam duas porções da ZCP com diferenças nas atitudes da foliação e da lineação de estiramento. O pontilhado preto demarca uma região sem afloramentos. Os pontos marcados como milonitos e que estão fora da área hachurada são aqueles do CSM, com orientações gerais discordantes, que foram desconsiderados na definição da zona. O lineamento contínuo preto, no centro da área, representa a Zona de Falha Laranjeiras que fica na região da cidade de Ilhota e tem componente direcional sinistral. A e B são estereogramas de projeção de área equivalente produzidos no software OpenStereo. A) Porção Central: atitudes da foliação milonítica (sendo o plano médio destacado pela linha preta tracejada, onde $n=134$), e da lineação de estiramento (sendo $n=119$), pontos vermelhos e azuis, respectivamente; B) Porção Nordeste: medidas da foliação milonítica (onde a linha preta tracejada destaca o plano médio, sendo $n=126$) e da lineação de estiramento (onde $n=99$), respectivamente pontos vermelhos e azuis.

Dentro da área trabalhada a ZCP pode ser dividida em duas porções, como é feito na figura 12. A divisão é feita de acordo com as atitudes dos seus componentes estruturais. A primeira delas, Porção Central, se estende das cidades de Gaspar à Ilhota, possui atitude de foliação por volta de $N60^{\circ}E/80^{\circ}SE$, e lineações de estiramento (Ln) caindo para S-SE com concentrações maiores em torno de 80° . Já na parte mais à NE, região de Penha, a zona de falha apresenta medidas a cerca de $N40^{\circ}E/70^{\circ}NW$, enquanto as lineações têm a maior parte dos valores de caimento entre 60° e 70° para SW, com uma população subordinada aproximadamente para N.

5.2 Geologia de campo e estruturas mesoscópicas

Na Porção Central, o principal litotipo encontrado é um milonito de granitoide equigranular rosado com presença de mica e bandamento milimétrico (Fig. 13-A). Notou-se um material preto e afanítico ocupando fraturas nesta rocha (Fig. 13-C), ele foi classificado como pseudotaquilito. Encontrou-se ainda outro litotipo, aflorando como lentes métricas, subordinado ao litotipo principal. Foi descrito como um gnaiss tonalítico proto a ortomilonitizado com bandamento subcentimétrico, de granulação fina à média e cor esverdeada (Fig. 13-D).

As rochas setor Central têm foliação subvertical com atitude média N60°E/80°SE, difícil de distinguir em alguns pontos, onde apenas a lineação de estiramento (Lx) é bem desenvolvida. Observou-se dois conjuntos de lineações (Ln) (Fig. 13-B), o predominante cai para SE, *downdip* em relação à foliação, com ângulos entre 60° e 85°, e o conjunto menos recorrente cai para SW, com intensidade entre 30° e 50°. Os afloramentos não apresentam porfiroclastos nem estruturas que apontem a movimentação neste setor da falha de forma conclusiva.

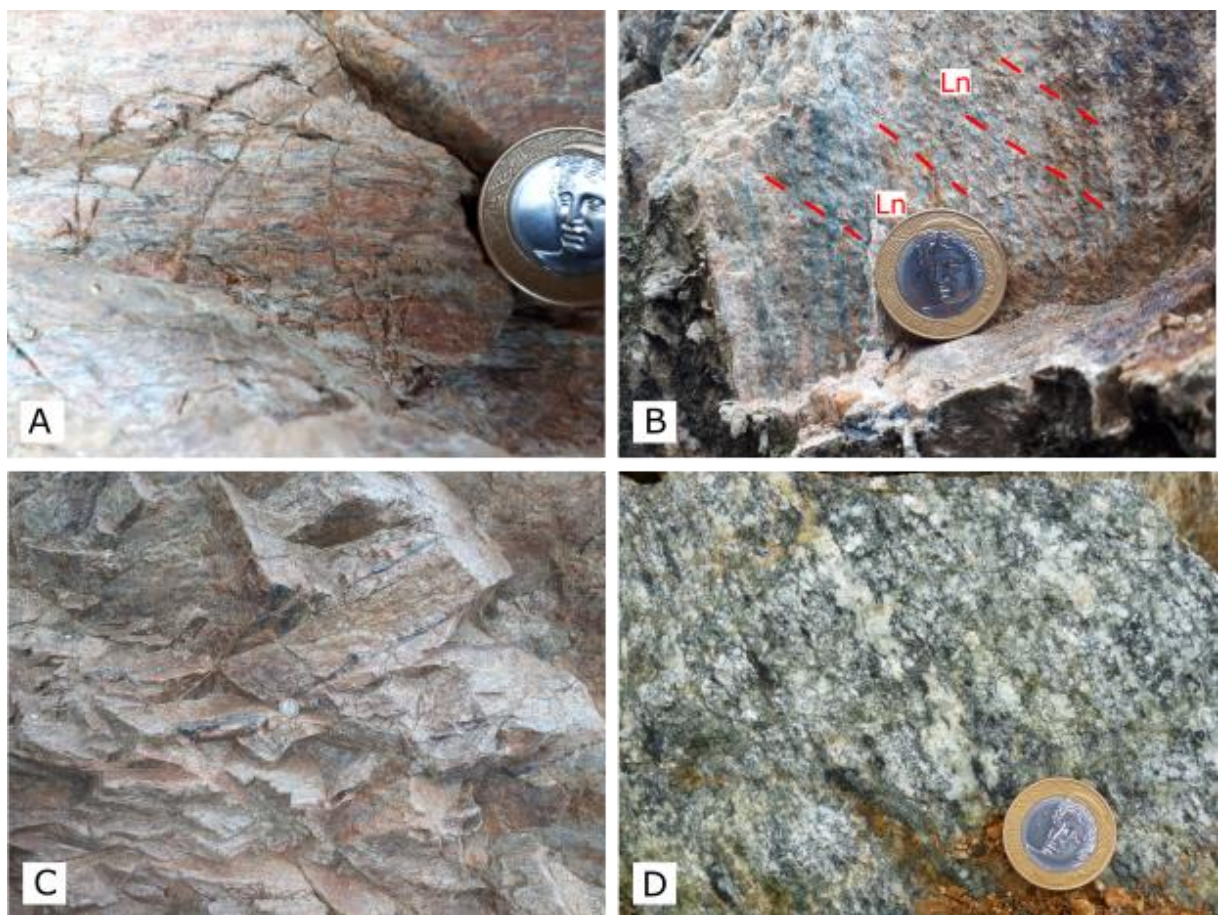


Figura 13. Litotipos e estruturas encontradas em escala de afloramento na Porção Central: A) Ortomilonito de granitoide com bandamento milimétrico e porfiroclastos estirados; B) Os dois conjuntos de lineações observados nos afloramentos do granitoide com bandamento milimétrico. O tracejado vermelho deixa evidente a lineação

menos aparente. UTM 22J 702742/ 7014373 (ICA-13); C) Pseudotaquilitos ocupando fraturas. A e C encontram-se em UTM 22J 708950/ 7018644 (ICA-08); D) Gnaiss tonalítico protomilonitizado com bandamento subcentimétrico. UTM 22J 707848/ 7017814 (ICA-09).

O principal litotipo observado na Porção Nordeste é um milonito de granitoide porfirítico bandado (Fig. 14-A e 14-B), com espessura de banda variável entre milimétrica e centimétrica, tem cor laranja nas bandas quartzo-feldspáticas, predominantes, e cor cinza nas bandas ricas em mica, possui porfiroclastos de feldspato (Fsp) centimétricos rotacionados numa matriz formada por quartzo (Qtz) e mica.

Há ainda outros litotipos subordinados, tratam-se de rochas máficas. Uma delas preta, sem orientação, inequigranular, de granulação fina, onde é possível ver cristais pouco desenvolvidos de feldspato e inossilatos, sendo classificada como microgabro. Uma outra é equigranular, maciça e com mineralogia semelhante à da primeira, no entanto, se apresenta em cristais de tamanho subcentimétrico, e por isto foi nomeada gabro (ou ortoanfibolito, de acordo com Winge et. al., 2001 – 2019). O terceiro litotipo máfico ocorre intercalado ao litotipo principal. Trata-se uma rocha fina, afanítica, bastante alterada que apresenta cor verde musgo e orientação que se expressa na forma de foliação xistosa. Sendo assim, foi classificada como xisto máfico.

O microgabro ocorre como diques intrudindo o litotipo principal, apresentando bordas bem definidas, de reação, e enclaves do protomilonito de granitoide (Fig. 14-H). Também possui contato bem marcado com o gabro, porém irregular (Fig. 14-K). Por sua vez, o gabro gera bordas de reação com o protomilonito (Fig. 14-I), e apresenta contato gradativo com o pegmatito (Fig. 14-J). O pegmatito ocorre como veios e como corpos tabulares, gerando contato visível, porém difuso na interface com o litotipo principal (Fig. 14-L). Por fim, é verificado que os corpos máficos discordantes também podem ocorrer orientados (Fig. 14-L).



Figura 14. Litotipos e estruturas encontradas em escala de afloramento na Porção Nordeste: A) Protomilonito de granitoide bandado com porfiroclastos de feldspato sinistralmente rotacionados. UTM 22J 737245/ 7032036 (ICA-15); B) Ortomilonito de granitoide com porfiroclastos de feldspato; C) Par de foliações S-C indicando movimentação sinistral; D) Associação de foliação S e crenulação C indicando movimentação sinistral. UTM 22J 738944/ 7035544 (ICA-18); E) Veios pegmatíticos dobrados e entrecortados; F) Lineação de estiramento em plano XY (subvertical), evidenciada pelos porfiroclastos de feldspato destacados em alto relevo; G) Pseudotaquilites ocupando planos concordantes e discordantes à foliação; H) Associação entre rochas máficas, veios pegmatíticos e o protomilonito de granitoide; I) Contato entre o protomilonito de granitoide e o gabro; J) Gabro em contato com pegmatito, gerando borda de reação; K) Gabro e microgabro em contato, gerando interface bem definida; L) Protomilonito de granitoide e pegmatito, orientados, em contato visível, porém difuso. B, C, E, F, G, H, I, J, K e L encontram-se em UTM 22J 738778/ 7036124 (ICA-07).



Figura 14. (continuação).

No quesito estrutural deste setor, retirou-se as principais informações do litotipo predominante, onde foram encontradas foliação subvertical com atitude média N40°E/70°NW, pares de foliações s-c (Fig. 14-C e 14-D), dobras fechadas assimétricas e duas famílias de lineações. Além disto, ocorrem veios pegmatíticos, onde um veio pode aparecer com partes concordantes e partes discordantes à foliação, parecendo estar dobrado (Fig. 14-E). Nesta porção também foi encontrado um material afanítico e preto ocupando planos de fratura paralelos e não paralelos a XY, foi classificado como pseudotaquilito (Fig. 14-G).

A maior parte dos indicadores cinemáticos nos afloramentos desta parte da ZCP apontavam para rotação do tipo sinistral, oblíqua e transtrativa (Fig. 14-C e 14-D). As duas famílias de lineações reconhecidas distinguem-se essencialmente por suas atitudes, a mais recorrente cai para SW, com caimento variando entre 25° e 60° (Fig. 14-F), enquanto a outra Ln cai para N, precipitando-se com ângulos entre 30° e 71°. Em alguns afloramentos aparece apenas uma das duas famílias, em outros ambas estão presentes, ainda assim, não se chegou a uma conclusão da cronologia desta associação.

5.3 Microestruturas e termometria através da petrografia

A descrição das seções delgadas evidencia elementos associados ao desenvolvimento da foliação milonítica nos principais litotipos da ZCP, dentre estes estão cristais estirados, porfiroclastos rotacionados, texturas de recristalização dinâmica e extinção ondulante em quartzo.

O milonito de granitoide equigranular, principal litotipo presente na Porção Central, tem textura predominantemente blasto a ultramilonítica, granulação fina a média e porfiroclastos milimétricos. É composto por quartzo, feldspato e mica, que definem a foliação. O Qtz e o Fsp ocorrem tanto como matriz quanto como megacristais estirados, fraturados ou recristalizados, muitas vezes indicando o sentido dextral do fluxo cinemático.

Os cristais de quartzo mostram feições de recristalização dinâmica, sendo a do tipo *subgrain rotation* (SGR) a mais aparente em comparação com as recristalizações dos tipos *bulging* (BLG) ou *grain boundary migration* (GBM), que podem ocorrer em junto com a SGR dependendo da lâmina. Além disto, o quartzo recorrentemente se mostra como megacristal

em formato de fitas onde apresenta extinção ondulante. Assim, a rocha classifica-se como muscovita monzogranito milonítico.

O gnaiss tonalítico milonitizado tem textura blastomilonítica, com baixa formação de matriz, que tem granulação média. Os porfiroclastos que possui são milimétricos. A assembleia mineralógica é feita por plagioclásio, anfibólio, clorita e quartzo, além de apatita, allanita, granada bastante deteriorada e ortopiroxênio reliquiar, substituído por anfibólio. A foliação milonítica é marcada principalmente por clorita e agregados lenticulares de quartzo deformados e orientados, onde a recristalização do tipo SGR também é a mais recorrente. Sendo assim descrita, a rocha foi classificada como clorita – anfibólio protomilonito tonalítico.

Foram identificados zircão e apatita como minerais acessórios tanto no milonito de granitoide equigranular como no gnaiss tonalítico milonitizado, porém como apresentam-se em baixas porcentagens ($\leq 1\%$) e não são minerais índice das condições de metamorfismo, não foram colocados na tabela 3.

A tabela 3 e a figura 15 são compilados das informações obtidas e as microestruturas observadas na descrição das lâminas de cada amostra coletada da Porção Nordeste.

Tabela 3. Mineralogia das amostras da Porção Central a partir da petrografia, classificação dos litotipos e indicação qualitativa das feições de deformação presentes em cada amostra.

PORÇÃO CENTRAL			
AMOSTRAS	ASSEMBLEIA MINERALÓGICA	CLASSIFICAÇÃO	DEFORMAÇÃO / RECRIST. DINÂM
ICA-08A	Qtz (45%), Fsp (42%), Ms (13%)	Muscovita monzogranito milonítico	BLG* e SGR (Qtz); Qtz estirado e com extinção ondulante
ICA-08B	Qtz (21%), Fsp (45%), Ms (6%), Anfi (14%), Opx (3%) Opacos (1%)	Anfibólio protomilonito tonalítico	SGR (Qtz); Qtz estirado e com extinção ondulante; Fds com feições rúpteis, fraturado
ICA-09	Qtz (11%), Fsp (45%), Chl (19%), Anfi (21%), Grt (1%) Opacos (3%)	Clorita - anfibólio protomilonito tonalítico	SGR (Qtz); Qtz estirado e com extinção ondulante; Fds com feições rúpteis
ICA-11	Qtz (58%), Ms (22%), Bt (20%)	Biotita - muscovita - quartzo ultramilonito	BLG e SGR* (Qtz); Qtz estirado e com extinção ondulante; Mica <i>fish</i> (Bt e Ms)
ICA-13A	Qtz (40%), Fsp (37%), Ms (11%), Bt (9%), Opacos (2%)	Monzogranito milonítico	SGR* e GBM (Qtz); Qtz estirado e com extinção ondulante; Fds com feições rúpteis
ICA-13D	Qtz (44%), Fsp (55%), Bt (1%)	Monzogranito milonítico	SGR* e GBM (Qtz); Qtz estirado e com extinção ondulante;
* (asterisco) indica o tipo de recristalização dinâmica predominante na lâmina; Qtz - quartzo; Fds - feldspato; Ms - Muscovita; Bt - Biotita; Anfi - Anfibólio; Chl - Clorita; Px - Piroxênio; Milonitos nomeados segundo Sibson (1977).			

