

UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

**HISTÓRIA TERMO-CINEMÁTICA DO COMPLEXO APIAÍ-MIRIM, NA REGIÃO DE
BOM SUCESSO DO ITARARÉ (SP), CINTURÃO RIBEIRA MERIDIONAL**

Fabio Pontuschka Gonçalves

Orientador: Prof. Dr. Frederico Meira Faleiros

MONOGRAFIA DE TRABALHO DE FORMATURA
(TF-2017/15)

SÃO PAULO
2017

UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

**HISTÓRIA TERMO-CINEMÁTICA DO COMPLEXO APIAÍ-MIRIM, NA REGIÃO DE
BOM SUCESSO DO ITARARÉ (SP), CINTURÃO RIBEIRA MERIDIONAL**

Fabio Pontuschka Gonçalves

Orientador: Prof. Dr. Frederico Meira Faleiros

MONOGRAFIA DE TRABALHO DE FORMATURA
(TF-2017/15)

Fabio Pontuschka Gonçalves

Prof. Dr. Frederico Meira Faleiros

AGRADECIMENTOS

Agradeço a Deus, em primeiro lugar, por tudo que fez e ainda vem fazendo em minha vida.

A todos os professores, desde a minha infância até a minha graduação, por participarem no processo de minha formação, não apenas na área acadêmica, mas como cidadão.

Aos funcionários do Instituto de Geociências – USP, de maneira geral, sempre muito solícitos.

Ao meu orientador, Prof. Dr. Frederico Meira Faleiros, por toda a orientação, apoio e ajuda durante todo o decorrer deste trabalho.

A todos meus colegas da turma 56 da Geologia-USP. Mas, em especial, Mario (Hash), Vinícius (Sifu), Lucas (Bago) e Luís Guilherme (Sebo), pela grande amizade que construí com cada um destes nestes cinco anos de graduação.

A minha família (e minha namorada) por sempre serem tão atenciosos e preocupados comigo. Só sou o que sou hoje, por conta do amor incondicional de cada um deles para comigo.

E a todos que me ajudaram de alguma maneira, por menor que tenha sido, na minha formação.

RESUMO

O Domo de Canoininha faz parte de uma série de estruturas dômicas presentes no Terreno Apiaí, Cinturão Ribeira Meridional, onde estão expostos núcleos de ortognaisses miloníticos do Complexo Apiaí-Mirim, recobertos por pacote espesso de quartzito milonítico. Para estuda-lo, foi realizado trabalho de campo na região de Bom Sucesso de Itararé (SP), com coleta de amostras (orientadas quando possível), para confecção de lâminas delgadas, e dados estruturais (foliações, lineações de estiramento e indicadores cinemáticos). Análises adicionais incluíram tramas de eixo-c de quartzo e datação de uma amostra pelo método U-Pb SHRIMP em zircão.

No núcleo do Domo de Canoininha afloram ortognaisses paleoproterozoicos (ca. 2.2 Ga), com foliação milonítica de baixo ângulo, lineação de estiramento de direção NNW-SSE e indicadores cinemáticos de topo para NNW. Os quartzitos possuem textura sacaroidal com grãos médios a grossos de quartzo e feldspato alcalino. As micas presentes (muscovita e biotita) estão inclusas nos grãos de quartzo, preservando pares de foliações SC parcialmente obliteradas por intenso crescimento mineral.

Evidências petrológicas e microestruturais indicam que os ortognaisses passaram por temperaturas altas ($\geq 800^{\circ}\text{C}$, indicada por evidências de migração de bordas de grãos nos agregados feldspáticos e extinção tipo tabuleiro de xadrez em quartzo) que promoveu fusão parcial, gerando veios hololeucocráticos (leucossomas). Nos quartzitos, tramas de eixo-c de quartzo e evidências de que as rochas passaram pela reação de quebra da muscovita para formar feldspato alcalino peritético e líquido granítico, indicam fácies anfibolito superior ($\sim 650-700^{\circ}\text{C}$).

A existência de núcleos com rochas de mais alto grau, recobertos por sucessões de graus metamórficos progressivamente mais baixos, se coaduna com uma tectônica extensional profunda. Portanto, o Domo de Canoininha pode ser considerado um complexo de núcleo metamórfico semelhante aos descritos em cinturões fanerozoicos.

ABSTRACT

The Canoininha Dome is part of a series of dome structures present in the Apiaí Terrane, Southern Ribeira Belt (Brazil), where nuclei of mylonitic orthogneisses of the Apiaí-Mirim Complex are exposed, covered by a thick package of mylonitic quartzite. To study it, a field work was made in the region of Bom Sucesso de Itararé (São Paulo State), with collection of samples (oriented samples when possible), to make thin sections, and structural data (foliations, stretching lineations and kinematic indicators). Additional analyses included quartz c-axis fabrics and dating of a sample by the zircon U-Pb SHRIMP method.

In the Canoinina Dome nucleus crop out Paleoproterozoic (ca. 2.2 Ga) orthogneisses with low-angle mylonitic foliation, NNW-SSE-trending stretching lineation and top-to-NNW kinematic indicators. The quartzites present saccharoidal texture with medium- to coarse-grained quartz and alkaline feldspar. Micas (muscovite and biotite) are included in the quartz grains, preserving C-type shear band cleavages partially obliterated by intense mineral growth.

Petrological and structural evidence indicates that the orthogneisses underwent high-temperatures (≥ 800 °C, indicated by evidence of grain boundary migration in feldspar aggregates and chessboard extinction in quartz), which caused partial melting, generating hololeucocratic veins (leucosomes). In the quartzites, quartz c-axis fabrics and evidence that the rocks crossed the breakdown muscovite reaction to form peritectic alkaline feldspar and granitic liquid, indicate superior amphibolite facies conditions (~ 650 -700 °C).

The existence of nuclei with higher-grade rocks covered by successions of progressively lower metamorphic grades suggests a deep extensional tectonic. Thus, the Canoininha Dome can be considered as a metamorphic core complex like those described in Phanerozoic belts.

Sumário

1. INTRODUÇÃO	1
3. CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL	4
4. MATERIAIS E MÉTODOS	7
5. RESULTADOS OBTIDOS	9
5.1. Petrografia e microestruturas	10
5.1.1. <i>Gnaisse pertencente ao Complexo Apiaí-Mirim</i>	10
5.1.2. <i>Quartzitos, encaixante imediata do Complexo Apiaí-Mirim</i>	14
5.2. Análise Estrutural	16
5.3. Geocronologia	17
5.4. Análise das tramas de eixo-c	19
6. INTERPRETAÇÕES E DISCUSSÃO DOS RESULTADOS	20
6.1. Análise Estrutural.....	20
6.2. Metamorfismo.....	21
7. CONCLUSÕES	22
8. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	23
Anexo 1	29

1. INTRODUÇÃO

O Cinturão Ribeira está localizado no sudeste brasileiro, paralelo à costa atlântica (Figura 1) e atravessa os estados de SP e RJ, além de parte dos estados de MG e ES. Alguns autores interpretam que sua formação esteve relacionada com a colisão oblíqua entre os Crátons Paranapanema (hoje recoberto pela Bacia do Paraná), Luís Alves, São Francisco e Congo, no que seria a formação do supercontinente Gondwana Oeste (Campanha e Brito Neves, 2004; Faleiros et al. 2011; Campanha et al. 2015). Outros autores interpretam que o Cinturão Ribeira seria uma feição intracontinental formada com efeito de colisões cratônicas ocorridas em 650-600 Ma que teriam dado origem aos cinturões Brasília e Dom Feliciano (Meira, 2014; Meira et al., 2015).