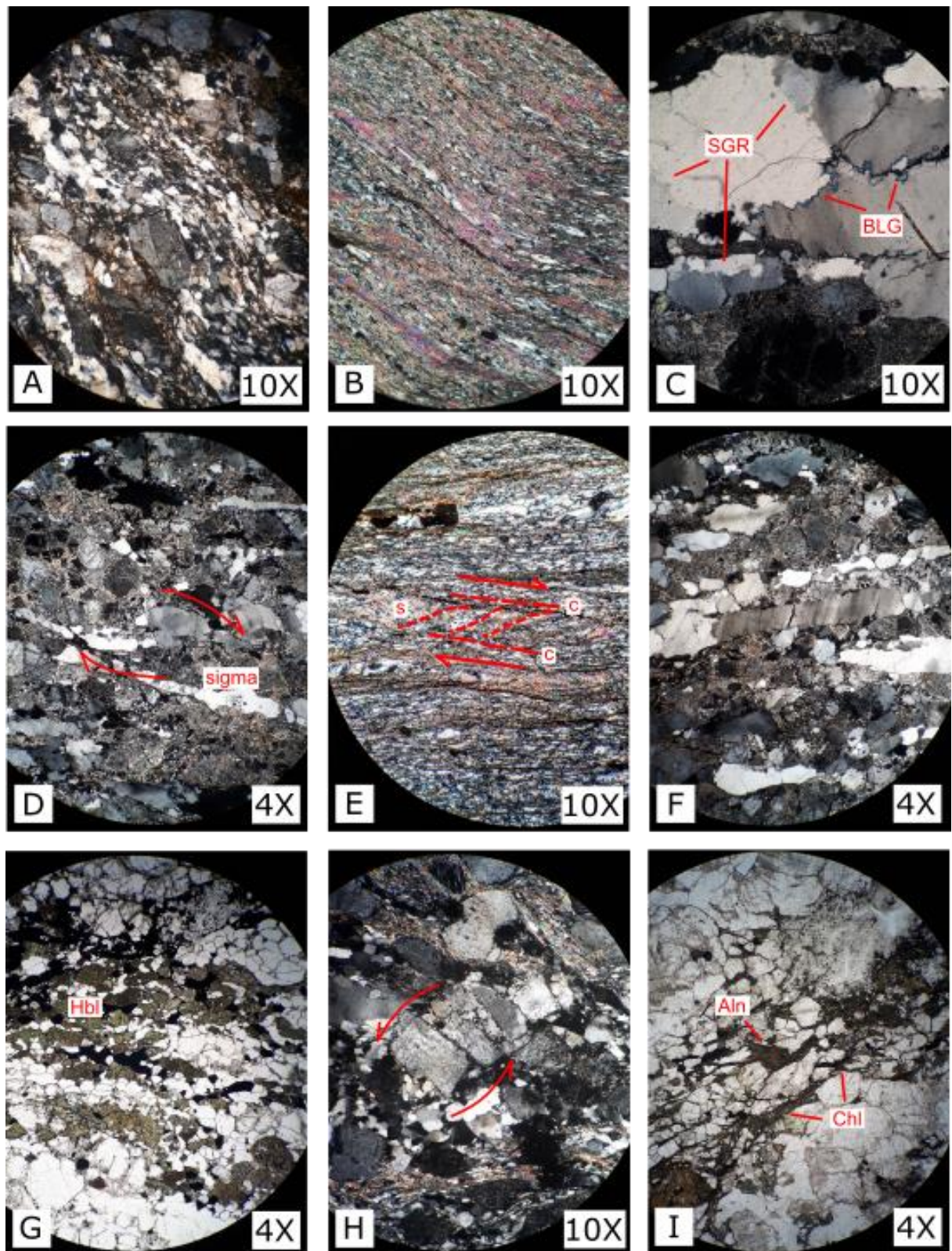


Figura 15. Litotipos e microestruturas da Porção Central vistos em lâmina: A) Muscovita monzogranito milonítico (ICA-13D); B) Biotita – muscovita – quartzo ultramilonito (ICA-11); C) Bulging (BLG) e subgrain rotation (SGR) em agregado de quartzo (ICA-08A); D) Agregado de quartzo como indicador cinemático dextral do tipo “sigma” (ICA-08A); E) Par de foliações S-C indicando fluxo cinemático dextral (ICA-11); F) Cristais de quartzo estirado como fitas ou *ribbons* (ICA-08A); G) Anfibólio protomilonito tonalítico (ICA-08B); H) Porfiroclasto de feldspato fraturado, “dominó” indicando movimentação sinistral (a amostra não foi orientada em campo – ICA-08B); I) Allanita e clorita orientadas paralelas a foliação milonítica em Anfibólio protomilonito tonalítico (ICA-09); A encontra-se em UTM 22J

702742/ 7014373; B e E foram encontrados em UTM 22J 707620/ 7016847; C, D, F, G e H encontram-se na UTM 22J 708950/ 7018644; I em UTM 22J 707848/ 7017814.

O milonito de granitoide porfirítico bandado, litotipo predominante na Porção Nordeste, possui bandamento composicional dividido em bandas quartzo-feldspáticas, onde o Fsp está sericitizado, e bandas micáceas. Os níveis ricos em minerais félsicos têm textura variando de milonítica à cataclástica, e os níveis ricos em mica têm textura lepidoblástica. Assim, a foliação é definida por cristais de quartzo, feldspato e mica, que ocorrem como megacristais recrystalizados, estirados ou fraturados, de dimensões milimétricas e como matriz de granulação fina à média.

Os megacristais e estruturas geradas são ocasionalmente indicadores de movimento, ocorrendo como indicador do tipo σ para quartzo, *mica-fish* ou *microlithons* para as micas, e no caso dos feldspatos, como porfiroclastos rotacionados, com bordas abruptas, mostrando feições rúpteis. De acordo com isto, o sentido de movimentação apontado é do tipo dextral.

A recrystalização dinâmica observada é majoritariamente do tipo SGR em quartzo, embora neste mineral também ocorra BLG ou GBM, dependendo da lâmina. Em alguns casos a recrystalização do tipo SGR também aparece no feldspato. A partir das características descritas o litotipo foi classificado como protomilonito de muscovita sienogranito bandado.

O gabro apresentando textura ígnea, sem orientação, é fanerítico com granulação equigranular média. Os principais minerais presentes são hornblenda e plagioclásio, configurando a paragênese mineral de Fácies Anfíbolito, e piroxênio reliquiar, substituído por anfíbólio, zircão e quartzo como minerais acessórios, onde o último apresenta extinção ondulante.

O xisto máfico de cor verde musgo tem textura lepidonematoblástica, granulação variando de muito fina à média, a foliação xistosa é definida majoritariamente por cristais de anfíbólio e plagioclásio, e minerais de hábito micáceo, como muscovita, biotita e clorita. A biotita ocorre como *mica fish* indicando movimentação dextral. Além disto, numa das lâminas desta rocha foram encontrados cristais de piroxênio orientados. O nome da rocha é Clorita - anfíbólio xisto com biotita.

Foram identificados zircão e apatita como minerais acessórios no protomilonito de granitoide e no gabro, mas como apresentam-se em porcentagens baixas ($\leq 1\%$) e não são minerais índice na identificação das condições de metamorfismo, não foram colocados na tabela 4.

A tabela 4 e a figura 16 trazem as informações obtidas e as microestruturas observadas na descrição das lâminas das amostras coletadas na Porção Nordeste.

Tabela 4. Mineralogia das amostras da Porção Nordeste a partir da petrografia, classificação dos litotipos e indicação qualitativa das feições de deformação presentes em cada amostra.

PORÇÃO NORDESTE			
AMOSTRAS	ASSEMBLEIA MINERALÓGICA	CLASSIFICAÇÃO	DEFORMAÇÃO / RECRIST. DINÂM
ICA-02	Qtz (40%), Fsp (6%), Ms (43%), Bt (4%), Opacos (7%)	Milonito de muscovita granitoide bandado rico em quartzo	BLG e SGR* (Qtz); Qtz estirado e com extinção ondulante; Fds com feições rúpteis
ICA-04	Qtz (43%), Fsp (23%), Ms (33%), Opacos (1%)	Protomilonito de muscovita sienogranito bandado	GBM (Qtz) e SGR (Fsp); Mica <i>fish</i> (Bt); Qtz estirado e com extinção ondulante; Fds com feições rúpteis
ICA-06A	Qtz (45%), Fsp (23%), Ms (32%)	Protomilonito de muscovita sienogranito bandado	BLG* e SGR (Qtz); Qtz estirado e com extinção ondulante; Fds com feições rúpteis
ICA-06B	Anfi (85%), Chl (11%), Bt (2%), Opacos (1%)	Clorita - anfibólio xisto com biotita	Bt estirada e fraturada; Não caracterizável em termos de processo de recristalização dinâmica
ICA-07B	Qtz (40%), Fsp (37%), Ms (11%), Bt (9%), Opacos (2%)	Protomilonito de biotita - muscovita sienogranito	BLG e SGR* (Qtz); Qtz estirado e com extinção ondulante; Fds com feições rúpteis
ICA-07D	Anfi (48%), Plg (45%), Px (4%), Qtz (3%)	Gabro com piroxênio e quartzo	Qtz com extinção ondulante
ICA-07E	Anfi (74%), Plg (1%), Chl (15%), Ms (10%)	Muscovita - clorita - microgabro	Não caracterizável em termos de processo de recristalização dinâmica
* (asterisco) indica o tipo de recristalização dinâmica predominante na lâmina; Qtz - quartzo; Fds - feldspato; Ms - Muscovita; Bt - Biotita; Anfi - Anfibólio; Chl - Clorita; Px - Piroxênio; Milonitos nomeados segundo Sibson (1977).			

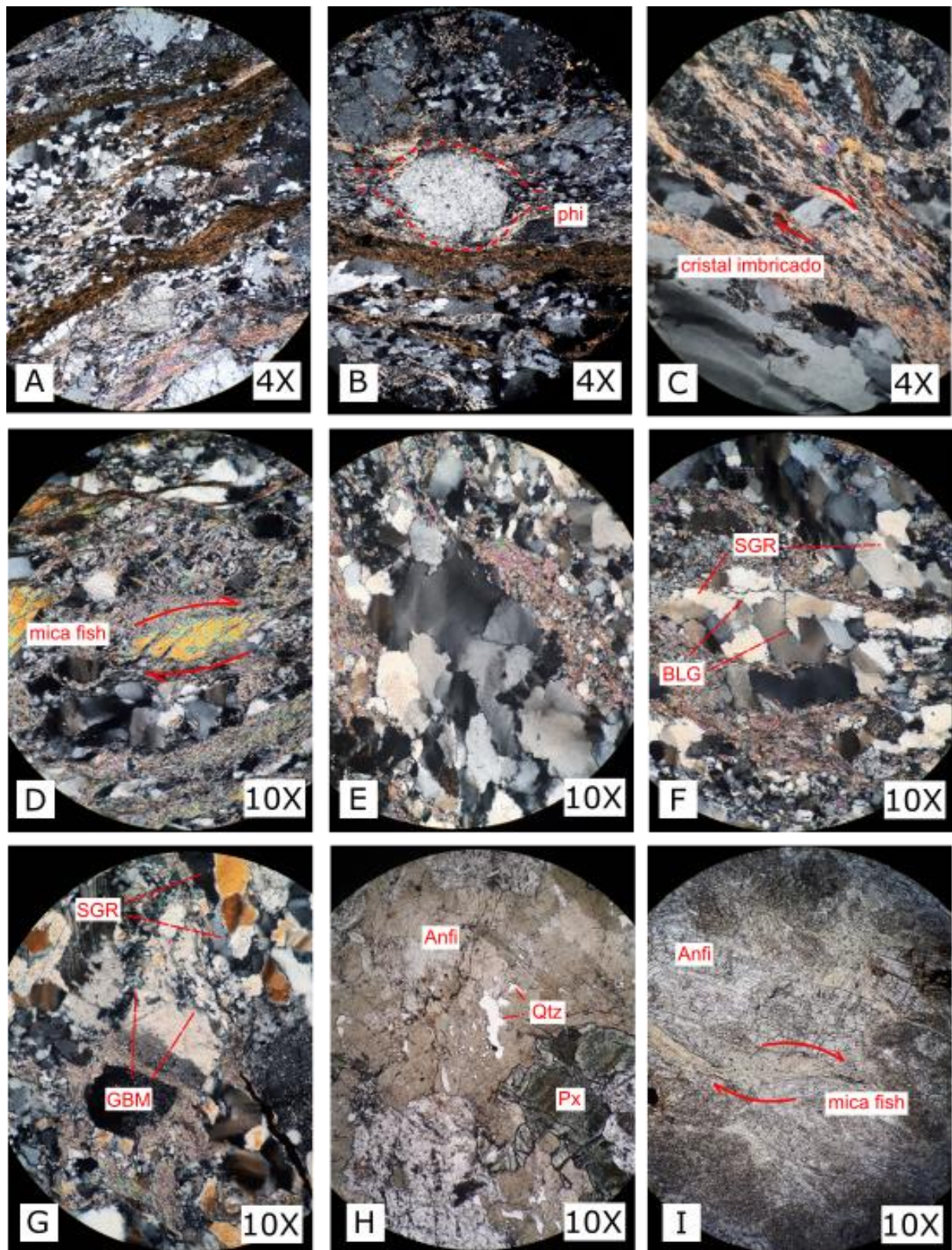


Figura 16. Litotipos e microestruturas da Porção Nordeste vistos em lâmina: A) Protomilonito de muscovita sienogranito bandado (ICA-07B); B) Porfiroclasto de feldspato como indicador cinemático tipo “phi” (ICA-07B); C) Porfiroclasto de quartzo como indicador cinemático dextral do tipo “sigma” (ICA-06A); D) Mica fish em megacrystal de muscovita indicando movimentação do tipo dextral (ICA-04); E) Agregado de quartzo onde os cristais apresentam extinção ondulante (ICA-02); F) Bulging (BLG) e subgrain rotation (SGR) em agregado de quartzo (ICA-02); G) Subgrain rotation em feldspato e grain boundary migration (GBM) em quartzo (ICA-04); H) Anfibolito com piroxênio e quartzo com textura ígnea preservada (ICA-07B); I) Clorita – anfibólio xisto com mica fish em

cristal de biotita indicando movimentação dextral (a amostra não foi orientada em campo – ICA-06B); A, B e H encontram-se em UTM 22J 738778/ 7036124; C e I em UTM 22J 737075/ 7031424; D e G em 737245/ 7032036; e E e F estão em 738347/ 7032945.

5.4 Análise EBSD

Conforme o item 4.4, algumas informações sobre a deformação podem ser obtidas a partir da análise dos estereogramas gerados na EBSD. As principais são a cinemática, a medida do ângulo de abertura (OA) e os sistemas de deslizamento que foram ativados por ela.

Em quatro das amostras onde foi feita a análise, considerou-se as áreas dos grãos, e nas outras três apenas um ponto por grão, pois nestas últimas ocorrem porfiroclastos muito maiores que a média e seus tamanhos poderiam enviesar os resultados. Nas figuras 17 e 18 são apresentados os produtos da técnica referentes aos setores Central e Nordeste, respectivamente.

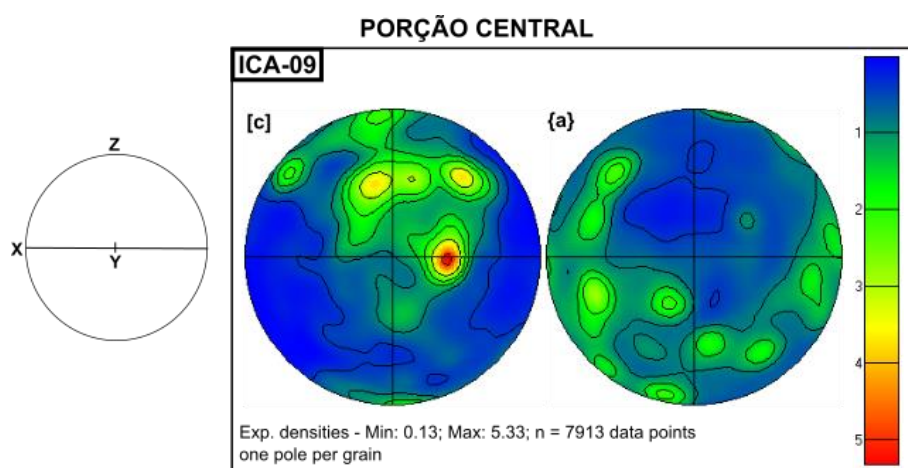


Figura 17. Projeções de área equivalente no hemisfério inferior, produtos das análises EBSD em três amostras da Porção Central. XY) Foliação orientada e lineação de estiramento horizontal; Z) representa o polo da foliação; [c] mostra a distribuição dos eixos-c no quartzo; {a} descreve as concentrações dos eixos-a em quartzo; O contorno estatístico foi feito com *half width* e *cluster size* de 15° e 5°, respectivamente; Os *opening angles* (OA) são representados pelos arcos vermelhos ao redor de “[c]”.

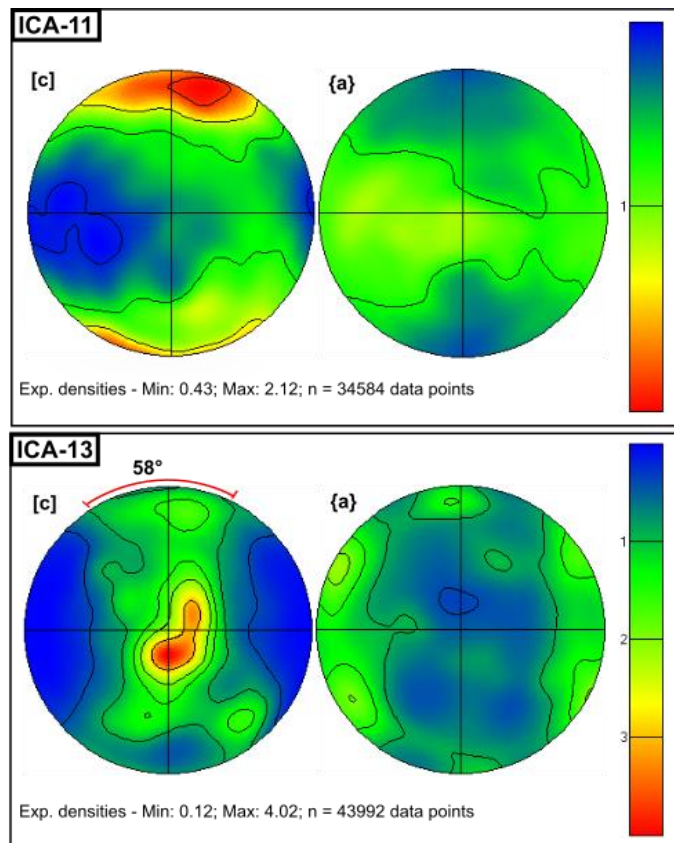


Figura 17. (continuação).

Os eixos-c de quartzo na amostra ICA-09 tem ponto de máxima no plano XY, próximo a Y, e máximos menos expressivos em posições intermediárias entre X e Z, e Y e Z. Estes máximos formam uma guirlanda de círculo menor a aproximadamente 40° de Z, que sugere cinemática sinistral. No entanto, trata-se de uma região mal definida, e o padrão aponta que a análise provavelmente foi feita num plano oblíquo (ligeiramente rotacionado em X). Os eixos-a estão distribuídos assimetricamente em posições periféricas.

Em ICA-11, os pontos de máxima concentração de eixos-c estão distribuídos em círculo menor, gerando *single-girdle* assimétrica dextral próxima a Z, enquanto os eixos-a possuem concentração discreta ao longo de X.

Na amostra ICA-13A, os eixos-c concentram-se ao redor de Y, distribuem-se de modo a formar uma geometria intermediária entre *single* e *crossed-girdle* com rotação dextral, a medida que os eixos-a concentram-se em posições medianas na periferia do estereograma. Além disto, a ICA-13A tem o OA de 58°, e o cálculo da temperatura feito a partir dele com a equação 1 de Faleiros et al. (2016) forneceu o valor de $448,2 \pm 50$ °C.

Os sistemas de deslizamento sugeridos pelos padrões das amostras são *prism* <a> e *rhom*b <a> para ICA-09, *basal* <a> para ICA-11 e *prism* <a> para ICA-13A.

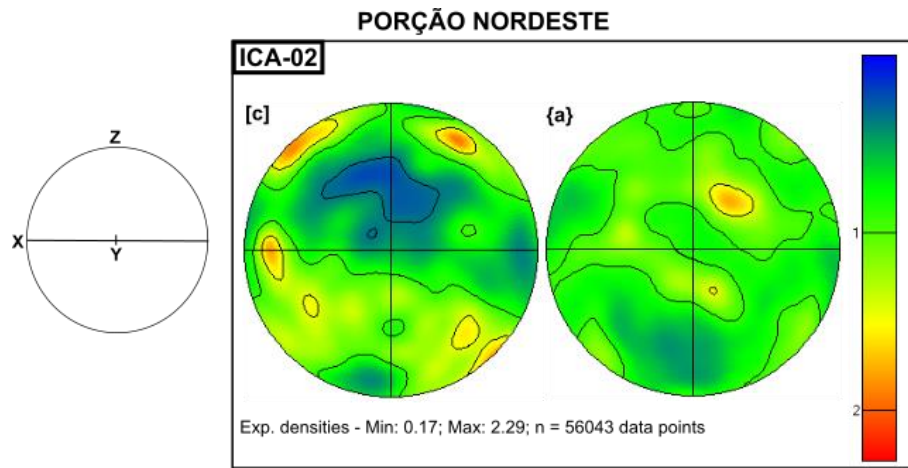


Figura 18. Projeções de área equivalente no hemisfério inferior, produtos das análises EBSD em quatro amostras da Porção Nordeste. XY) Foliação orientada e lineação de estiramento horizontal; Z) representa o polo da foliação; [c] mostra a distribuição dos eixos-c no quartzo; {a} descreve as concentrações dos eixos-a em quartzo; O contorno estatístico foi feito com half width e cluster size de 15° e 5°, respectivamente; Os opening angles (OA) são representados pelos arcos vermelhos ao redor de “[c]”.

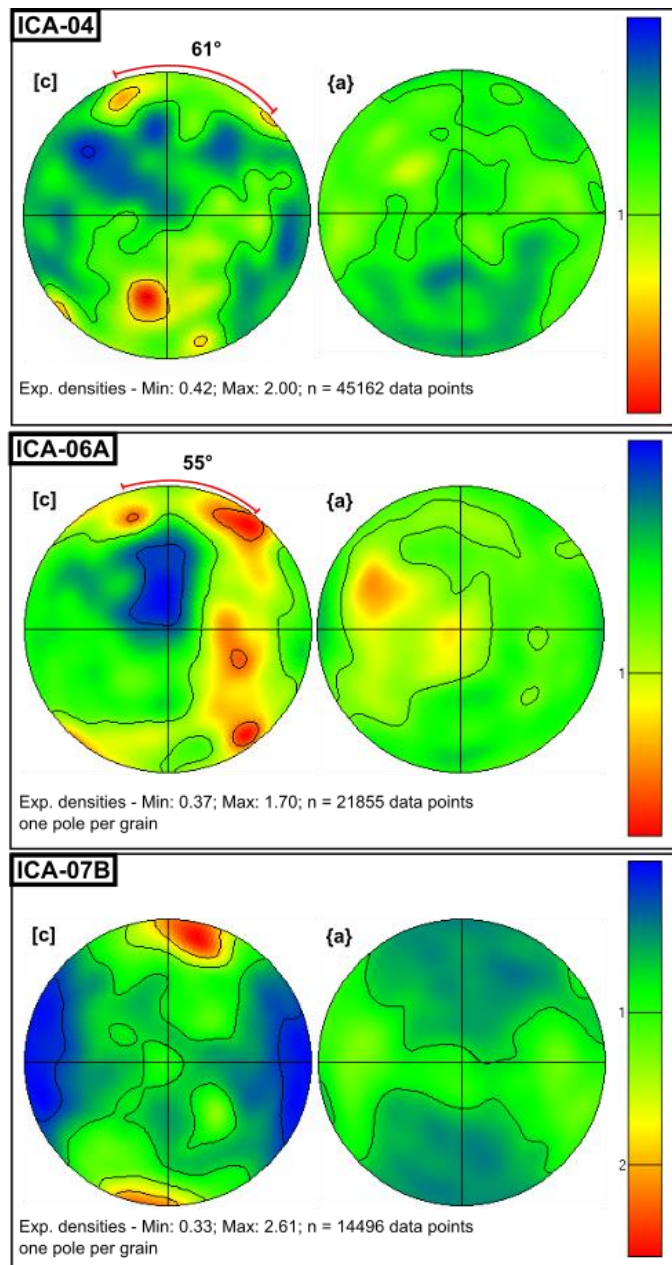


Figura 18. (continuação).

A amostra ICA-02 tem regiões de máxima concentração de eixos-c em posições intermediárias entre X e Z, exceto uma que está alinhada a X. Todos os máximos ocupam a periferia do estereograma e parecem se alinhar numa guirlanda de círculo menor. Já os eixos-a ocorrem mais concentrados ao redor de Y.

Nas amostras ICA-04 e ICA-06 os máximos concentram-se próximos a Z (no caso da ICA-04, há região de máxima entre Z e Y), formando *crossed-girdle* de tipo I. Os ângulos de abertura associados a estas guirlandas são 61° e 55°, respectivamente. Ademais, a ICA-06 parece estar levemente rotacionada em Z, o que numa posição mais favorável geraria uma guirlanda simétrica. Os eixos-a formam guirlandas com regiões de máxima em posições de baixo ângulo com X.

O cálculo de temperatura utilizando-se a equação 1 de Faleiros et al. (2016) para os OAs de 61° e 55°, resultou nos valores $468,9 \pm 50$ °C e $427,5 \pm 50$ °C, nesta ordem.

Em ICA-07B os eixos-c de quartzo formam regiões de máxima próximas de Z, distribuídos em círculo menor, gerando *single-girdle* assimétrica dextral. Enquanto os eixos-a formam concentrações discretas e alinhadas ao longo de X.

Os sistemas de deslizamento indicados pelos estereogramas das amostras ICA-02, ICA-04, ICA-06A e ICA-07B são, respectivamente, *basal* <a> + *rhom*b <a>, *basal* <a> + *rhom*b <a>, *prism* <a> e *basal* <a>.

5.5 Datação com U-Pb em zircão

5.5.1 Amostras

As amostras ICA-07B e ICA-07D pertencem à Porção Nordeste da ZCP. A amostra de mão da ICA-07B é uma rocha com bandas cinzas escuras e bandas rosadas, possui foliação milonítica definida por porfiroclastos estirados e micas, granulação fina na matriz, porém porfiroclastos milimétricos. É constituída por biotita, muscovita, feldspato e quartzo. Os níveis quartzo-feldspáticos formam estrutura do tipo *pinch-and-swell*. A rocha corresponde ao protomilonito de sienogranito bandado (Fig. 19-A).

Os zircões da ICA-07B dividem-se entre três tipos. O mais comum forma prismas longos com as pontas arredondadas, geralmente quebrados, não possui núcleo herdado, alguns apresentam-se homogêneos, outros têm anéis de crescimento que variam em espessura e que possuem um bom contraste, onde os anéis mais escuros denotariam maiores concentrações de urânio. O segundo tipo se mostra como prismas curtos com formato oval, também não possuem núcleo herdado, alguns apresentam anéis finos de sobrecrecimento, mas a maioria tem textura lisa. O terceiro tipo tem núcleo herdado, hábito prismático, apresenta-se em pedaços com fratura perpendicular ao eixo de maior crescimento, possui anéis delgados, alguns com baixíssimo contraste, o que dificulta a sua individualização. O núcleo herdado distingue-se bem do restante, é ovalado, uniforme e escuro. Fotos de catodoluminescência (CL) dos tipos de zircões são vistas na Fig. 19-B.

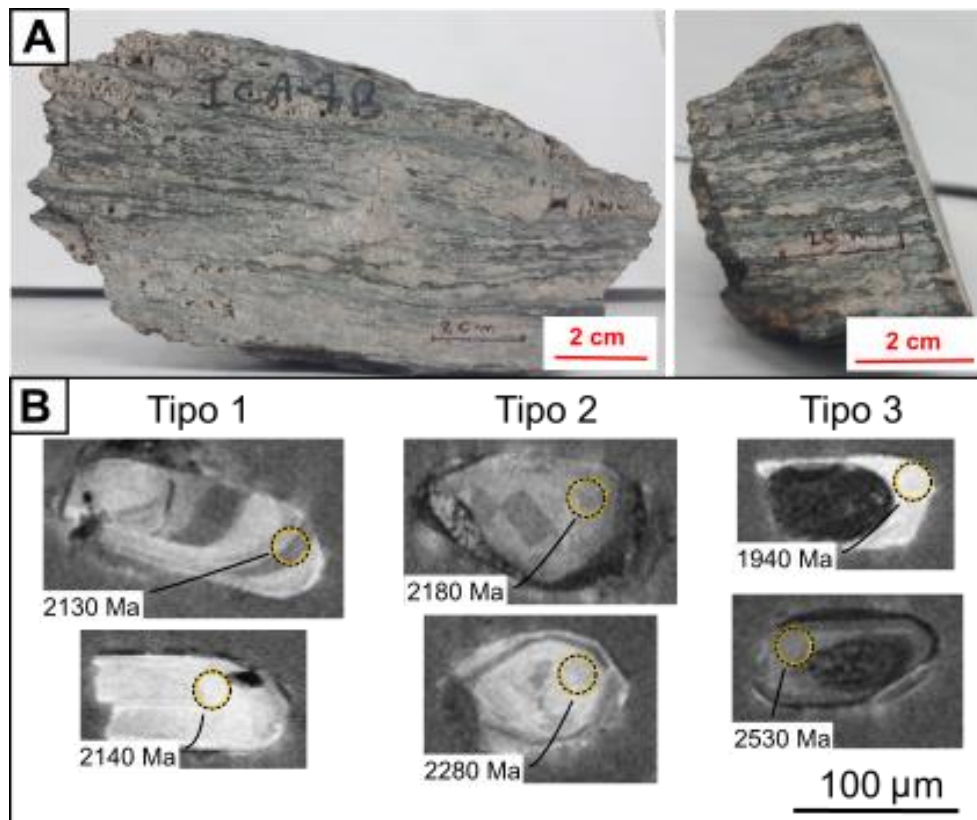


Figura 19. Amostra ICA-07B: A) Amostra de mão do protomilonito de sienogranito bandado; B) Fotos de catodoluminescência dos diferentes tipos de zircões encontrados na amostra. Os círculos pontilhados em preto e amarelo são os *spots* onde foram medidas as razões isotópicas para a obtenção das idades.