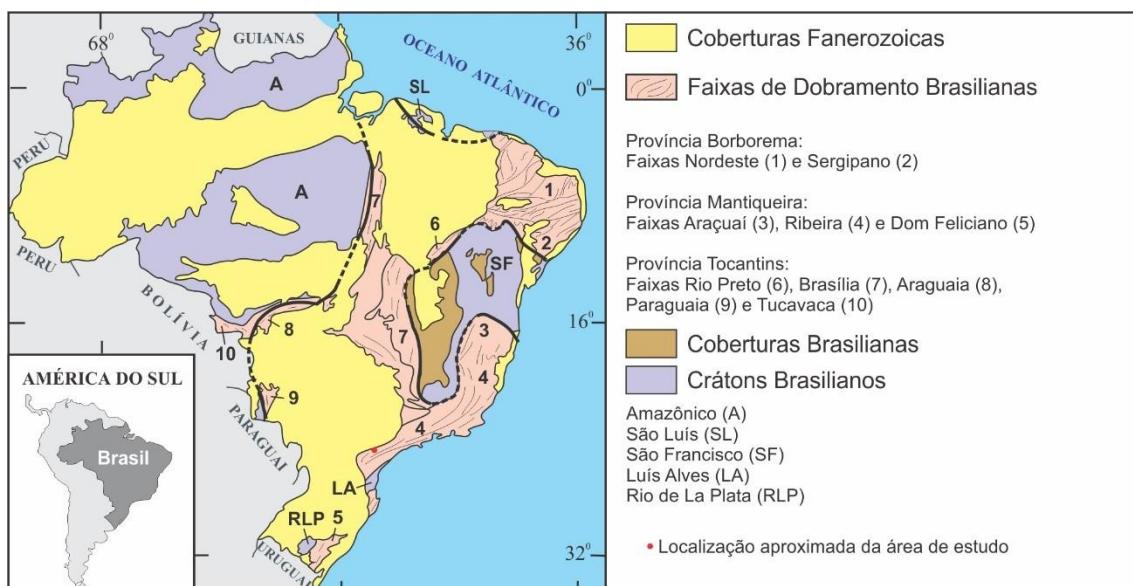
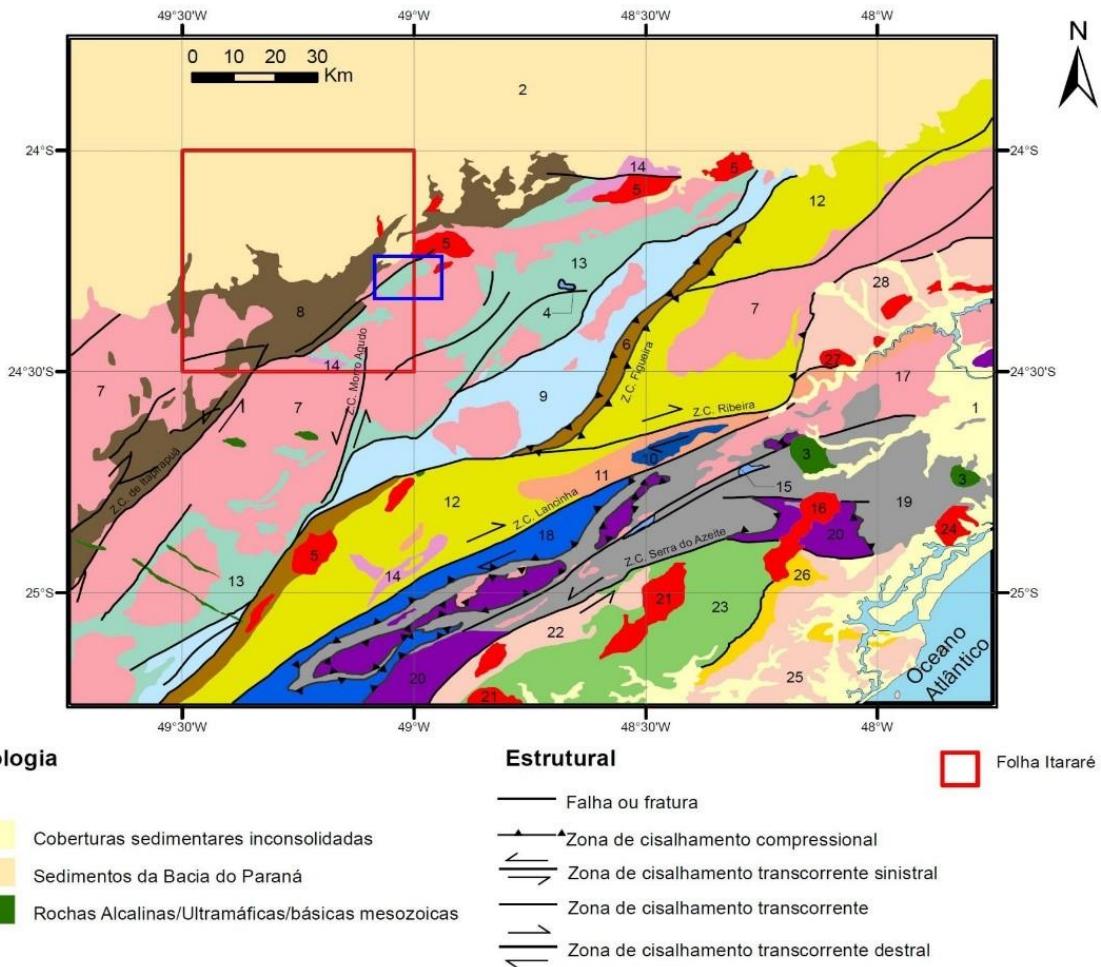


Figura 1 - Mapa tectônico do Brasil. Localização da área de estudo indicada no mapa. Extraído de Faleiros et al (2012).

O Cinturão Ribeira Meridional é constituído por dois terrenos (domínios) principais: Apiaí e Curitiba (Figura 2). Estes terrenos são separados pela Falha Lancinha-Cubatão (Figura 2), transcorrente de movimentação dextral (Faleiros et al., 2011), que é interpretada por alguns autores como a materialização de uma zona de sutura ediacarana (e.g., Basei et al., 1992; 2008; Campanha & Sadowski, 1999) e por outros autores como uma zona de escape lateral tardia em relação à colisão oblíqua (e.g., Faleiros et al., 2011, 2016; Passarelli et al., 2011).



Terreno Apiaí

- 4 Bacia de transição Proterozoico-Fanerozoico
- 5 Granitos Pós-tectônicos
- 6 Formação Iporanga (Ediacarano)
- 7 Granitos Sintectônicos
- 8 Grupo Itaiacoca (Neoproterozoico)
- 9 Grupo Lajeado (Meso a Neoproterozoico)
- 10 Mármore da Tapagem
- 11 Sequência Serra das Andorinhas
- 12 Grupo Votuverava (Mesoproterozoico)
- 13 Formação Água Clara (Mesoproterozoico)
- 14 Núcleos Tigre, Betara e Apiaí-Mirim

Terreno Curitiba

- 15 Bacia de transição Proterozoico-Fanerozoico
- 16 Granitos Pós-tectônicos
- 17 Granitos Sintectônicos
- 18 Formação Capiru
- 19 Complexo Turvo-Cajati
- 20 Complexo Atuba

Terreno Paranaguá

- 24 Granitos Pós-tectônicos
- 25 Granitóides Calcio-Alcalinos (Ediacaranos)
- 26 Sequência Cachoeira

Terreno Luís Alves

- 21 Granitos Pós-tectônicos
- 22 Suíte Rio Piê-Mandirituba
- 23 Complexo Serra Negra

Terreno Embu

- 27 Granitos Pós-tectônicos
- 28 Complexo Embu

Figura 2 - Localização da área de estudo em mapa regional (fonte: Rodrigues & Caltabelotti, 2012).

As assinaturas geológicas e geocronológicas de núcleos de embasamento gnáissico presentes nos terrenos Apiaí (Complexo Apiaí-Mirim e Gnaisse Tigre) e Curitiba (Complexo Atuba) têm sido usadas como suporte para interpretação que ambos terrenos tiveram evoluções desvinculadas em períodos anteriores à justaposição ediacarana (Faleiros, 2008; Faleiros et al., 2011). Idades U-Pb em zircão mostram que as rochas do Complexo Apiaí-Mirim e Gnaisse Tigre (Terreno Apiaí) apresentam idades estaterianas (ca. 1800-1750 Ma; Gimenez Filho, 1993; Cury et al., 2002; Prazeres Filho, 2005; M. Pavan & F.M. Faleiros, inédito, comunicação verbal), enquanto rochas do Complexo Atuba (Terreno Curitiba) apresentam heranças arquenas com intenso retrabalhamento no Riaciano (ca. 2200-2100 Ma; Siga Júnior, 1995; Sato et al., 2003, 2009; Siga Júnior et al., 2007; Mesquita et al., 2017).

No Terreno Apiaí rochas de embasamento gnáissico afloram tipicamente no núcleo de estruturas antiformais abertas e domos, tais como o Anticlinório da Anta Gorda e os domos de Apiaí-Mirim e Canoininha, e suas geometrias se assemelham às estruturas de complexos de núcleos metamórficos extensionais (*metamorphic core complex*)扇形的 (e.g., Yogi, 2016).

Este trabalho propõe investigar as rochas gnáissicas do Complexo Apiaí-Mirim aflorantes no Domo de Canoininha, município de Bom Sucesso de Itararé (SP) (Figuras 1, 2 e 3), com o objetivo de elaborar um modelo de evolução cinemática e termal baseado em dados de campo, petrográficos, microestruturais e tramas de eixos-c de quarto.

2. METAS E OBJETIVOS

- 2.1. Reconstruir a história cinemática do Complexo Apiaí-Mirim no Domo de Canoininha por meio de análise estrutural em escala mesoscópica e microscópica, incluindo análise de orientação de elementos estruturais coletados em campo e indicadores cinemáticos observados em campo e lâminas petrográficas.
- 2.2. Determinação das condições de temperatura em que ocorreu a deformação das rochas do Complexo Apiaí-Mirim com base em dados petrográficos e microestruturais e interpretação de mecanismos de deformação em escala de grãos.
- 2.3. Elaboração de um modelo de evolução termo-cinemática para o Domo de Canoininha e sua contextualização frente aos modelos tectônicos de evolução para o Cinturão Ribeira Meridional.

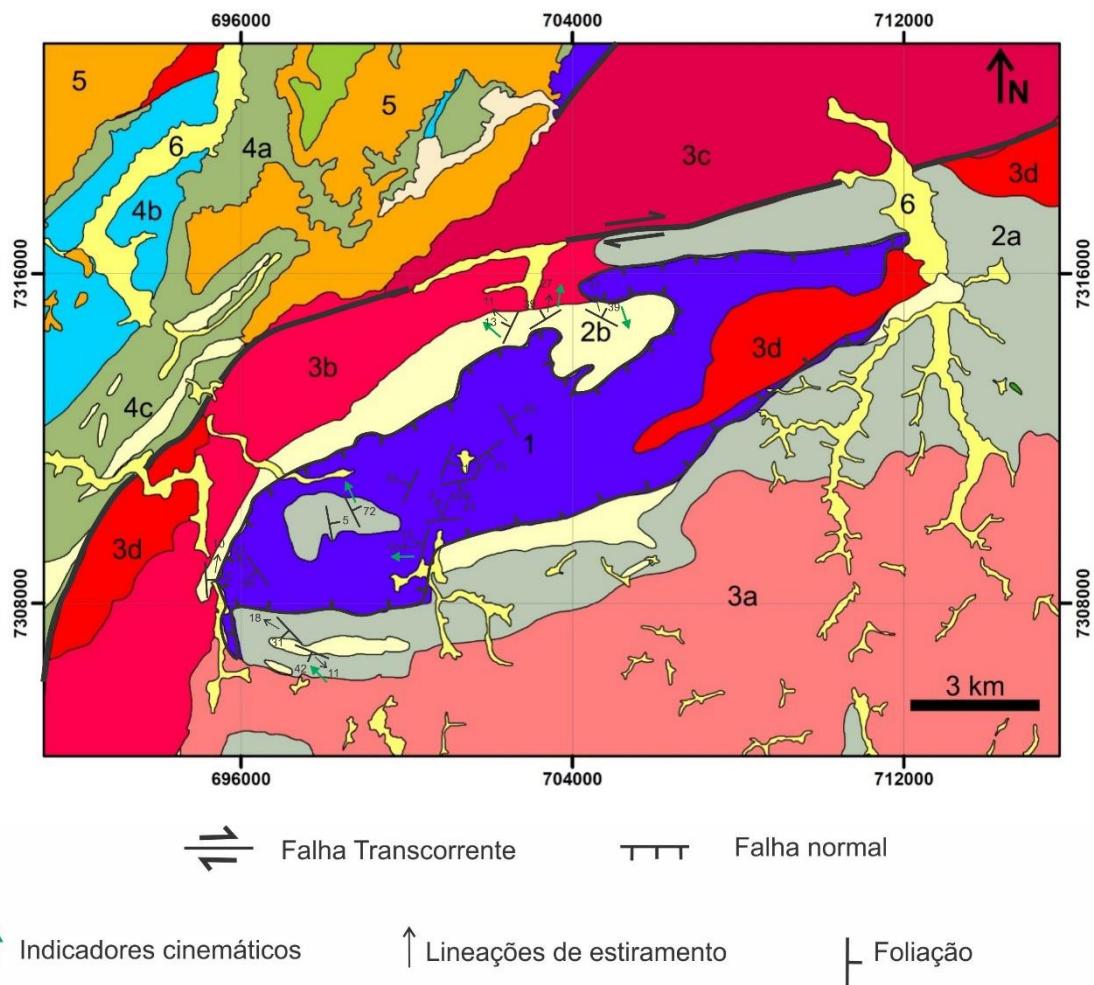


Figura 3 - Mapa geológico simplificado ressaltando o Domo de Canoininha. (1) Complexo Apiaí-Mirim (gnaisse); (2) Formação Água Clara (2a: micaxisto, 2b: quartzito); (3) Suíte Três Córregos (3a-c: granitos calcialcalinos foliados, 3d: granitos anorogênicos); (4a: metapelito, 4b: mármore, 4c: quartzito); (5) Formação Furnas (arcóseo, arenito, conglomerado); (6) Depósitos aluvionares quaternários. Área de estudo nas proximidades de Itaboa-SP e Campina de Fora-SP. Modificado de Caltabellotta et al. (2016).

3. CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL

O Cinturão Ribeira foi definido por Almeida et al. (1973), desde então, diversos trabalhos foram realizados com o objetivo de compreender mais sua evolução. O Cinturão Ribeira Meridional é dividido em dois terrenos principais, separados pela falha Lancinha-Cubatão, os Terrenos Curitiba e Apiaí.

O Terreno Curitiba é formado pelo Complexo Atuba, composto por ortognaisses migmatíticos de idade arqueana-paleoproterozoica. Segundo Sato et al. (2003) e Siga

Júnior et al. (2007), o Complexo Atuba representa um microcontinente que foi retrabalhado na colagem do Supercontinente Atlântica com alto grau de metamorfismo no Riaciano, retrabalhado também na quebra de Atlântica no Estateriano e, por fim, um último retrabalhamento de alto grau metamórfico durante a formação do Gondwana Oeste no Ediacarano. Além deste Complexo, o Terreno Curitiba possui uma associação neoproterozoica de rochas metassedimentares de plataforma continental rasa, as Formações Turvo-Cajati e Capiru. A Formação Turvo-Cajati registra metamorfismo variando de fácies xisto-verde inferior até fácies granulito. Pelos dados disponíveis sua porção de fácies anfibolito superior a granulito apresenta metamorfismo de alta pressão, com pico metamórfico em 750-800 °C e 10-12 kbar (Faleiros et al., 2011, 2016), enquanto sua porção de fácies xisto-verde a anfibolito intermediário apresenta regime de pressão intermediária com passagem direta da zona da estaurolita para zona da sillimanita e pico metamórfico entre 580-650 °C e 6,5-7 kbar (Ricardo et al., 2017).

Por outro lado, a Formação Capiru foi exclusivamente metamorfizada em fácies xisto-verde inferior a intermediário, atingindo a zona da biotita em metapelitos pobres em alumínio e a zona cloritoide-cianita em metapelitos ricos em alumínio (Faleiros et al. 2017). Estimativas geotermobarométricas preliminares usando pseudosseções e inclusões fluidas indicam pico metamórfico em 410-480 °C e 5-6 kbar.