A amostra ICA-07D tem cor esverdeada, estrutura maciça, textura ígnea, lembrando a cumulática. Tem granulação média (subcentimétrica), equigranular, onde é possível ver cristais desenvolvidos de feldspato e inossilicato. Esta amostra classifica-se como gabro (Fig-20A).

Identificou-se dois tipos de zircões na ICA-07D. O tipo predominante corresponde aos cristais prismáticos alongados, que no geral estão fraturados e incompletos paralelos à base e apresentam fraturas conchoidais em suas bordas. As pontas, quando presentes, possuem forma piramidal com certa regularidade. Alguns cristais mostram camadas finas de sobrecrecimento, mas a maioria ocorre uniforme. Em alguns também há presença de núcleos herdados, de cores escuras e formas irregulares. O outro tipo de zircão tem formato oval e a maioria é homogênea com algumas imperfeições superficiais. Em alguns cristais ocorrem anéis de crescimento, e em apenas um identificou-se núcleo herdado, com forma oval, cor clara e sobrecrecimentos. A figura 20-B mostram as fotos de CL dos tipos de zircões que foram descritos.

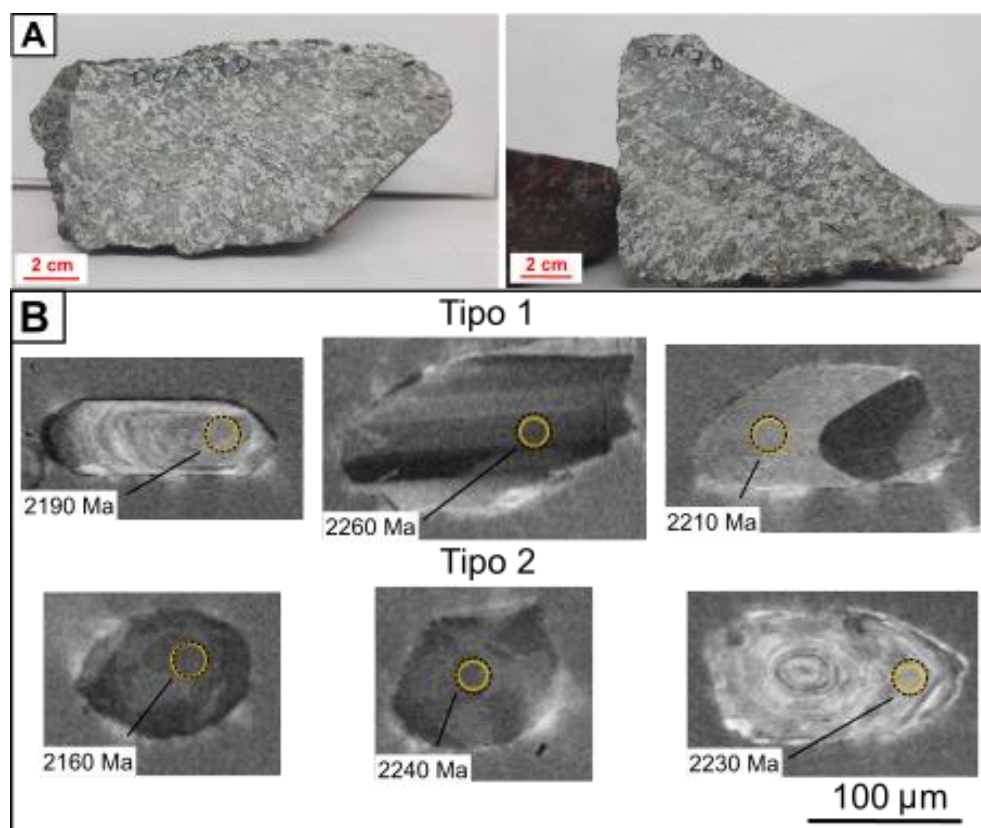


Figura 20. Amostra ICA-07D: A) Amostra de mão do gabro; B) Fotos de catodoluminescência de zircões representativos dos dois tipos encontrados na amostra. Os círculos pontilhados em preto e amarelo são os *spots* onde foram medidas as razões isotópicas para a obtenção das idades.

A amostra ICA-08B pertence à Porção Nordeste da ZCP. Trata-se de uma rocha cinza esverdeada, com estrutura orientada, que tem bandamento subcentimétrico, foliação milonítica granulação fina à média, e é composta por quartzo, feldspato, muscovita e inossilatos. A amostra equivale a um gnaiss tonalítico milonitizado (Fig. 21-A).

Os zircões da amostra ICA-08B também se dividem em dois tipos. O mais recorrente tem hábito prismático alongado, com terminações piramidais. No geral apresentam-se bem preservados e são homogêneos, embora alguns mostrem anéis, delgados e pouco contrastantes de sobrecrecimento, e também núcleos herdados. Estes têm formato oval, e cor clara. O tipo 2 é bastante arredondado, tem formato oval, normalmente tem ocorrência de anéis de crescimento, onde os escuros são mais finos, mas também há cristais uniformes. Possuem núcleos herdados, que mostram padrão de crescimento em mais de um estágio. A figura 21-B apresenta as imagens de CL dos dois tipos descritos.

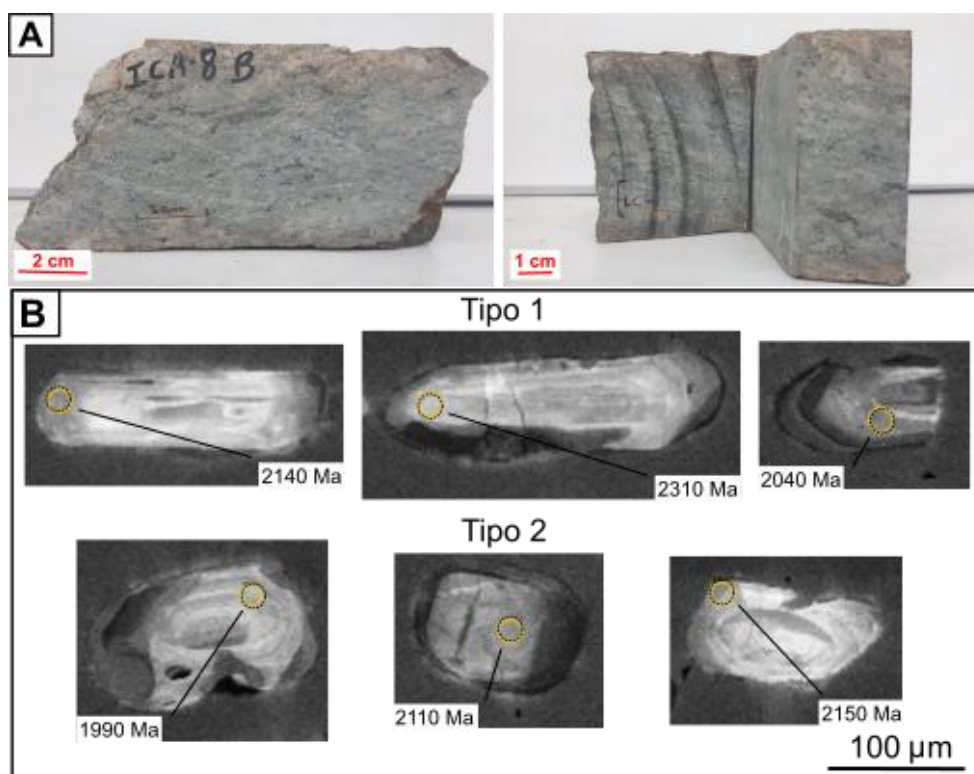


Figura 21. Amostra ICA-08B: A) Amostra de mão do gnaiss tonalítico milonitizado; B) Fotos de catodoluminescência de zircões representativos dos dois tipos encontrados. Os círculos pontilhados em preto e amarelo são os *spots* onde foram medidas as razões isotópicas para a obtenção das idades.

5.5.2 Resultados U-Pb

Os dados analíticos de todas as análises feitas através de LA-ICP MS são apresentados no apêndice C.

Foram feitos um total de 36 *spots* de LA-ICP MS em cada amostra analisada. Para o cálculo das idades concórdias, o ISOPLLOT utilizou a maior densidade de dados próximos a um ponto da curva Concórdia, assim, alguns valores que apresentavam grande concordância (> 90%) não foram considerados. Nas tabelas do apêndice C, estão diferenciados os dados utilizados nos cálculos da idade concórdia e aqueles que foram desconsiderados.

Na ICA-07B, apenas seis *spots* foram aceitos no cálculo da idade concórdia. O resultado concentra-se num ponto da curva Concórdia, no valor de 2178 ± 13 Ma. Outros dois dos 36 *spots* não foram usados no cálculo em função de apresentarem teor muito alto de Pb comum. Já na amostra ICA-07D, 19 *spots* foram usados para calcular a idade. Estes produziram o resultado de 2196.4 ± 7.4 Ma. Nesta amostra, dois dos 36 *spots* também não foram considerados por possuírem elevada concentração de Pb comum ou apresentarem problemas analíticos. Por fim, foram considerados 13 *spots* na amostra ICA-08B, que geraram a idade concórdia de 2144.9 ± 13 Ma. A figura 22, a seguir, apresenta os diagramas gerados a partir dos dados U-Pb.

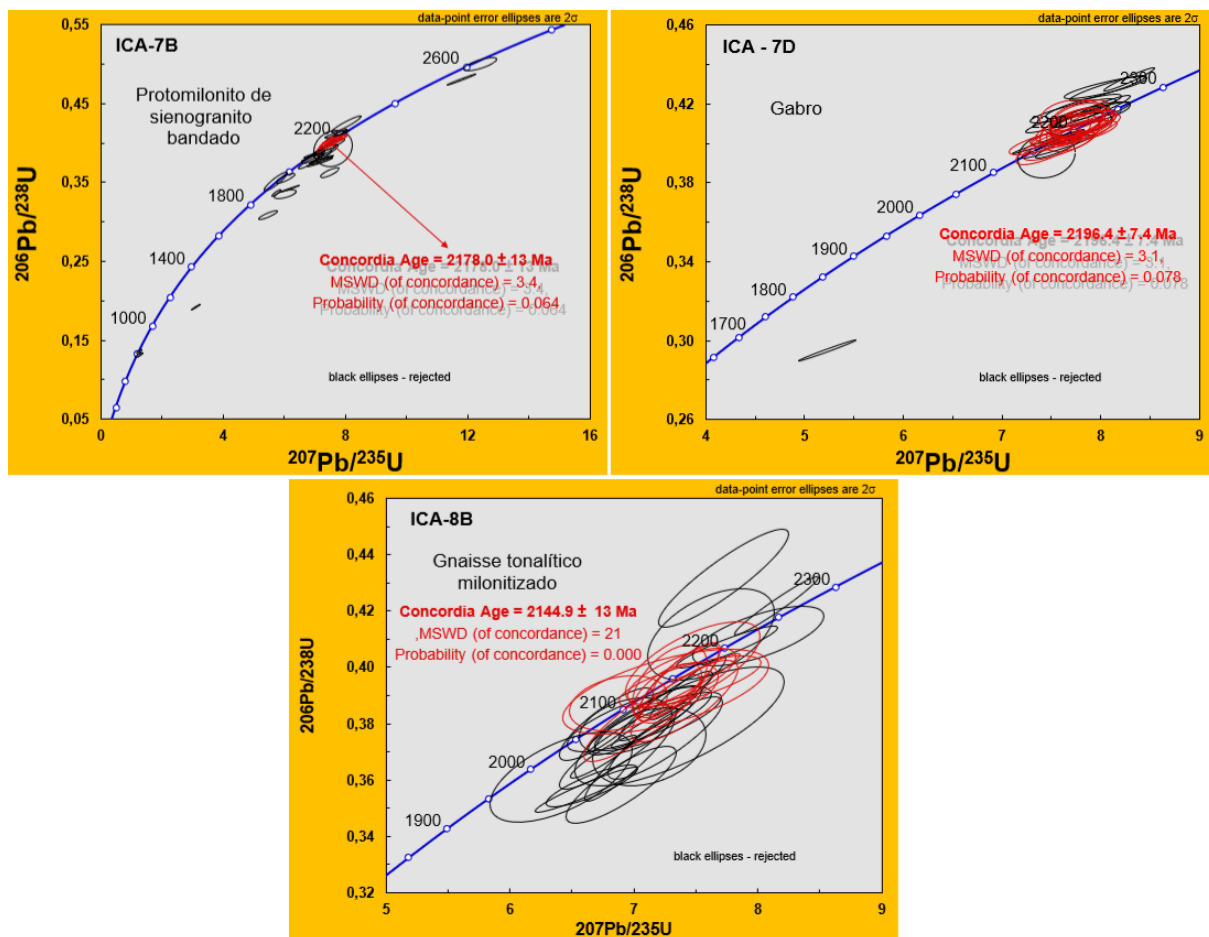


Figura 22. Diagramas da Concórdia para as amostras ICA-07B, ICA-07D e ICA-08B.

6. INTERPRETAÇÃO E DISCUSSÃO DOS RESULTADOS

A Zona de Cisalhamento Perimbó é definida pela distribuição de milonitos ao longo de uma faixa de aproximadamente 3 km de espessura, onde as rochas apresentam direções de foliação subparalelas entre si. O setor central da zona se destaca principalmente pela ocorrência do milonito de granitoide equigranular, que corresponde ao Granito Parapente. Já o setor Nordeste é marcado pelo milonito de granitoide porfirítico bandado, que representa o Complexo São Miguel. O traçado da sua área de influência e dos seus limites está no mapa no apêndice A.

A caracterização das condições de deformação da ZCP apoia-se na petrografia e na EBSD. Na Porção Central, a deformação é caracterizada tanto pelo milonito de granitoide equigranular quanto no gnaiss tonalítico milonitizado.

As lâminas do primeiro litotipo (ICA-08A, ICA-11, ICA-13A e ICA-13D) apresentam duas texturas de recristalização dinâmica em quartzo, cada uma. A ICA-08A e a ICA-11 possuem os tipos *bulging* e *subgrain rotation*, e as amostras ICA-13A e ICA-13D têm SGR e *grain boundary migration*. Em todas elas a textura predominante é a SGR, exceto na ICA-08A, única na qual a BLG predomina. O predomínio da SGR significa que a deformação teria ocorrido principalmente no intervalo de 300 a 520 °C. Também ocorre nas seções delgadas,

quartzo estirado (em fitas) com extinção ondulante, e no caso da amostra ICA-13A, feldspato com deformação rúptil.

O estudo das figuras da EBSD para as amostras ICA-11 e ICA-13A, sugerem os sistemas de deslizamento *basal* $\langle a \rangle$ e *prism* $\langle a \rangle$, respectivamente, nos quais as ativações correspondem ao intervalo de temperatura indicado pela petrografia. Bem como o cálculo de temperatura com o OA da amostra ICA-13, que forneceu valor de $448,2 \pm 50$ °C.

Os afloramentos do gnaiss tonalítico milonitizado são claramente foliados. No entanto, os minerais que apontam para condições de T mais altas (anfíbólio e feldspato) não definem a foliação milonítica. Na prática ela é caracterizada por agregados e lentes de quartzo, e por clorita, que indicam metamorfismo de baixo grau.

As amostras ICA-08B e ICA-09, equivalentes ao gnaiss tonalítico, apresentam SGR em cristais de quartzo, Qtz estirado com extinção ondulante e Fsp com aparência de deformação rúptil. Estes aspectos apontam que a deformação se desenvolveu em T entre 410 e 520 °C, o que condiz com o sistema de deslizamento, *prism* $\langle a \rangle$ para quartzo, indicado na EBSD da amostra ICA-09.

Na Porção Nordeste, o litotipo que claramente exhibe a deformação é o milonito de granitoide porfirítico. As seções delgadas das amostras ICA-02, ICA-04, ICA-06A e ICA-07B são representativas deste litotipo. Em todas elas ocorrem as texturas BLG e SGR, exceto na ICA-04, onde aparece apenas *grain boundary migration* em quartzo e SGR em Fsp. Além disso, a SGR predomina em ICA-02 e ICA-07B, enquanto a BLG é mais influente na ICA-06A. Os cristais de Qtz estirados mostram extinção ondulante e os porfiroclastos de feldspato apresentam características de deformação rúptil. Considerando estas texturas de recristalização dinâmica, o intervalo de temperatura ficaria entre 300 e 700 °C.

O padrão EBSD destas amostras do setor Nordeste indicam os sistemas de deslizamento *basal* $\langle a \rangle$, *basal* $\langle a \rangle$, *prism* $\langle a \rangle$ e *basal* $\langle a \rangle$ em quartzo, nesta ordem para ICA-02, ICA-04, ICA-06A e ICA-07B, definindo um intervalo que pode variar entre 300 e 500 °C. Além de que, os OAs em ICA-04 e ICA-06A, indicam os valores da T de deformação de maneira mais assertiva, $468,9 \pm 50$ °C e $427,5 \pm 50$ °C, respectivamente.

Outro litotipo útil para indicar as condições de deformação, neste caso qualitativamente, é o xisto máfico. Sua xistosidade é definida tanto por anfíbólio e plagioclásio, par de minerais que indicam temperaturas mais altas, quanto por micas e clorita, que apontam para temperaturas mais baixas. O restante dos litotipos desta porção não são úteis para caracterizar a deformação. A amostra do microgabro encontra-se indeformada, ao passo que no gabro, a única marca de deformação é a extinção ondulante nos seus cristais de quartzo.

Considerando os fatores diversidade de texturas de recristalização dinâmica nas amostras distribuídas pela falha; *subgrain rotation* como textura predominante; comportamento heterogêneo (rúptil-dúctil) dos cristais de feldspato; foliação caracterizada,

em algumas amostras, por minerais de baixo grau metamórfico; diferença na produção de matriz nos litotipos principais de cada setor, entende-se que a foliação milonítica provavelmente se formou em temperaturas mais altas, mas sofreu intenso retrometamorfismo de Fácies Xisto Verde, Zona da Biotita, mantendo-se em Ts que variaram essencialmente entre 410 e 520 °C.

Para efeitos das interpretações cinemáticas, vale ressaltar que as relações de transcorrência, mergulho do plano das foliações e caimento das lineações, variam bastante nas duas porções da zona, e mesmo em afloramentos onde se verifica facilmente o plano XZ das rochas, há indicadores cinemáticos conflitantes. Portanto, são feitas generalizações a partir das feições que tiveram mais ocorrências e que apareceram mais evidentemente.

A análise cinemática da ZCP também pode ser dividida em função das porções apresentadas na figura 12. Na Porção Central, a foliação média está em N60°E/80°SE, com lineação de estiramento (Ln) caindo subverticalmente para SE, *downdip*. Os porfiroclastos rotacionados, os pares s-c vistos em lâmina e a análise EBSD indicam cavalgamento do bloco à sudeste (topo) no sentido NW. A lineação de estiramento indica que este cavalgamento teria ocorrido em modo frontal com a componente horizontal, pouco relevante, em fluxo dextral.

Na Porção Nordeste da estrutura, a foliação tem atitude N40°E/70°NW, com Ln em S51°W/52°. As estruturas encontradas em campo e nas lâminas, somadas aos resultados EBSD, apontam para o abatimento do bloco à NW (topo), com componente de transcorrência sinistral. A lineação, neste caso, indica maior importância da transcorrência.

Embora os dois setores apresentem orientações semelhantes e duas famílias de lineações, a Porção Central indica falha inversa frontal com transcorrência dextral. Enquanto a Porção Nordeste indica falha normal com transcorrência sinistral, que teria se desenvolvido através de uma rampa, provavelmente de maneira mais suave. Assim, a relação entre os registros das duas porções não é direta, o que a evidencia a variação do regime de esforços ao longo da história da falha.

As idades obtidas com a datação do sistema U-Pb são do Paleoproterozóico, representantes do embasamento, Complexo São Miguel (Silva e Dias, 1981). O protomilonito de sienogranito bandado, o gabro e o gnaiss tonalítico milonitizado, apresentam as idades concórdias 2178 ± 13 Ma, $2196,4 \pm 7,4$ Ma e $2144,9 \pm 13$ Ma, respectivamente. Com estas idades interpreta-se que o gnaiss tonalítico milonitizado na Porção Central representa o CSM, ocorrendo em lentes dentro do Granito Parapente. Estas lentes provavelmente foram “pinçadas” no mesmo evento tectônico que gerou o GP, o qual se acredita ser também, o evento que originou a ZCP.

Basei et al. (2008b) diz que a idade de 843 ± 12 Ma é a idade máxima para o desenvolvimento da ZCP em condições dúcteis, com temperaturas mais elevadas. Assim, as idades obtidas aqui, não são consideradas relativas ao evento de deformação que gerou a

foliação milonítica na ZCP. Portanto, na Porção Nordeste, os dados geocronológicos demonstram apenas a contemporaneidade na geração do gabro e do sienogranito, sendo que a história de interação entre estes dois litotipos é interpretada em função das relações vistas em campo.

Os litotipos máficos mostram que as principais diferenças entre eles estão no grau de deformação que sofreram e no tempo de resfriamento. As diferenças na deformação expressam-se com a ocorrência de corpos quase indeformados, e outros que apresentam xistosidade. Já a divergência em tempo de resfriamento fica marcada pela granulação, onde há rochas com cristais de tamanhos médios e rochas de granulação muito fina, quase afanítica. A interação dos corpos indeformados e de granulação média com o sienogranito é representada através de contatos bem marcados, nem sempre retilíneos, que apresentam bordas de reação. Já os corpos xistosos e de granulação fina, ocorrem como diques de dimensões métricas, em parte concordantes e em parte discordantes da foliação milonítica nos sienogranitos.

Estas observações abrem espaço para a hipótese de que os corpos máficos correspondem a pelo menos dois pulsos magmáticos. O primeiro seria representado pelo gabro e pelos corpos indeformados. Estes equivaleriam a um *boudin* que teria resistido à deformação que gerou a foliação dos protomilonitos de sienogranito. Enquanto o segundo seria representado pelos xistos máficos, que teriam sido colocados sincrônica a tardiamente em relação ao evento gerador da foliação milonítica.

Embora um dos objetivos deste trabalho tenha sido encontrar um controle geocronológico dos eventos de ativação e possíveis reativações da ZCP, as idades resultantes da datação U-Pb não contribuíram para este fim. Assim, a correlação da cinemática com os eventos pelos quais passou a ZCP, só é possível com os dados publicados de Basei et al. (2008b) e Basei et al. (2011).

Sabe-se que a atuação da ZCP foi muito importante em dois processos. O primeiro há 843 ± 12 Ma, controlando a colocação do GP. E o segundo, aproximadamente 250 Ma depois, quando a Bacia do Brusque foi afetada pelas orogêneses brasileiras, que a fez cavalgar sobre a Bacia do Itajaí (Basei et al., 2011). Este evento pode estar relacionado à cinemática que se apresenta na Porção Central da falha, onde há registro de cavalgamento frontal. No entanto, a cinemática vista na Porção Nordeste não aparece associada a nenhum dos eventos descritos na literatura, ficando em aberto se o cavalgamento do Grupo Brusque por sobre o Grupo Itajaí foi antes ou depois do desenvolvimento da cinemática vista na Porção Nordeste da ZCP.

7. CONCLUSÕES

Os estudos realizados possibilitaram que a maior parte dos objetivos deste trabalho fosse cumprida. A área de influência da Zona de Cisalhamento Perimbó foi determinada em aproximadamente 3 km usando-se os dados de campo e de trabalhos prévios.

Através dos métodos de micropetrografia e de EBSD, sabe-se que a Zona de Cisalhamento Perimbó passou por condições de metamorfismo de alta temperatura, e o registro que se tem atualmente indica que ela sofreu retrometamorfismo intenso de Fácies Xisto Verde.

A cinemática e a geocronologia, apesar de terem sido bem discutidas, são ainda pontos abertos. Sabe-se que as relações vistas nas duas porções da ZCP não podem ser associadas a apenas um evento deformacional, e nem a apenas um regime de esforços invariável. Para melhor entendimento e correlação das deformações que ocorreram nas duas porções, são necessários mais dados geocronológicos obtidos a partir de métodos capazes de datar os eventos de deformação em baixas temperaturas. A evolução das rochas submetidas à deformação da ZCP só será bem compreendida quando os principais eventos deformacionais forem datados.

8. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Basei, M. A. S. (1985). *O Cinturão Dom Feliciano em Santa Catarina*. Tese (Doutorado). São Paulo: Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo, São Paulo, SP, p. 191.
- Basei, M. A. S., Campos Neto, M., Castro, N. A., Nutman, A., Wemmer, K., Yamamoto, M. T., Hueck, M., Osako, L., Siga Jr., O., Passarelli, C. (2011). Tectonic evolution of the Brusque Group, Dom Feliciano belt, Santa Catarina, Southern Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*. 32. 324-350. 10.1016/j.jsames.2011.03.016.
- Basei, M. A. S., Drukas, C. O., Nutman, A. P., Wemmer, K. A., Dunyi, L., Santos, R. F., Passarelli, C. R., Neto, M. F., Siga Jr., O., Osako, L. S. (2010). The Itajaí foreland basin: a tectono-sedimentary record of the Ediacaran period, Southern Brazil. *International Journal of Earth Science*, 100: 543-569.
- Basei, M. A. S., Grasso, C., Vlach, S. R. F., Nutman, A. P., Siga Jr., O., Osako, L. S. (2008b). A-type rift-related granite and the Lower Cryogenian age for the beginning of the Brusque Belt basin. In: *South American Symposium on Isotope Geology*, 6, San Carlos de Bariloche, Argentina. Proceedings, CD-ROM.
- Basei, M. A. S., McReath, I., Siga Jr., O. (1998). The Santa Catarina granulite complex of southern Brazil: a review. *Gondwana Research*, 6(3-4), 383-391.
- Basei, M. A. S., Siga Jr, O., Masquelin, H., Harara, O., Reis Neto, J., Preciozzi, F. (2000). The Dom Feliciano belt (Brazil-Uruguay) and its fore land (Rio de la Plata Craton): framework, tectonic evolution and correlations with similar terranes of southwestern Africa (INIS-UY-GEO-675). Uruguay.
- Bitencourt, M. F., Hackspacher, P. C., Nardi, L. V. S. (1989). A Zona de Cisalhamento Major Gercino-Santa Catarina. *Simpósio Nacional de Estudos Tectônicos*. 214-216. Natal: SBG.
- Borba, C., Lopes, O. F. (1983). Geologia do pré-cambriano da região de Piçarras. Balneário de Camboriú, SC. In: *4º Simp. Reg. Geol.* SBG.
- Bouchez, J. L., Lister, G. S., Nicolas, A. (1983). Fabric asymmetry and shear sense in movement zones. *Geol. Rundsch.* 72, 401–419.
- Carter, N. L. (1976). Steady state flow of rocks. *Rev. Geophys. Space Phys.* 14, 301–360.
- Dickinson, A. (2018). *Radiogenic Isotope Geology*. 3rd edition. Cambridge: Cambridge University Press.
- Faleiros, F. M., Campanha, G. A. C., Bello, R. M. S., Fuzikawa, K. (2010). Quartz recrystallization regimes, c-axis texture transitions and fluid inclusion reequilibration in a prograde greenschist to amphibolite facies mylonite zone (Ribeira Shear Zone, SE Brazil). *Tectonophysics*, 485, 193–214.
- Faleiros, F. M., Moraes, R., Pavan, M., Campanha, G. A. C. (2016). A new empirical calibration of the quartz c-axis fabric opening-angle deformation thermometer. *Tectonophysics*, 671, 173-182.