O Terreno Apiaí é formado por um embasamento Estateriano (Gimenez Filho, 1993; Cury et al. 2002; Prazeres Filho, 2005) constituído por ortognaisses (Gnaisse Tigre e Complexo Apiaí-Mirm), recobertos pelo Supergrupo Açuñui formado por rochas supracrustais de fácies xisto-verde inferior a anfibolito intermediário (Campanha e Sadowski, 1999; Yogi, 2016). O Supergrupo Açuñui (Calimiano a Ediacarano) é dividido (Faleiros et al., 2012) na Formação Água Clara (1510-1470 Ma; Weber et al., 2004) e nos grupos Votuverava (1490-1470 Ma; Campanha et al., 2015), Lajeado (1200-880 Ma; Campanha et al., 2016), e Itaiacoca (~900 e ~630 Ma; Siga Júnior et al., 2009).

A Formação Água Clara, segundo Kops (1994), é constituída por sedimentos de águas rasas, de plataforma continental, associados com vulcanismo básico. Faleiros et al. (2012) dividiu a Formação Água Clara em duas unidades, a unidade xisto e a carbonática. O metamorfismo foi de médio grau, da zona da actinolita para a zona do diopsídio (Almeida, 1989), com presença de olivina, indicando condições de alto grau também.

O Grupo Votuverava é interpretado como uma associação de rochas relacionadas com turbiditos distais metamorfizados, como filitos, ardósias e xistos, com importante contribuição de rochas metabásicas interpretadas como de origem vulcânica (Campanha et al. 2015). As rochas registram zonação metamórfica barroviana, com associações mineralógicas diagnósticas das zonas da clorita, biotita, granada,

estaurolita e cianita (Faleiros et al., 2010; Yogi, 2016). Estimativas geotermobarométricas indicam que as rochas de maior grau metamórfico atingiram condições de 630-675 °C e 6-7 kbar (Yogi, 2016).

O Grupo Itaiacoca se localiza na porção mais ao norte do Terreno Apiaí e é constituído por sucessões de rochas metassedimentares de fácies xisto-verde. É dividido nas formações Barra da Estiva (metarenito arcosiano), Água Nova (filito, metassiltito, metarritimito silto-argiloso) e Serra dos Macacos (quartzito com lentes de metaconglomerado) (Rodrigues & Caltabeloti, 2012).

O Grupo Lajeado localiza-se acima do Grupo Votuverava e é constituído por sete formações alternadamente de naturezas silicicásticas e carbonáticas metamorfizadas em condições de fácies xisto-verde (Faleiros et al. 2012; Campanha et al., 2016; Milani 2016).

No fim do Neoproterozoico e entrando no Paleozoico, o Terreno Apiaí abrigou intrusões graníticas. Duas gerações de granitos estão presentes no Terreno Apiaí. A primeira geração é sin e tardi – tectônica, caracterizados por batólitos com constituição de monzonito (e.g., Prazeres Filho, 2005). Sua deformação varia de uma leve foliação a uma foliação milonítica. Estes corpos são interpretados como raiz de um arco magmático do tipo Andino (Gimenez Filho, 1993; Campanha & Sadowski, 1999). Três corpos que merecem destaque no Terreno Apiaí são os batólitos Cunhaporanga, Três Córregos e Agudos Grandes. A segunda geração de granitos é pós-tectônica e é tratada como pós-colisional ou anorogênica. São granitos de composição de álcali-feldspato granito a quartzo-sienito, pouco deformados e com contatos intrusivos (Campanha & Sadowski, 1999). Por fim, ainda ocorrem algumas pequenas bacias do tipo pull-apart.

3.1. Complexo Apiaí-Mirim

O Complexo Apiaí-Mirim foi definido por Chiodi et al. (1983) em trabalho de mapeamento geológico sistemático e, até então, não foi uma unidade que esteve em evidência nos estudos do Cinturão Ribeira, logo, não há referências bibliográficas que tratam especificamente do complexo. Entretanto, alguns trabalhos tratam de maneira superficial sobre esta unidade. O Complexo Apiaí-Mirim é composto por gnaisses (ortoderivados e paraderivados), migmatitos e xistos (Gimenez Filho, 1993; Prazeres Filho, 2005; Rodrigues & Caltabeloti, 2012). O Complexo se estende desde a cidade de Capão Bonito (SP) até Itapirapuã Paulista (SP) associada ao Batólito Três Córregos (Rodrigues & Caltabeloti, 2012). Aflora em estruturas dômicas de formas elipsoidais e seus contatos são tectônicos com a Formação Água Clara, com o Granito Capão Bonito e com o Grupo Itaiacoca (Prazeres Filho, 2005).

Gimenez Filho (1993) dividiu as rochas deste complexo nas rochas paraderivadas e ortoderivadas. As rochas paraderivadas são biotita-gnaisses laminados a porfiroblásticos, associados a migmatitos e xistos. As rochas ortoderivadas são gnaisses de composição granítica e, também, granitos associados. Segundo Rodrigues & Caltabeloti (2012), a posição estratigráfica do Complexo Apiaí-Mirim não é clara, de forma que a hipótese que estes autores sugerem é que o complexo esteja associado com o Batólito Três Córregos, de idade principalmente ediacarana. Contudo, rochas datadas por Gimenez Filho (1993) pelo método Rb–Sr indicam idade de formação de ~1,8 Ga e Prazeres Filho (2005) datou rochas pelo método U–Pb em zircões de 1752 ± 9 Ma, confirmando a existência de rochas paleoproterozoicas.

4. MATERIAIS E MÉTODOS

4.1. Revisão bibliográfica

A revisão bibliográfica foi realizada em boa parte do ano durante a confecção deste trabalho, de maneira que os trabalhos anteriores, relacionados com o Complexo Apiaí-Mirim, embasaram a pesquisa na medida em que ela foi avançando.

4.2. Trabalhos de campo

Durante os dias de 19 de junho de 2017 a 21 de junho de 2017, um trabalho de campo foi realizado na região de Bom Sucesso de Itararé (SP), com intuito de coletar dados geológicos e estruturais do Complexo Apiaí-Mirim e sua encaixante imediata, com perfis levantados na escala de 1:50.000. Nesta etapa de trabalho de campo houve a descrição de 32 afloramentos (Figura 4) compondo 2 perfis transversais à orientação estrutural regional e do Domo de Canoininha. Foram coletados dados geológicos, estruturais e cerca de 30 amostras representativas, com coleta espacialmente orientada sempre que possível.

4.3. Análise estrutural

A coleta de dados estruturais de foliações, lineações e indicadores cinemáticos envolveu os métodos convencionais (Turner & Weiss, 1963; Hobbs et al., 1976; Ramsay & Huber, 1983, 1987) com identificação, hierarquização dos elementos estruturais usando critérios de superposição, estilos e relações da trama deformacional com a mineralogia e tomada de atitudes em campo usando bússola. Os dados coletados em

campo e lâminas petrográficas orientadas foram tratados em escritório com a elaboração de mapas e estereogramas.

4.4. Análise petrográfica e microestrutural

Das amostras coletadas em campo, 20 foram selecionadas para preparação de lâminas de seções delgadas, incluindo 9 lâminas orientadas. Algumas das amostras coletadas foram destruídas durante a serragem. Porém, as 20 lâminas preparadas abrangem toda a variação litológica descrita para o Complexo Apiaí-Mirim e sua encaixante imediata, com lâminas orientadas distribuídas em posições-chave dentro do Domo de Canoininha.

Análises petrográficas e microestruturais foram realizadas buscando identificar paragêneses metamórficas e microestruturas deformacionais diagnósticas de condições de temperatura específicas, e estas análises embasaram a escolha de amostras para coleta de tramas de eixo-c de quartzo.

4.5. Tramas de eixo-c de quartzo

Orientações de eixo-c de quartzo foram medidas usando uma platina universal de quatro eixos acoplada a um microscópio petrográfico convencional. A análise do eixo-c de quartzo foi feita de forma a inferir com mais precisão as condições de deformação que afetaram as rochas do Complexo Apiaí-Mirim, pois os deslizamentos intracristalinos do quartzo estão ligados com mudanças nas condições de temperatura e pressão (Law, 1990, 2014). Além disso, a trama cristalográfica pode conter informações sobre a geometria da deformação em escala de grãos e indicação cinemática (Schmid & Casey, 1986).

4.6. Geocronologia U-Pb SHRIMP em zircão

Uma amostra representativa de ortognaisse (FP-18A) foi selecionada para datação pelo método U-Pb SHRIMP em zircão. As análises isotópicas foram realizadas nos dias 21 e 22 de agosto de 2017.

Os cristais de zircão foram extraídos de frações de 100-200 mesh usando técnicas-padrão envolvendo britagem, moagem e concentração em mesa vibratória, líquidos densos e frantz. Os grãos foram selecionados usando uma lupa binocular, montados em epoxy e polidos. Imagens de catodoluminescência foram utilizadas para identificar as regiões mais adequadas dos cristais para análises isotópicas U-Pb,

evitando fraturas, inclusões minerais e áreas metamíticas que podem ter passado por perda de Pb.

Análises isotópicas U-Pb foram obtidas em pontos com $\sim 25 \mu\text{m}$ de diâmetro seguindo procedimentos descritos em Sato et al. (2014). Cálculos de idades usaram as constantes $^{238}\text{U}/^{235}\text{U}$ de Steiger & Jager (1977). Concentrações de U foram controladas com o padrão SL13 ($\text{U} = 238 \text{ ppm}$) e as razões $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ calibradas com o padrão TEMORA 2 ($416.8 \pm 1.3 \text{ Ma}$; Black et al., 2004). As idades foram calculadas usando o programa Isoplot (Ludwig, 2003) para razões isotópicas corrigidas para os valores de ^{204}Pb e são sumarizadas em diagrama concórdia $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ versus $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$.

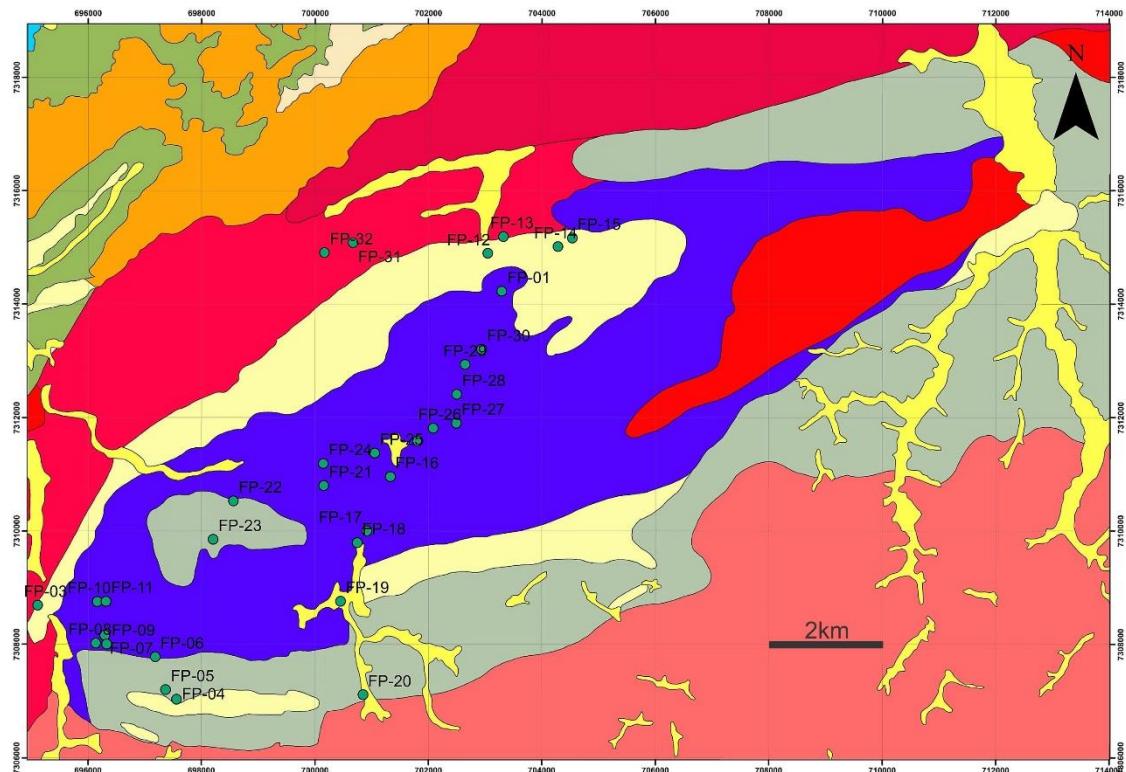


Figura 4 – Mapa geológico simplificado mostrando pontos de descrição de afloramentos realizados neste trabalho. Modificado de Caltabellotta et al. (2016).

5. RESULTADOS OBTIDOS

O Domo de Canoininha, definição proposta neste trabalho, compreende uma estrutura de forma elipsoidal orientada na direção N60E (Figura 3), com dimensões de 18,3 e 6,7 km em seus eixos maior e menor, respectivamente, mostrando uma razão axial de 2,7. No núcleo da estrutura afloram ortognaisse do Complexo Apiaí-Mirim, que são envoltos/recobertos por um pacote de quartzito e um pacote de micaxisto (Figura 3), ambos de origem debatida. Originalmente tais rochas metassedimentares foram consideradas como parte do Complexo Apiaí-Mirim (Chiodi Filho et al., 1983), sendo

atualmente reinterpretadas como pertencentes à Formação Água Clara (Rodrigues & Caltabeloti, 2012), de idade calimiana (ca. 1470-1500 Ma; Weber et al., 2004).

5.1. Petrografia e microestruturas

5.1.1. Gnaisse pertencente ao Complexo Apiaí-Mirim

O Complexo Apiaí-Mirim aflora, principalmente, como solo de rocha alterada com alguns afloramentos de rocha fresca subordinados. O Complexo Apiaí-Mirim no interior do Domo de Canoininha é dominado por ortognaisse bandado, cinza-rosado, comumente milonítico a protomilonítico, constituído, essencialmente, por microclínio, quartzo, biotita e plagioclásio. Os dois tipos de feldspatos estão presentes, de maneira que há cerca de 85% de feldspato alcalino e 15% de plagioclásio, de proporção entre eles. O microclínio está menos alterado do que o plagioclásio, sendo que muitos dos grãos sofreram processo de saussuritização, transformando o plagioclásio em agregados de epídoto e sericita. O conteúdo de biotita varia de 10 a 40% em volume. O quartzo e o feldspato estão alongados nos termos miloníticos a protomiloníticos, por vezes aparecendo como porfiroclastos rotacionados (Figura 5a). Porções de cor ocre também estão presentes com alta frequência, como bandas que seriam originalmente ricas em minerais máficos (Figura 5b), como sugerido por conta do tipo e da cor de alteração. Veios e bolsões graníticos grossos, hololeucocráticos, rosa, formados essencialmente por feldspato potássico, quartzo e plagioclásio, estão associados ao gnaisse em todos os afloramentos. Parte dos veios acompanham a foliação, porém alguns são discordantes. Algumas feições litoestruturais sugerem canais de extração de leucossomas, caracterizando estes como do tipo *in source* segundo classificação de Sawyer (2008). Por vezes os veios apresentam texturas pegmatíticas. Em um afloramento (ponto FP-18), ocorrem bandas e veios de pseudotaquilito associados a zonas cataclásticas de espessura centimétrica (Figura 5a). Veios de epídoto de diversas orientações, por vezes associados a zonas centimétricas de pseudotaquilito e ultracataclasito, são comuns no interior do Domo de Canoininha, o que indica um estágio de alteração hidrotermal importante, possivelmente associado a cisalhamento regional (e.g., Kirkpatrick et al., 2013).