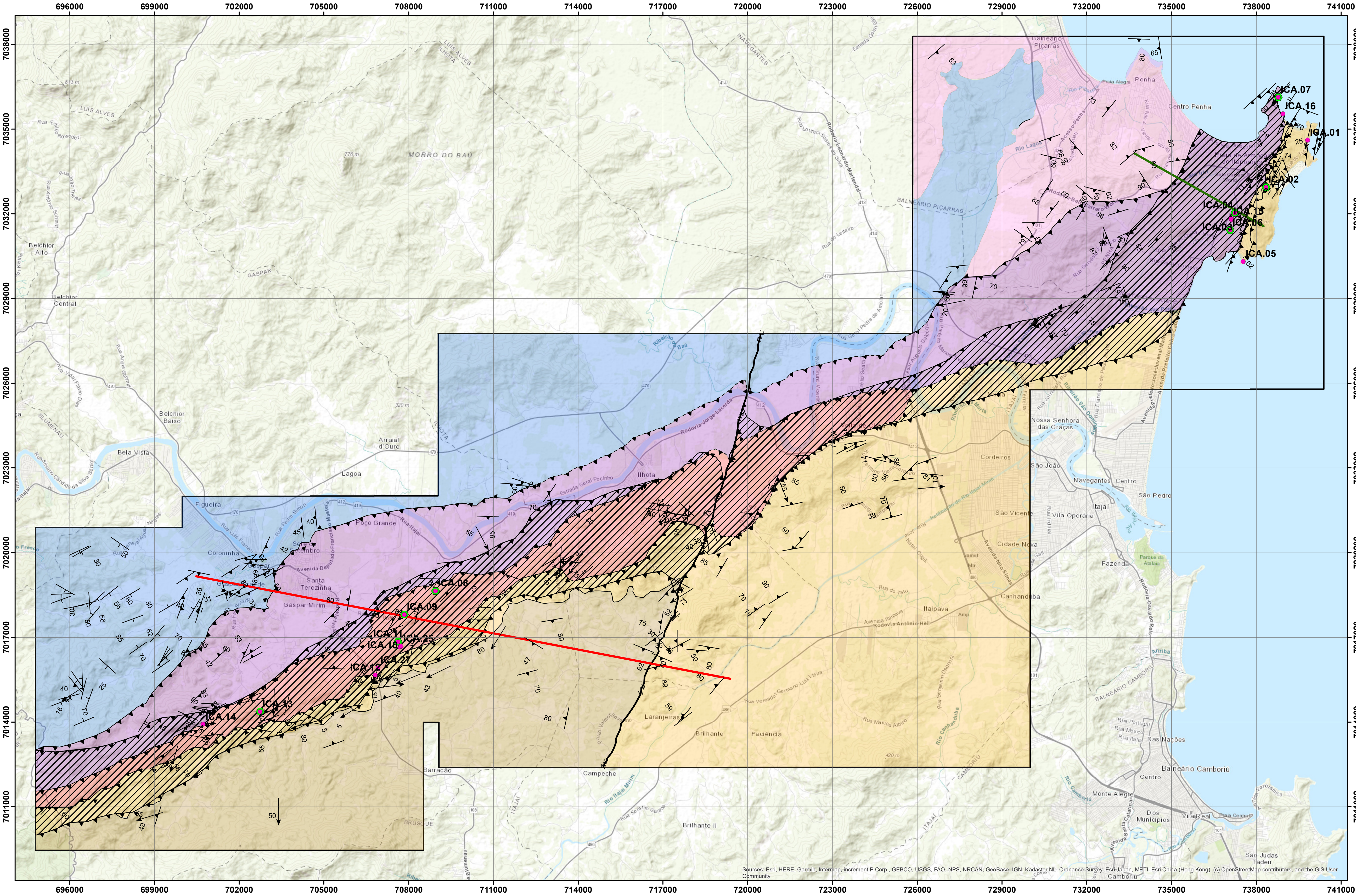
- Faure, G. (1986). *Principles of isotope geology*. New York: Wiley.
- Fossen, H. (2010). *Structural geology*. Cambridge: Cambridge University Press.
- Fragoso Cesar, A. R. S. (1980). O Cráton do Rio de La Plata e o Cinturão Dom Feliciano no Escudo Uruguaio-Sul Riograndense, Camboriu, SC. In: An. XXXI Congresso Brasileiro de Geologia, pp. 2879 e 2892.
- Harrison, T. M. (1981). Diffusion of ^{40}Ar in hornblende. *Contrib. Mineral. Petrol.* 78, 324–331.
- Harrison, T. M., Célérier J., Aikman A.B., Hermann J., Heizler M. T. (2009). Diffusion of ^{40}Ar in muscovite. *Geochim. Cosmochim. Acta* 73, 1039–1051.
- Harrison, T. M., Duncan I., and McDougall I. (1985). Diffusion of ^{40}Ar in biotite: Temperature, pressure and compositional effects. *Geochim. Cosmochim. Acta* 49, 2461–2468.
- Heilbronner, R., Tullis, J. (2006). Evolution of c-axis pole figures and grain size during dynamic recrystallization: results from experimentally sheared quartzite. *J. Geophys. Res. Solid Earth* 111, B10202.
- Hueck, M., Basei, M. A. S., Castro, N. A. (2016). Origin and evolution of the granitic intrusions in the Brusque Group of the Dom Feliciano Belt, South Brazil: Petrostructural analysis and whole-rock/isotope geochemistry. *Journal of South American Earth Sciences*. 69. 10.1016/j.jsames.2016.04.004.
- Hueck, M., Oyhantçabal, P., Philipp, R. P., Basei, M. A. S., Siegesmund, S. (2018). The Dom Feliciano Belt in Southern Brazil and Uruguay. In *Geology of Southwest Gondwana* (p. 267-302). Springer International Publishing. doi:10.1007/978-3-319-68920-3_11
- Hunter, N. J. R., Weinberg, R.F., Wilson, C. J. L., Law, R. D. (2018). A new technique for quantifying symmetry and opening angles in quartz c -axis pole figures: Implications for interpreting the kinematic and thermal properties of rocks. *Journal of Structural Geology*. 112. 10.1016/j.jsg.2018.04.006.
- Kruhl, J. H. (1998). Reply: prism- and basal-plane parallel subgrain boundaries in quartz: a microstructural geothermobarometer. *J. Metamorph. Geol.* 16, 142–146.
- Law, R. D. (1987). Heterogeneous deformation and quartz crystallographic fabric transitions: natural examples from the Moine thrust zone at the Stack of Glencoul, Northern Assynt. *J. Struct. Geol.* 9, 819–833.
- Law R. D. (1990) Crystallographic fabrics: a selective review of their applications to research in structural geology. In: Knipe RJ, Rutter EH (eds) Deformation mechanisms, rheology and tectonics. *Geol Soc Spec Publ*, 54, pp 335–352
- Law, R. D. (2014). Deformation thermometry based on quartz c-axis fabrics and recrystallization microstructures: a review. *J. Struct. Geol.* 66, 129–161.
- Law, R. D., Johnson, M. R. W. (2010). Microstructures and Crystal Fabrics of the Moine Thrust Zone and Moine Nappe: History of research and Changing Tectonic Interpretations. *Geological Society*, vol. 335. Special Publications, London, pp. 443–503.

- Law, R. D., Searle, M. P., Simpson, R. L. (2004). Strain, deformation temperatures and vorticity of flow at the top of the Greater Himalayan Slab, Everest Massif, Tibet. *J. Geol. Soc. Lond.* 161, 305–320.
- Law, R. D., Waters, D., Morgan, S., Stahr III, D.W., Francis, M., Ashley, K. T., Kronenberg, A.K., Thomas, J. B., Mazza, S., Heavenlo, N. (2013a). Quartz fabric-based deformation thermometry: examples of its application, relationships to petrology-based PT paths, and potential problems. *Geophys. Res. Abstr.* 15 (EGU2013-1789).
- 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. *J. Struct. Geol.* 2, 355–370.
- Lister, G. S., Williams, P. F. (1979). Fabric development in shear zones: theoretical controls and observed phenomena. *J. Struct. Geol.* 1, 283–297.
- Loios, V. A. P. (2004). Laboratório de preparação e separação de minerais - Centro de Pesquisas Geocronológicas - IGC - USP. In *Boletim de Resumos*. São Paulo: CPGeo/IGC-USP.
- Ludwig, K. R. (1991). ISOPLOT – A plotting and regression program for radiogenic-isotope data. US Geological Survey Open-File Report, 91–445. Denver, CO: US Geological Survey.
- Mainprice D., Bouchez J. L., Blumenfeld P., Tubia J. M. (1986) Dominant c-slip in naturally deformed quartz: implications for dramatic plastic softening at high temperature. *Geology* 14:819–822
- Moraes, R., Brown, M., Fuck, R. A., Camargo, M. A., Lima, T. M. (2002). Characterization and P-T evolution of melt-bearing ultrahigh-temperature granulites: an example from the Anápolis–Itaçu complex of the Brasília Fold Belt, Brazil. *J. Petrol.* 43, 1673–1705.
- Morgan, S. S., Law, R. D. (2004). Unusual transition in quartzite dislocation creep regimes and crystal slip systems in the aureole of the Eureka Valley–Joshua Flat–Beer Creek plúton, California: a case for anhydrous conditions created by decarbonation reactions. *Tectonophysics*, 384, 209–231.
- Passarelli, C.R., Basei, M.A.S., Campos Neto, M.C., 1993. Caracterização geométrica e cinemática da Zona de Cisalhamento Major Gercino e sua importância na compartimentação dos terrenos Pré-Cambrianos de Santa Catarina. *Revista Brasileira de Geociências* 23 (3), 234e241.
- Passchier, C. W., Trouw, R. A. J. (2005). *Microtectonics*. Berlin: Springer.
- Ramsay, J. G. (1980). Shear zone geometry: a review. *J. Struct. Geol.* 2, 83–99.
- Rutter, E. H. (1986). On the nomenclature of mode of failure transitions in rocks. *Tectonophysics*, 122, 381–387.
- Rutter, E. H., Holdsworth, R. E., Knipe, R. (2001). The nature and tectonic significance of fault-zone weakening: an introduction. *Geol. Soc. Lond. Spec. Publ.*, 186, 1–11.

- Schmid, S. M., Casey, M. (1986). Complete fabric analysis of some commonly observed quartz c-axis patterns. *Mineral and Rock Deformation: Laboratory Studies: The Paterson Volume*, p. 263-286.
- Schmid, S. M., Casey, M., Starkey, J. (1981). An illustration of the advantages of a complete texture analysis described by the orientation distribution function (ODF) using quartz pole figure data. *Tectonophysics*, 78, 101–117.
- Schoene, B. (2014). U–Th–Pb Geochronology. *Treatise on Geochemistry*. 2nd edition (Vol. 4, 341-378). Princeton University, Princeton, NJ, USA
- Schwartz, A.J., Kumar, M., Adams, B.L., Field, D.P. (2009). *Electron Backscatter Diffraction in Materials Science*. Springer US.
- Sibson, R. (1977). Fault rocks and fault mechanisms. *Geol Soc Lond J*. 133. 191-231.
- Silva, L. C., Dias, A. A. Projeto Timbó Barra Velha: relatório preliminar. Porto Alegre: CPRM, 1981 3 v.
- Simpson, C., Schmid, S. M. (1983). An evaluation of criteria to deduce the sense of movement in sheared rocks. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 94, 1281–1288.
- Stipp, M., Stuënitz, H., Heilbronner, R., Schmid, S. M. (2002a). 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.
- Trainini, D.R., Dias, A.A., Krebs, A.S.J., Souza, E.C., Capeletti, I., Toniolo, J.A., Silva, L.C., Silva, M.A.S., 1978. Projeto Vidal Ramos e Biguaçu. DNPM/CPRM, Porto Alegre.
- Tullis, J. (2002). Deformation of granitic rocks: experimental studies and natural examples. In: Karato, S., Wenk, H. (Eds.), 2002. Plastic Deformation of Minerals and Rocks, *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, vol. 51, pp. 51 - 95
- Wenk, H. R., Kolodny, Y. (1968). Preferred orientation of quartz in a chert breccia. *Proc. Natl. Acad. Sci. U. S. A.* 59, 1061–1066.
- Winge, M. et. al. (2001 – 2019). Glossário geológico ilustrado. Acesso em 06 de abril de 2019, < <http://sigep.cprm.gov.br/glossario/verbete/milonito.htm>>.

9. APÊNDICES

Mapa da Zona de Cisalhamento Perimbó

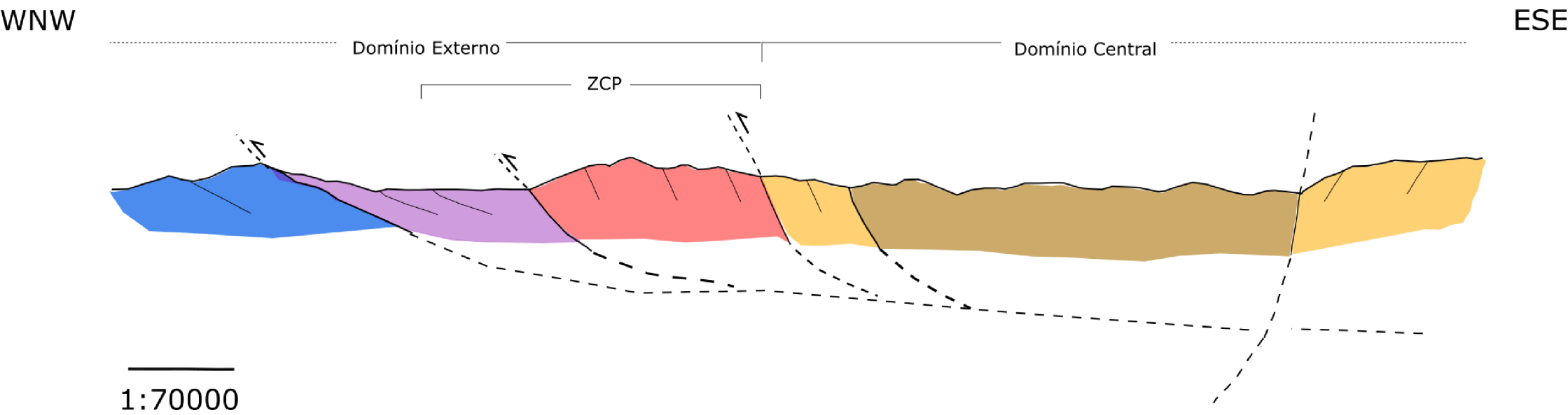


- Legenda**
- Complexo Luís Alves
 - Grupo Itajaí
 - Complexo São Miguel
 - Granito Parapente
 - Grupo Brusque
 - Granito Valsungana
 - Zona de Cisalhamento Perimbó
 - Falha Secundária
 - Contato tectônico
 - Contato tectônico inferido
 - Contato litológico
 - Área de estudo
 - Ln
 - Sm
 - Sn
 - S0
 - Perfil 1
 - Perfil 2
 - Afloramentos da IC e do TF
 - Pontos com lâminas da IC e do TF

1:70.000

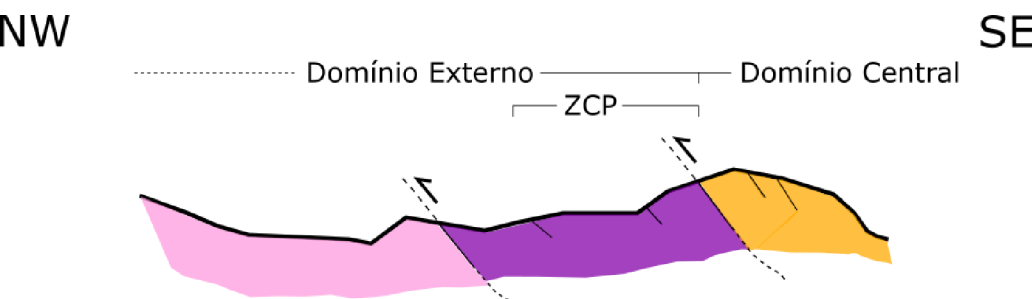
0 1.500 3.000 6.000 Meters

Perfil geológico 1



1:70000

Perfil geológico 2



1:70000

Coordinate System: Corrego Alegre 1961 UTM Zone 22S
Projection: Transverse Mercator
Datum: Corrego Alegre 1961
False Easting: 500.000,0000
False Northing: 10.000.000,0000
Central Meridian: -51,0000
Scale Factor: 0,9996
Latitude Of Origin: 0,0000
Units: Meter