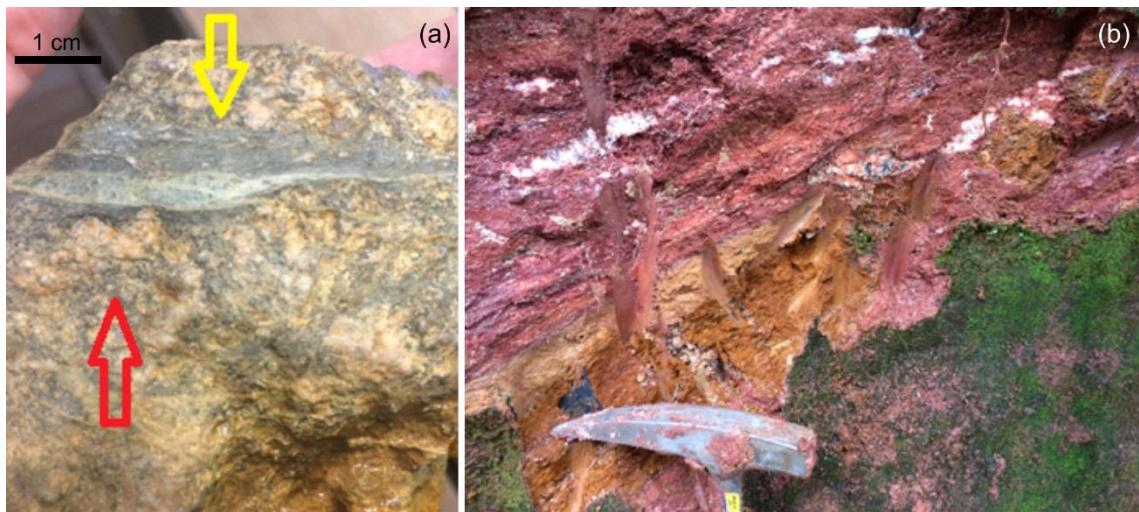


Figura 5. (a) Biotita-gnaisse porfiroclástico, protomilonítico que constitui o principal litotipo do Complexo Apiaí-Mirim no Domo de Canoininha (ponto FP-18). A seta vermelha indica o porfiroclasto de feldspato rotacionado. A seta amarela indica uma faixa de espessura centimétrica de pseudotaquilito substituído por agregados de epidoto. (b) Gnaisse milonítico alterado de cor arroxeadas com veios graníticos hololeucocráticos (prováveis leucossomas) que acompanham e cortam a foliação (acima da cabeça do martelo) (Complexo Apiaí-Mirim, ponto FP-5). Notar banda ocre que apresenta uma composição originalmente mais máfica (sob a cabeça do martelo).

Em escala de lâmina ocorre uma foliação tênuem definida por orientação preferencial de cristais alongados de quartzo e feldspatos em arranjo granoblástico, enquanto a biotita, por vezes pseudomorfizada por clorita, forma agregados lenticulares em textura lepidoblástica.

O quartzo está segregado em pequenos agregados de textura granoblástica, com contatos lobados ou retilíneos (Figura 6a,b), indicando que o processo de recristalização foi por migração de borda de grão de alta temperatura (e.g., Stipp et al., 2002; Gapais & Barbarin, 1986). Além de constituir a matriz dos gnaisses, o quartzo está presente em mirmequitas. Em rochas preservadas de retrometamorfismo o quartzo comumente apresenta extinção tipo tabuleiro de xadrez (Figura 6c), indicativa de altas temperaturas deformacionais (acima de 600 °C; Kruhl, 1996). Em amostras mais intensamente retrometamorfizadas a extinção tipo tabuleiro de xadrez, ainda reconhecível, é parcialmente superposta por extinção ondulante irregular e lamelas de deformação (Figura 6d), sugerindo deformação em condições de fácies xisto-verde inferior (e.g., Passchier & Trouw, 2005).

Os feldspatos também compõem a matriz dos gnaisses e formam agregados com textura granoblástica interlobada, não apenas entre os grãos de feldspato, como também com os grãos de quartzo (Figura 6a-d). Os contatos lobados entre os grãos de feldspato indicam recristalização por migração de borda de grão, sugerindo alta temperatura deformacional (Passchier & Trouw, 2005).

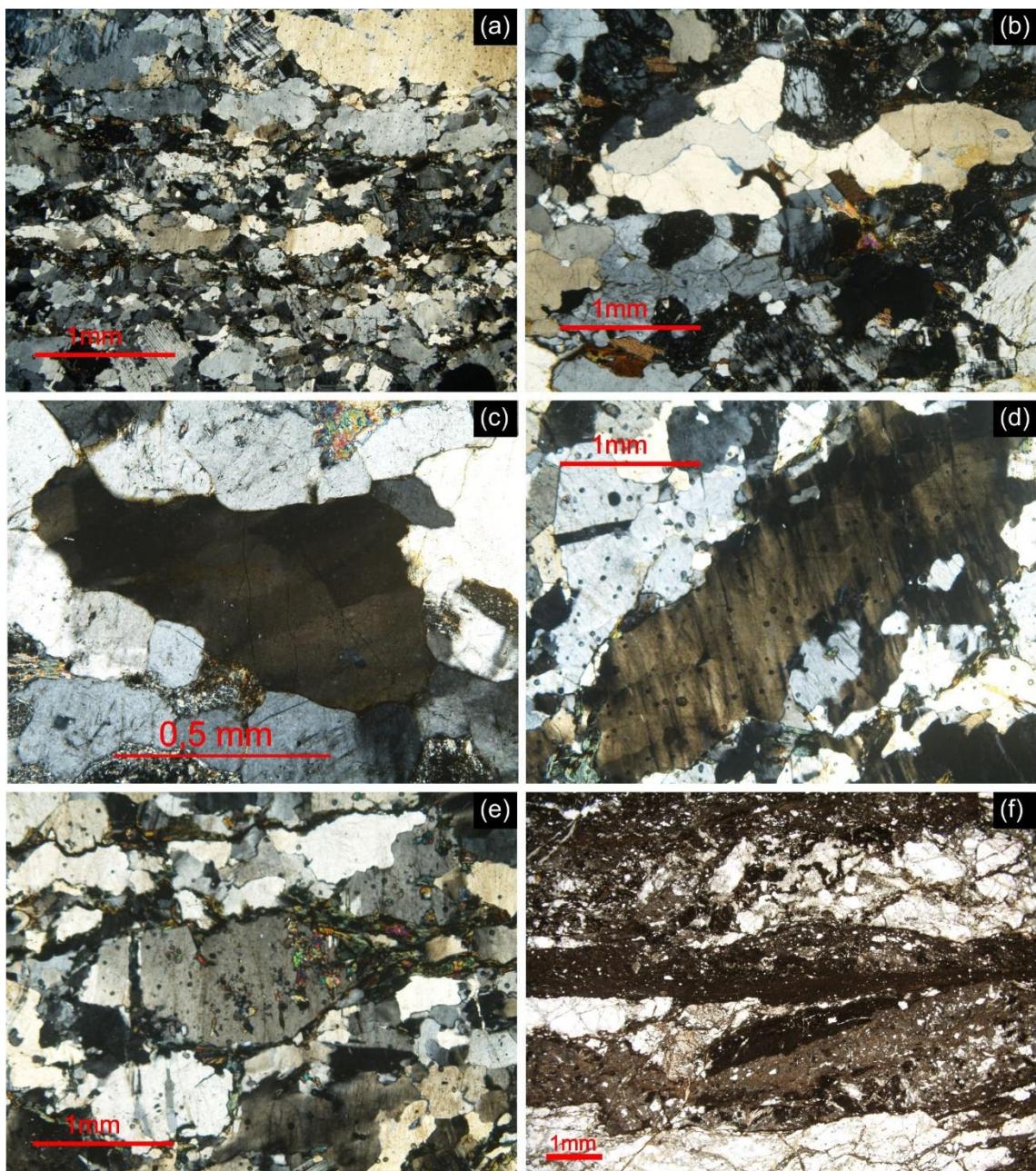


Figura 6. (a) Agregado rico em microclínio em textura granoblástica interlobada em biotita-ortognaisse com *ribbons* de quartzo associada à foliação milonítica em alta temperatura (Complexo Apiaí-Mirim, ponto FP-18). (b) Grãos de quartzo em agregado granoblástico com contatos interlobados e retilíneos (Complexo Apiaí-Mirim, ponto FP-19). (c) Extinção do tipo tabuleiro de xadrez em grão de quartzo (FP-19). (d) Grão de quartzo com extinção tabuleiro de xadrez superposta por extinção ondulante irregular e lamelas de deformação (FP-18). (e) Ortognaisse retrometamorfizado, com lentes lepidoblásticas ricas em clorita associadas com epidoto envolvendo porfiroclastos de feldspato e lentes quartzofeldspáticas (Complexo Apiaí-Mirim, ponto FP-18). (f) Pseudotaquilito cisalhado, paralelo à foliação milonítica, substituído por agregados criptocristalinos ricos em epidoto (Complexo Apiaí-Mirim, FP-18).