TABELA DE DADOS GERAIS						
PORÇÃO CENTRAL						
Amostra	X	Y	Deformação em quartzo	Sistema de deslizamento	Temperatura (OA)	Geocronologia (U-Pb)
ICA-02	738347	7032945	BLG e SGR*; Qtz estirado e com extinção ondulante	<i>basal</i> <a> e <i>rhomb</i> <a>	468,9 ± 50 °C	
ICA-04	737245	7032036	GBM; Qtz estirado e com extinção ondulante	<i>basal</i> <a> e <i>rhomb</i> <a>	427,5 ± 50 °C	
ICA-06A	737075	7031424	BLG* e SGR; Qtz estirado e com extinção ondulante	<i>prism</i> <a>		
ICA-06B	737075	7031424				
ICA-07B	738778	7036124	BLG e SGR*; Qtz estirado e com extinção ondulante	<i>basal</i> <a>		2178 ± 13 Ma
ICA-07D	738778	7036124	Qtz com extinção ondulante			2196.4 ± 7.4 Ma
ICA-07E	738778	7036124				
PORÇÃO NORDESTE						
Amostra	X	Y	Recristalização dinâmica	Sistema de deslizamento	Temperatura (OA)	Geocronologia (U-Pb)
ICA-08A	708950	7018644	BLG* e SGR; Qtz estirado e com extinção ondulante			
ICA-08B	708950	7018644	SGR; Qtz estirado e com extinção ondulante			2144.9 ± 13 Ma
ICA-09	707848	7017814	SGR; Qtz estirado e com extinção ondulante	<i>prism</i> <a> e <i>rhomb</i> <a>		
ICA-11	707620	7016847	BLG* e SGR; Qtz estirado e com extinção ondulante	<i>basal</i> <a>		
ICA-13A	702742	7014373	SGR* e GBM; Qtz estirado e com extinção ondulante	<i>prism</i> <a>	448,2 ± 50 °C	
ICA-13D	702742	7014373	SGR* e GBM; Qtz estirado e com extinção ondulante			

17/10/2019		SPOT	SITE	RATIOS										AGES													
ICA-7B - GRANITO - M 6i				207/235	1sigma	206/238	1sigma	coef. corr	238/206	1sigma	207/206	1sigma	208/206	1sigma	Pb total comum	Pb rad ppm	Th ppm	U ppm	Th/U	T _{206/238}	1sigma	T _{207/235}	1sigma	T _{207/206}	1sigma	Conc. 1	
ARTHUR - BASEI																											
SPL3001 , Analyte Excite 193nm Excimer Laser Ablation System, 6Hz, 6mJ, 20µm, 100% Energia, Hélio: MFC1=0.300L/min, MFC2=0.300L/min.														%												207/235	
SPL 3001	6.1		7,3171	0,0973	0,3972	0,0034	0,85	2,5177	0,0215	0,1336	0,0020	0,4482	0,0095	0,93	22	93	39	2,41	2156	16	2151	12	2146	27	100		
SPL 3001	36.1		7,4910	0,1484	0,3995	0,0029	0,96	2,5029	0,0184	0,1360	0,0026	0,1456	0,0035	0,47	53	82	122	0,67	2167	14	2172	18	2177	33	99		
SPL 3001	2.1		7,4120	0,0855	0,4015	0,0024	0,91	2,4910	0,0150	0,1339	0,0016	0,2385	0,0066	0,16	28	74	58	1,27	2176	11	2162	11	2150	22	100		
SPL 3001	11.1		7,5489	0,1457	0,4022	0,0029	0,93	2,4861	0,0182	0,1361	0,0030	0,1488	0,0045	0,53	28	50	61	0,82	2179	14	2179	17	2178	38	100		
SPL 3001	29.1		7,6542	0,1562	0,4028	0,0033	0,92	2,4824	0,0203	0,1378	0,0034	0,4695	0,0093	3,04	30	122	51	2,38	2182	15	2191	18	2200	43	99		
SPL 3001	23.1		7,6391	0,1595	0,4048	0,0019	0,95	2,4704	0,0117	0,1369	0,0031	0,2021	0,0120	1,36	27	68	55	1,23	2191	9	2189	19	2188	39	100		
SPL 3001	16.1		7,5734	0,1557	0,3977	0,0033	0,92	2,5145	0,0207	0,1381	0,0034	0,4811	0,0132	0,42	27	119	47	2,54	2158	15	2182	19	2204	42	98		
SPL 3001	12.1		7,4231	0,1402	0,3909	0,0032	0,81	2,5580	0,0212	0,1377	0,0030	0,1649	0,0048	1,02	37	79	78	1,01	2127	15	2164	17	2199	38	98		
SPL 3001	4.1		7,3317	0,1467	0,3910	0,0030	0,78	2,5572	0,0199	0,1360	0,0028	0,3116	0,0155	2,49	17	58	32	1,82	2128	14	2153	18	2177	36	98		
SPL 3001	8.1		7,5833	0,2566	0,3932	0,0092	0,17	2,5434	0,0593	0,1399	0,0055	0,3864	0,0286	5,20	7	28	12	2,24	2138	42	2183	30	2226	67	97		
SPL 3001	30.1		6,9992	0,1491	0,3865	0,0019	0,98	2,5876	0,0124	0,1314	0,0030	0,0906	0,0112	1,64	35	53	82	0,65	2106	9	2111	19	2116	41	99		
SPL 3001	3.1		7,1368	0,0746	0,3862	0,0022	0,70	2,5892	0,0151	0,1340	0,0016	0,1959	0,0081	0,30	35	87	75	1,16	2105	10	2129	9	2151	21	98		
SPL 3001	1.1		7,3141	0,0909	0,3862	0,0025	0,74	2,5891	0,0167	0,1373	0,0019	0,2087	0,0050	0,83	28	64	63	1,02	2105	11	2151	11	2194	25	97		
SPL 3001	21.1		7,7135	0,1382	0,4100	0,0029	0,97	2,4390	0,0171	0,1364	0,0029	0,2132	0,0085	2,13	32	66	64	1,03	2215	13	2198	16	2183	37	100		
SPL 3001	24.1		7,7169	0,1633	0,4115	0,0019	0,92	2,4300	0,0112	0,1360	0,0032	0,2593	0,0330	0,94	54	184	98	1,88	2222	9	2199	19	2177	40	101		
SPL 3001	20.1		6,7562	0,1266	0,3744	0,0026	0,90	2,6707	0,0183	0,1309	0,0028	0,3138	0,0453	1,79	26	103	54	1,92	2050	12	2080	16	2110	38	98		
SPL 3001	27.1		7,1651	0,1672	0,3755	0,0024	0,97	2,6632	0,0167	0,1384	0,0035	0,1799	0,0151	0,70	26	55	52	1,05	2055	11	2132	21	2207	43	96		
SPL 3001	26.1		7,1926	0,1510	0,3783	0,0019	0,88	2,6438	0,0130	0,1379	0,0031	0,0924	0,0028	0,05	85	96	192	0,50	2068	9	2136	18	2201	39	96		
SPL 3001	25.1		7,2228	0,1513	0,3797	0,0018	0,97	2,6336	0,0123	0,1380	0,0030	0,1819	0,0037	0,24	59	119	125	0,95	2075	8	2139	19	2202	37	96		
SPL 3001	31.1		6,9119	0,1462	0,3804	0,0026	0,85	2,6286	0,0176	0,1318	0,0025	0,2769	0,0139	4,37	27	66	53	1,24	2078	12	2100	19	2122	32	98		
SPL 3001	35.1		6,8100	0,0954	0,3814	0,0019	0,99	2,6221	0,0131	0,1295	0,0023	0,2699	0,0201	0,34	76	163	96	1,69	2083	10	2087	16	2091	32	99		
SPL 3001	22.1		8,0273	0,1984	0,4245	0,0043	0,94	2,3558	0,0237	0,1372	0,0039	0,2682	0,0122	2,02	15	45	28	1,61	2281	20	2234	23	2192	49	102		
SPL 3001	19.1		1,2608	0,0515	0,1315	0,0011	0,89	7,6019	0,0610	0,0695	0,0031	0,2055	0,0133	2,19	12	106	69	1,54	797	6	828	23	914	92	96		
SPL 3001	13.1		1,2510	0,0338	0,1355	0,0010	0,84	7,3815	0,0523	0,0670	0,0020	0,2167	0,0355	1,07	25	235	152	1,54	819	5	824	15	837	62	99		
SPL 3001	9.1		3,0986	0,0596	0,1921	0,0013	0,98	5,2054	0,0356	0,1170	0,0022	0,1084	0,0126	4,80	87	121	278	0,44	1133	7	1432	14	1911	33	79		
SPL 3001	33.1		5,4800	0,1257	0,3090	0,0022	0,87	3,2359	0,0226	0,1286	0,0026	0,2305	0,0217	0,83	46	116	139	0,84	1736	11	1897	19	2079	35	91		
SPL 3001	34.1		6,0277	0,1422	0,3349	0,0022	0,61	2,9855	0,0199	0,1305	0,0027	0,2495	0,0151	0,00	24	66	60	1,10	1862	11	1980	20	2105	36	94		
SPL 3001	5.1		5,7302	0,0602	0,3370	0,0018	0,90	2,9674	0,0162	0,1233	0,0013	0,1827	0,0045	2,12	97	344	235	1,46	1872	9	1936	9	2005	19	96		
SPL 3001	28.1		6,1920	0,1207	0,3428	0,0017	0,99	2,9169	0,0142	0,1310	0,0030	0,1463	0,0292	1,33	55	130	200	0,65	1900	8	2003	19	2111	42	94		
SPL 3001	7.1		5,7339	0,1539	0,3515	0,0046	0,90	2,8449	0,0375	0,1183	0,0034	0,2477	0,0285	2,19	7	22	15	1,50	1942	22	1936	22	1931	50	100		
SPL 3001	32.1		6,0456	0,1220	0,3558	0,0026	0,83	2,8109	0,0204	0,1233	0,0024	0,2797	0,0818	0,75	28	43	72	0,60	1962	12	1982	18	2004	35	98		
SPL 3001	18.1		7,4809	0,1282	0,3622	0,0025	0,81	2,7608	0,0189	0,1498	0,0028	0,2009	0,0097	0,26	48	82	98	0,84	1993	12	2171	15	2344	32	91		
SPL 3001	14.1		11,7942	0,1888	0,4806	0,0030	0,99	2,0808	0,0132	0,1780	0,0033	0,2636	0,0208	1,31	69	160	127	1,26	2530	13	2588	16	2634	31	97		
SPL 3001	10.1		12,4067	0,2155	0,5004	0,0034	0,74	1,9983	0,0136	0,1798	0,0032	0,1414	0,0028	0,00	106	162	189	0,85	2616	15	2636	16	2651	30	99		
SPL 3001	15.1		4,9876	0,0968	0,2816	0,0022	0,95	3,5513	0,0276	0,1285	0,0027	0,2547	0,1858	57,78	91	241	154	1,57	1599	11	1817	16	2077	37	88		
SPL 3001	17.1		-25,5575	38,8061	1,7636	2,5213	0,01	0,5670	0,8106	-0,1051	0,0717	274998,9444	663496,7265	98,52	1	0	0	22,98	6553	5361	0	1825	0	2187	6,55E+08		

Dados padrão GJ em 17/10/2019
Concordia Age = 600.5 +/- 1.1 Ma
GJ reference age: 608.5 +/- 0.4 Ma (TIMS) - Jackson et al, 2004.

Concordia Age = 2178.0 ± 13 Ma

pontos plotados, mas não utilizados nos cálculos da idade

pontos não utilizados em função do alto grau de Pb comum

18/10/2019		SPOT	SITE	RATIOS										AGES												
ICA-7D - TONALITO - M		207/235	1sigma	206/238	1 sigma	coef. corr	238/206	1 sigma	207/206	1 sigma	208/206	1 sigma	Pb total comum	Pb rad ppm	Th ppm	U ppm	Th/U	T _{206/238}	1 sigma	T _{207/235}	1 sigma	T _{207/206}	1 sigma	Conc. 206/238 207/235		
ARTHUR - BASEI													%													Dados padrão GJ em 18/10/2019 Concordia Age = 602.2 +/- 1.1 Ma GJ reference age: 608.5 +/- 0.4 Ma (TIMS) - Jackson et al, 2004.
SPL3002, Analyte Excite 193nm Excimer Laser Ablation System, 6Hz, 6mj, 20µm, 100% Energia, Hélio: MFC1=0.300L/min, MFC2=0.300L/min.																										
SPL 3002	1,1	7,7540	0,1069	0,4103	0,0030	0,45	2,4374	0,0177	0,1371	0,0018	0,2270	0,0097	0,00	35	91	77	1,18	2216	14	2203	13	2191	23	100		
SPL 3002	2,1	7,7872	0,1240	0,4143	0,0032	0,55	2,4139	0,0188	0,1363	0,0022	0,2150	0,0048	0,68	32	81	69	1,18	2234	15	2207	14	2181	27	101		
SPL 3002	3,1	7,7650	0,1167	0,4117	0,0035	0,43	2,4287	0,0204	0,1368	0,0020	0,3321	0,0047	0,00	34	122	68	1,79	2223	16	2204	14	2187	25	100		
SPL 3002	4,1	7,7543	0,1498	0,4124	0,0041	0,06	2,4247	0,0241	0,1364	0,0026	0,1908	0,0125	0,00	22	42	49	0,86	2226	19	2203	17	2182	33	101		
SPL 3002	5,1	7,7322	0,1156	0,4092	0,0037	0,60	2,4438	0,0219	0,1370	0,0020	0,3319	0,0049	0,00	46	168	91	1,85	2211	17	2200	14	2190	25	100		
SPL 3002	6,1	7,6412	0,1057	0,4065	0,0033	0,45	2,4598	0,0202	0,1363	0,0019	0,3623	0,0241	0,00	56	186	111	1,67	2199	15	2190	13	2181	24	100		
SPL 3002	7,1	7,6848	0,1241	0,4058	0,0040	0,38	2,4640	0,0240	0,1373	0,0022	0,2361	0,0325	0,00	20	38	44	0,87	2196	18	2195	15	2194	28	100		
SPL 3002	9,1	7,4799	0,1375	0,3983	0,0036	0,77	2,5108	0,0225	0,1362	0,0023	0,1989	0,0072	0,00	19	43	41	1,05	2161	16	2171	16	2180	30	99		
SPL 3002	15,1	7,6684	0,1592	0,4062	0,0025	0,90	2,4620	0,0149	0,1369	0,0025	0,1634	0,0039	0,23	25	49	57	0,86	2197	11	2193	18	2189	32	100		
SPL 3002	19,1	7,8088	0,1105	0,4070	0,0023	0,87	2,4573	0,0140	0,1392	0,0020	0,2784	0,0042	1,43	38	125	78	1,62	2201	11	2209	13	2217	25	99		
SPL 3002	23,1	7,8712	0,1325	0,4075	0,0030	0,79	2,4539	0,0179	0,1401	0,0027	0,1569	0,0095	0,00	18	35	40	0,86	2204	14	2216	15	2228	33	99		
SPL 3002	24,1	7,8121	0,1440	0,4053	0,0025	0,75	2,4675	0,0153	0,1398	0,0025	0,2170	0,0340	0,19	41	122	83	1,48	2193	11	2210	16	2225	32	99		
SPL 3002	25,1	7,8208	0,1380	0,4097	0,0029	0,65	2,4409	0,0175	0,1385	0,0023	0,2280	0,0112	0,34	44	107	95	1,13	2213	13	2211	16	2208	29	100		
SPL 3002	27,1	7,6364	0,1411	0,4054	0,0027	0,87	2,4664	0,0161	0,1366	0,0022	0,2089	0,0150	2,30	20	44	40	1,10	2194	12	2189	16	2185	28	100		
SPL 3002	28,1	7,7356	0,1637	0,4085	0,0032	0,70	2,4479	0,0190	0,1373	0,0028	0,1829	0,0086	0,97	16	35	36	0,97	2208	14	2201	19	2194	35	100		
SPL 3002	29,1	7,5291	0,1265	0,4004	0,0026	0,97	2,4976	0,0159	0,1364	0,0023	0,1852	0,0128	3,40	22	46	54	0,85	2171	12	2176	16	2182	29	99		
SPL 3002	30,1	7,8297	0,1354	0,4086	0,0035	0,75	2,4473	0,0208	0,1390	0,0024	0,2361	0,0046	0,35	30	76	63	1,22	2209	16	2212	15	2214	30	99		
SPL 3002	32,1	7,4418	0,1492	0,4006	0,0027	0,77	2,4961	0,0165	0,1347	0,0028	0,3106	0,0264	0,63	17	48	37	1,30	2172	12	2166	18	2160	36	100		
SPL 3002	35,1	7,5773	0,1476	0,3988	0,0029	0,80	2,5072	0,0185	0,1378	0,0029	0,2965	0,0054	0,58	30	96	62	1,54	2164	14	2182	17	2200	37	99		
SPL 3002	36,1	7,5553	0,1497	0,3984	0,0023	0,95	2,5100	0,0146	0,1375	0,0028	0,2191	0,0150	0,14	36	98	77	1,26	2162	11	2180	17	2196	35	99		
SPL 3002	22,1	7,5673	0,0949	0,3977	0,0021	0,89	2,5146	0,0135	0,1380	0,0019	0,1442	0,0017	0,54	37	72	87	0,83	2158	10	2181	11	2202	24	98		
SPL 3002	31,1	7,7944	0,1283	0,4094	0,0024	0,59	2,4425	0,0146	0,1381	0,0021	0,2005	0,0090	0,83	44	107	96	1,11	2212	11	2208	15	2203	27	100		
SPL 3002	12,1	7,4643	0,1486	0,4012	0,0025	0,99	2,4928	0,0153	0,1350	0,0025	0,2430	0,0046	0,14	28	74	54	1,36	2174	11	2169	18	2163	33	100		
SPL 3002	33,1	7,9148	0,1573	0,4147	0,0026	0,90	2,4114	0,0154	0,1384	0,0029	0,2616	0,0064	0,51	35	99	75	1,33	2236	12	2221	18	2208	36	100		
SPL 3002	34,1	7,9289	0,1498	0,4147	0,0025	0,74	2,4117	0,0144	0,1387	0,0027	0,2172	0,0037	0,18	25	58	54	1,07	2236	11	2223	17	2211	34	100		
SPL 3002	16,1	7,6598	0,1715	0,4123	0,0028	0,93	2,4257	0,0167	0,1348	0,0027	0,2547	0,0075	0,53	29	90	62	1,44	2225	13	2192	20	2161	36	101		
SPL 3002	20,1	7,9994	0,1235	0,4181	0,0026	0,93	2,3917	0,0150	0,1388	0,0023	0,1602	0,0060	0,27	31	64	70	0,91	2252	12	2231	14	2212	28	100		
SPL 3002	10,1	7,7206	0,1767	0,4164	0,0025	0,87	2,4013	0,0147	0,1345	0,0028	0,2183	0,0050	0,03	30	79	65	1,22	2244	12	2199	21	2157	37	102		
SPL 3002	13,1	7,8216	0,1565	0,4191	0,0025	0,85	2,3859	0,0145	0,1353	0,0025	0,3142	0,0034	0,24	49	171	98	1,75	2256	12	2211	18	2169	32	102		
SPL 3002	8,1	7,4535	0,1179	0,3937	0,0046	0,15	2,5401	0,0295	0,1373	0,0024	0,2970	0,0079	0,20	24	73	47	1,53	2140	21	2167	14	2194	31	98		
SPL 3002	11,1	8,0448	0,1712	0,4284	0,0023	0,86	2,3340	0,0126	0,1362	0,0026	0,3177	0,0073	0,12	32	102	65	1,56	2299	10	2236	19	2179	33	102		
SPL 3002	14,1	8,0705	0,1564	0,4280	0,0026	0,92	2,3367	0,0140	0,1368	0,0025	0,3157	0,0049	0,02	51	176	104	1,69	2297	12	2239	18	2187	32	102		
SPL 3002	17,1	8,2886	0,1047	0,4324	0,0024	0,96	2,3127	0,0128	0,1390	0,0018	0,2840	0,0072	0,31	48	134	105	1,27	2317	11	2263	11	2215	22	102		
SPL 3002	26,1	5,2292	0,1196	0,2949	0,0022	0,99	3,3907	0,0252	0,1286	0,0026	0,1739	0,0227	2,27	14	24	21	1,12	1666	11	1857	19	2079	35	89		
SPL 3002	18,1	14,9362	12,3041	0,8935	0,2489	0,95	1,1191	0,3117	0,1212	0,1632	-216667,1250	183484,1365	-121,48	0	1	0	3,34	4116	859	2811	1053	1974	1828	146		
SPL 3002	21,1	159,4450	41,3307	2,0612	0,6220	0,98	0,4851	0,1464	0,5610	0,1135	-22221,7878	66666,8296	82,22	1	0	0	-0,78	7212	2427	5156	704	4410	1247	139		

Concordia Age = 2196.4 ± 7.4 Ma

pontos plotados, mas não utilizados nos cálculos da idade

pontos não utilizados em função do alto teor de Pb comum ou problemas analíticos

17/10/2019	SPOT	SITE	RATIOS												AGES												
ICA-8B - SIENOGRA			T207/235	1 sigma	206/238	1 sigma	coef. corr	238/206	1 sigma	207/206	1 sigma	208/206	1 sigma	Pb total conum	Pb rad ppm	Th ppm	U ppm	Th/U	T _{206/238}	1 sigma	T _{207/235}	1 sigma	T _{207/206}	1 sigma	Conc. 206/238 207/235	Dados padrão GJ em 17/10/2019 Concordia Age = 600.5 +/- 1.1 Ma GJ reference age: 608.5 +/- 0.4 Ma (TIMS) - Jackson et al, 2004.	
ARTHUR - BASEI																											
SPL3000 , Analyte Excite 193nm Excimer Laser Ablation System, 6Hz, 6mj, 20µm, 100% Energia, Hélio: MFC1=0.300L/min, MFC2=0.300L/min																											
SPL 3000	25.1		7,0703	0.1932	0.3819	0.0063	0.87	2.6182	0.0430	0.1343	0.0044	0.5036	0.0326	4.43	10	44	16	2.79	2085	29	2120	25	2154	57	98	} Concordia Age = 2144.9 ± 13 Ma	
SPL 3000	3.1		6.8768	0.1616	0.3873	0.0040	0.29	2.5823	0.0267	0.1288	0.0027	0.4334	0.0221	9.95	6	21	11	1.95	2110	18	2096	20	2082	37	100		
SPL 3000	36.1		7.4036	0.1760	0.3880	0.0059	0.79	2.5770	0.0394	0.1384	0.0029	0.2918	0.0513	1.95	12	40	24	1.69	2114	28	2161	23	2207	37	97		
SPL 3000	16.1		7.2584	0.3397	0.3914	0.0061	0.62	2.5548	0.0395	0.1345	0.0057	0.3625	0.0666	1.06	8	36	13	2.71	2129	28	2144	41	2157	72	99		
SPL 3000	1.1		7.2713	0.1121	0.3919	0.0039	0.62	2.5516	0.0254	0.1346	0.0019	0.5622	0.0156	2.23	11	55	18	3.05	2132	18	2145	14	2158	24	99		
SPL 3000	17.1		7.4151	0.1083	0.3938	0.0032	0.36	2.5393	0.0209	0.1366	0.0023	0.2302	0.0077	0.45	33	81	70	1.16	2140	15	2163	13	2184	29	98		
SPL 3000	7.1		7.2886	0.1227	0.3941	0.0057	0.52	2.5377	0.0367	0.1341	0.0022	0.4532	0.0261	3.05	8	27	15	1.86	2142	26	2147	15	2153	29	99		
SPL 3000	5.1		7.3644	0.1359	0.3949	0.0056	0.83	2.5322	0.0359	0.1352	0.0027	0.4151	0.0201	1.38	12	62	23	2.71	2146	26	2157	17	2167	34	99		
SPL 3000	15.1		7.4475	0.2343	0.3949	0.0038	0.74	2.5320	0.0245	0.1368	0.0045	0.3277	0.0280	0.00	10	32	20	1.65	2146	18	2167	29	2187	57	99		
SPL 3000	13.1		7.4590	0.1619	0.3951	0.0040	0.96	2.5309	0.0254	0.1369	0.0030	0.4311	0.0127	3.75	18	72	31	2.31	2146	18	2168	20	2189	39	99		
SPL 3000	28.1		7.3659	0.1321	0.3954	0.0051	0.82	2.5290	0.0324	0.1351	0.0031	0.2897	0.0184	2.11	14	44	27	1.61	2148	23	2157	16	2165	39	99		
SPL 3000	2.1		7.3834	0.1782	0.3968	0.0041	0.69	2.5204	0.0262	0.1350	0.0031	0.3012	0.0227	1.88	7	22	14	1.56	2154	19	2159	22	2164	39	99		
SPL 3000	9.1		7.4758	0.2207	0.4012	0.0062	0.66	2.4923	0.0383	0.1351	0.0037	0.4705	0.0391	3.15	11	57	19	2.92	2175	29	2170	27	2166	48	100		
SPL 3000	34.1		6.7511	0.1083	0.3684	0.0031	0.93	2.7145	0.0230	0.1329	0.0021	0.2474	0.0072	1.23	22	61	44	1.37	2022	15	2079	14	2137	27	97		
SPL 3000	35.1		6.8754	0.1940	0.3714	0.0060	0.90	2.6922	0.0438	0.1342	0.0030	0.2653	0.0194	4.47	9	23	16	1.48	2036	28	2095	24	2154	38	97		
SPL 3000	20.1		7.3695	0.3455	0.3790	0.0086	0.75	2.6387	0.0601	0.1410	0.0068	0.3795	0.0316	1.74	7	32	14	2.29	2071	40	2157	42	2240	84	96		
SPL 3000	24.1		6.9309	0.1528	0.3793	0.0041	0.40	2.6367	0.0285	0.1325	0.0028	0.5012	0.0330	4.35	12	53	21	2.49	2073	19	2103	19	2132	37	98		
SPL 3000	14.1		7.1383	0.1329	0.3795	0.0033	0.94	2.6353	0.0228	0.1364	0.0024	0.4097	0.0428	1.73	12	65	21	3.04	2074	15	2129	16	2182	30	97		
SPL 3000	21.1		6.7775	0.1554	0.3798	0.0052	0.85	2.6331	0.0359	0.1294	0.0030	0.2822	0.0260	6.21	10	27	19	1.46	2075	24	2083	20	2090	41	99		
SPL 3000	22.1		7.1943	0.2089	0.3808	0.0043	0.82	2.6264	0.0293	0.1370	0.0041	0.2611	0.0259	6.43	8	20	14	1.43	2080	20	2136	26	2190	53	97		
SPL 3000	23.1		7.0888	0.1867	0.3812	0.0051	0.86	2.6230	0.0348	0.1349	0.0030	0.4888	0.0204	0.28	13	65	22	2.91	2082	24	2123	24	2162	39	98		
SPL 3000	8.1		7.0430	0.2378	0.3817	0.0047	0.78	2.6199	0.0323	0.1338	0.0038	0.3322	0.0372	5.45	8	23	15	1.54	2084	22	2117	30	2149	49	98		
SPL 3000	26.1		7.2569	0.1552	0.3863	0.0050	0.92	2.5884	0.0332	0.1362	0.0031	0.2260	0.0122	1.18	15	35	29	1.19	2106	23	2144	19	2180	40	98		
SPL 3000	18.1		7.4317	0.1243	0.3925	0.0045	0.94	2.5476	0.0291	0.1373	0.0030	0.2596	0.0162	1.11	20	51	41	1.23	2135	21	2165	15	2194	38	98		
SPL 3000	27.1		7.1201	0.1863	0.3719	0.0057	0.31	2.6887	0.0416	0.1388	0.0037	0.3935	0.0556	3.42	10	24	20	1.25	2038	27	2127	23	2213	47	95		
SPL 3000	32.1		7.2526	0.1890	0.3750	0.0060	0.86	2.6667	0.0428	0.1403	0.0030	0.3222	0.0150	3.38	9	29	17	1.72	2053	28	2143	23	2231	37	95		
SPL 3000	11.1		7.7493	0.1656	0.4073	0.0030	0.92	2.4554	0.0182	0.1380	0.0029	0.2654	0.0120	1.39	21	83	38	2.17	2202	14	2202	20	2202	37	100		
SPL 3000	31.1		6.9652	0.1470	0.3671	0.0060	0.93	2.7238	0.0442	0.1376	0.0035	0.3340	0.0126	1.11	20	68	39	1.75	2016	28	2107	18	2197	44	95		
SPL 3000	10.1		8.0017	0.2156	0.4112	0.0043	0.67	2.4321	0.0257	0.1411	0.0043	0.3093	0.0503	8.06	8	26	13	1.94	2220	20	2231	25	2241	53	99		
SPL 3000	12.1		7.6192	0.2083	0.4118	0.0066	0.49	2.4283	0.0390	0.1342	0.0043	0.2851	0.0281	2.27	13	50	23	2.23	2223	30	2187	25	2153	56	101		
SPL 3000	4.1		6.4119	0.2337	0.3610	0.0066	0.60	2.7702	0.0508	0.1288	0.0037	0.3694	0.0349	2.22	5	20	10	2.06	1987	31	2034	32	2082	52	97		
SPL 3000	19.1		6.6133	0.1692	0.3566	0.0033	0.95	2.8045	0.0259	0.1345	0.0030	0.4961	0.0623	1.63	7	5	15	0.36	1966	15	2061	22	2158	39	95		
SPL 3000	29.1		6.6589	0.1511	0.3579	0.0030	0.84	2.7941	0.0231	0.1349	0.0029	0.2813	0.0184	1.30	13	40	25	1.58	1972	14	2067	20	2163	38	95		
SPL 3000	30.1		6.8949	0.1807	0.3584	0.0056	0.83	2.7904	0.0436	0.1395	0.0036	0.4498	0.0210	1.68	12	52	20	2.65	1974	26	2098	23	2222	46	94		
SPL 3000	33.1		8.1470	0.1380	0.4218	0.0042	0.97	2.3711	0.0235	0.1401	0.0026	0.2527	0.0777	6.30	11	54	17	3.26	2268	19	2247	16	2228	33	100		
SPL 3000	6.1		7.7191	0.2139	0.4318	0.0071	0.90	2.3157	0.0383	0.1296	0.0037	0.3987	0.0460	4.77	5	13	9	1.47	2314	33	2199	25	2093	49	105		

pontos plotados, mas não utilizados nos cálculos da idade

Mineral	Abreviação
Quartzo	Qtz
Feldspato	Fsp
Muscovita	Ms
Biotita	Bt
Clorita	Chl
Piroxênio	Px
Ortopiroxênio	Opx
Plagioclásio	Plg
Granada	Grt
IUGS - <i>version 01.02.07</i>	