A biotita presente é intersticial e, por vezes, está orientada formando agregados lepidoblásticos. Além da biotita, há clorita nas lâminas sendo que ela aparece, também em interstícios e varia de granulação, de muito fina a média. Por vezes, agregados lepidoblásticos de clorita em associação com epidoto envolvem porfiroclastos de feldspato e quartzo (Figura 6e), relacionados a superposição de deformação em condições retrometamórficas de fácies xisto-verde. Muscovita ocorre de maneira bem discreta.

O epidoto, como dito anteriormente, está em veios e vênulas (Figura 7) de orientação aleatória e intercrescido nos cristais de plagioclásio, sendo produto da saussuritização.

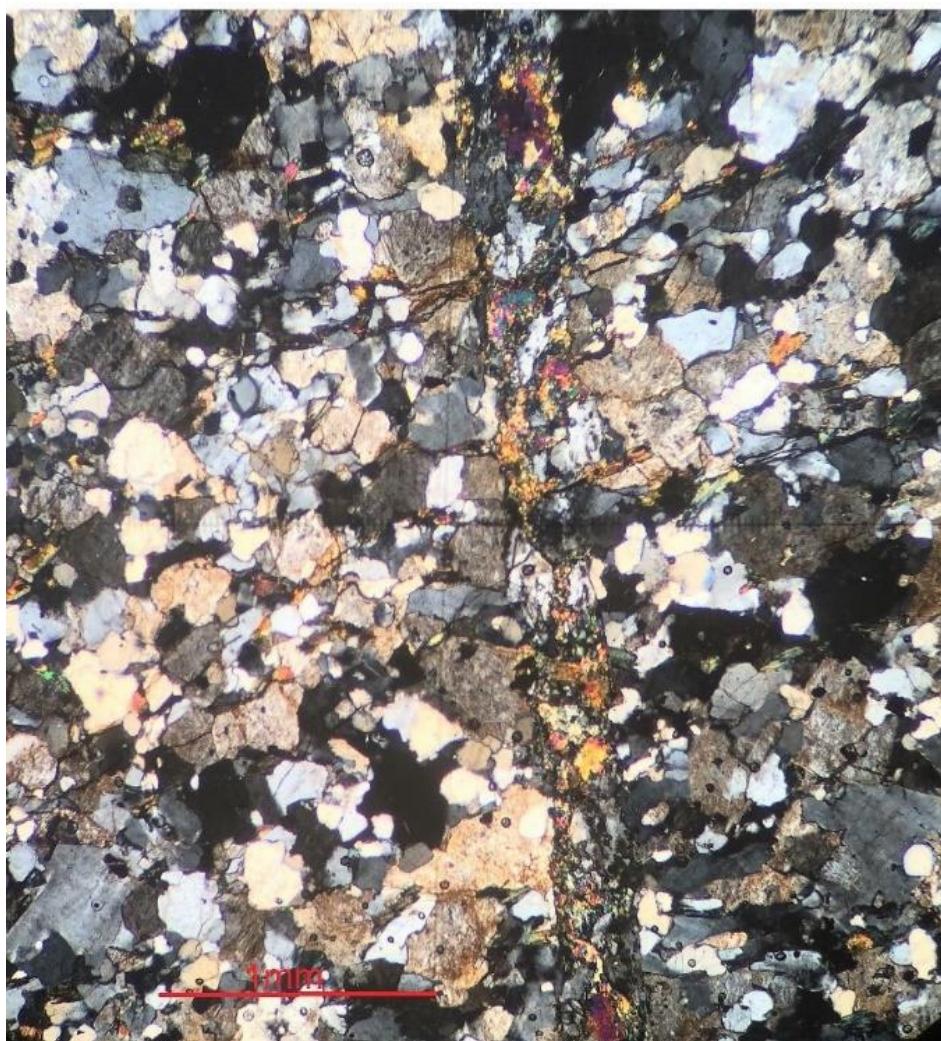


Figura 7. Veio de epidoto cortando a estrutura de biotita-ortognaisse (Complexo Apiaí-Mirim, ponto FP-19).

Os pseudotaquilitos estão alterados e substituídos por agregados criptocristalinos ricos em epidoto (Figura 6f), por conta de reações de hidratação como descrito por Kirkpatrick et al. (2013).

5.1.2. Quartzitos, encaixante imediata do Complexo Apiaí-Mirim

A unidade de quartzito é dominada por quartzito branco, de granulação grossa e textura sacaroidal, comumente com acamamento de espessura centimétrica a subdecimétrica definido por variação granulométrica e/ou composicional. Quartzo é o único mineral essencial, e microclínio, muscovita e biotita são os acessórios mais comuns. Ocorrem termos de granulação fina subordinados. Ocorre uma lineação de estiramento mineral do tipo agregado associada à foliação principal. Veios de espessura centimétrica, cortando ou paralelos ao acamamento do quartzito, constituídos por granitoides miloníticos são comuns (Figura 8).



Figura 8. Veios graníticos paralelos (a) e oblíquos (b) à estrutura principal de quartzito da Formação Água Clara (ponto FP-4).

Em escala microscópica, os quartzitos são maciços de maneira geral, com algumas micas (muscovita e/ou biotita) inclusas em orientação preferencial (Figura 9a-c). Sua granulação varia de média a grossa, porém, em sua maioria cristais grossos de quartzo são mais comuns. Possui textura essencialmente granoblástica por conta dos grãos de quartzo e feldspato alcalino, com algumas micas lepidoblásticas. Os contatos entre os grãos de quartzo são lobados a ameboides (Figura 9a,b,d), indicando recristalização por migração de borda de grão, sendo que esta foi tão expressiva, de maneira que as micas, que poderiam servir como barreira para a migração de borda de grão, foram englobadas pelos grãos grossos de quartzo.

Nas lâminas orientadas, pode-se observar mais de uma orientação das micas (ou até mesmo pseudomorfos de minerais não mais existentes), configurando pares SC (Figura 9a,b). Entretanto, esta foliação oblíqua é bem esparsa, por conta do intenso crescimento dos cristais de quartzo.

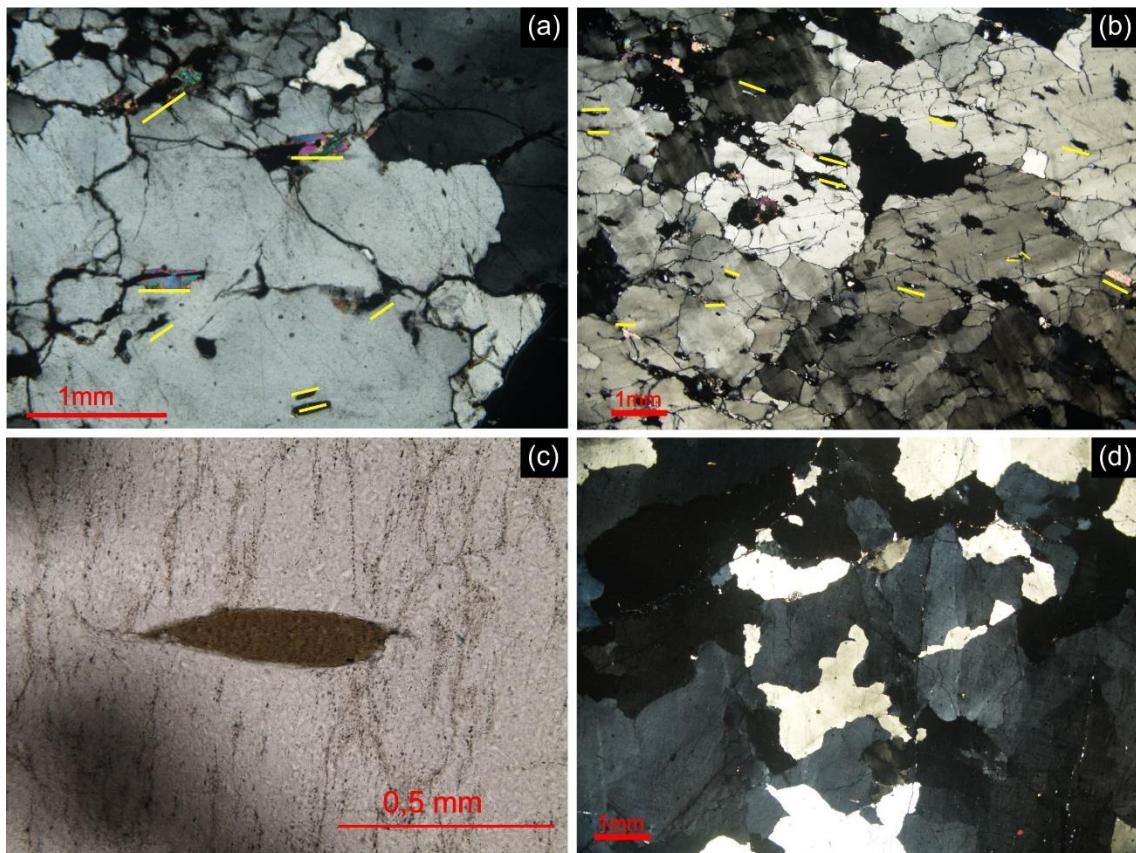


Figura 9. (a-b) Agregado de quartzo em textura granoblástica interlobada com inclusões de micas em duas direções preferenciais definindo pares SC (quartzito da Formação Água Clara, pontos FP- 15 e 4). (c) Micafish incluso em grão de quartzo (FP-13). (d) Contatos lobados de grãos de quartzo em agregado granoblástico, chegando até a gerar grãos ameboides (FP-12).

5.1.3. Suíte Três Córregos

As rochas do Domo de Canoininha foram intrudidas por monzogranito maciço de cor acinzentada, com quartzo, feldspato (euédrico) e biotita, fanerítico médio, com M' de 15%, relacionados à Suíte Três Córregos de idade ediacarana (Rodrigues & Caltabretti, 2012). Localmente ocorre orientação dos cristais por fluxo magmático, pois os cristais não estão deformados (Figura 10). A ausência de estruturas deformacionais nas rochas da Suíte Três Córregos indica que esta é posterior à deformação tectônica registrada no Complexo Apiaí-Mirim, indicando que a deformação é mais antiga que 599 ± 8 Ma, idade de cristalização da suíte (Salazar et al., 2013).



Figura 10. Granito da Suíte Três Córregos com orientação de megacristais de feldspato potássico por fluxo magmático (ponto FP-32).

5.2. Análise Estrutural

A coleta de dados estruturais em campo seguiu a padronização de medição de três atitudes de cada elemento estrutural (e.g., foliação e lineação de estiramento) em cada afloramento, quando possível.

A foliação principal (Sn) presente em todos os litotipos orto e paraderivados aflorantes no Domo de Canoininha possui direção variando de NE-SW a NW-SE nos domínios norte-sul e leste do domo, respectivamente (Figura 3). Os mergulhos são, predominantemente, baixos a moderados, embora ocorram foliações subverticais subordinadas. Em estereograma as atitudes da Sn se distribuem preferencialmente em uma guirlanda de círculo mínimo centrada no eixo vertical (Figura 11 a-c), padrão este esperado para uma estrutura dômica. As lineações de estiramento apresentam cimento predominantemente para NW (Figura 11d).

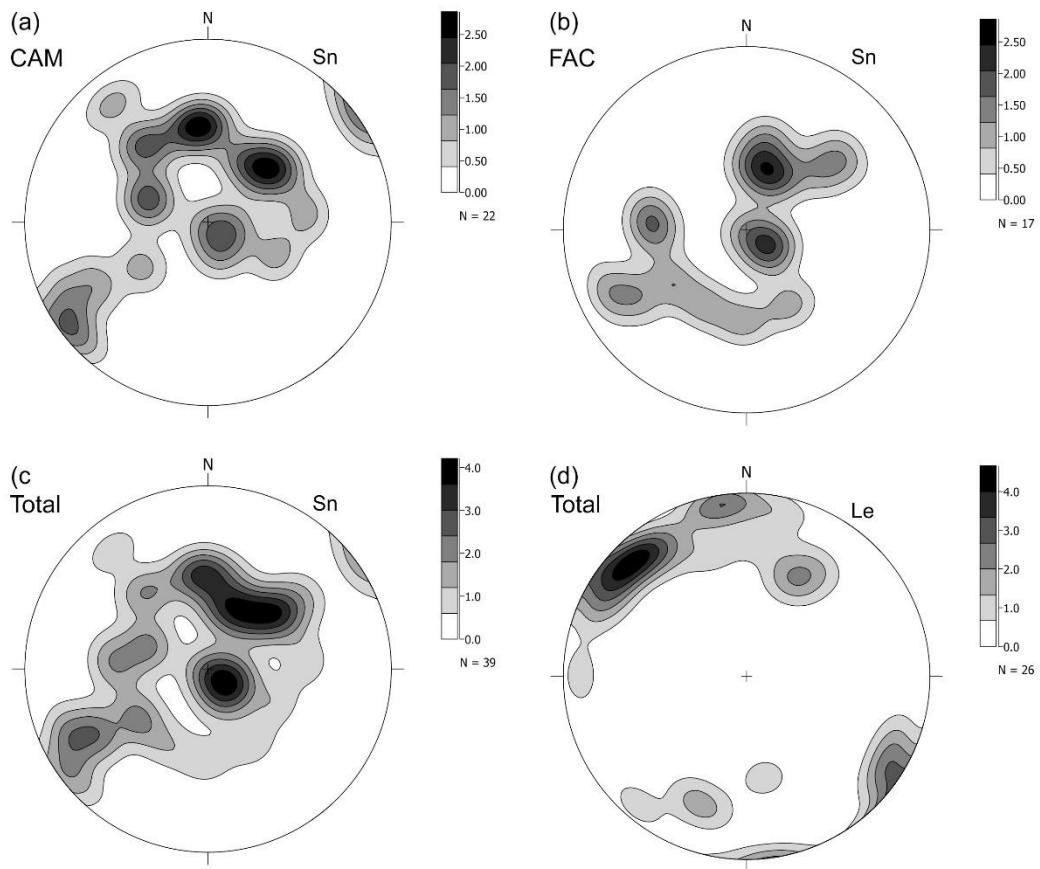


Figura 11. Atitudes da foliação principal em ortognaisse do Complexo Apiaí-Mirim (a) e quartzito da Formação Água Clara (b) de dados totais (c). (d) Atitudes da lineação de estiramentos nas rochas do Complexo Apiaí-Mirim e da Formação Água Clara.

Alguns indicadores cinemáticos foram identificados nas lâminas orientadas, como por exemplo foliação oblíqua, pares SC, micafish e sombras de deformação assimétricas ao redor de porfiroclastos (exemplos na Figura 9), e summarizados em mapa (Figura 3). Suas orientações indicam movimento de topo preferencialmente para NW (Figura 3).

5.3. Geocronologia

A amostra FP-18A (biotita-ortognaisse) apresenta grãos de zircão euédricos, arredondados e fragmentos, com razões axiais entre 1:1 e 2:1. Imagens de catodoluminescência mostram texturas internas com zonação composicional oscilatória parcialmente apagadas e heterogeneamente superpostas por padrões de zonação convoluta (Figura 12) que indicam processo de metamictização e perda de Pb. Esse processo foi confirmado por altos teores de ^{204}Pb nos pontos analisados. As análises isotópicas obtidas (Anexo 1) são todas fortemente discordantes, mas se alinham

segundo uma discordância que aponta para uma idade imprecisa de 2179 ± 150 Ma (Figura 13). Apesar de imprecisa essa idade confirma que o biotita-ortognaisse do Complexo Apiaí-Mirim é de idade paleoproterozoica, e não está associado à Suíte Três Córregos, de idade ediacarana (ca. 600 Ma), como sugerido por alguns autores.

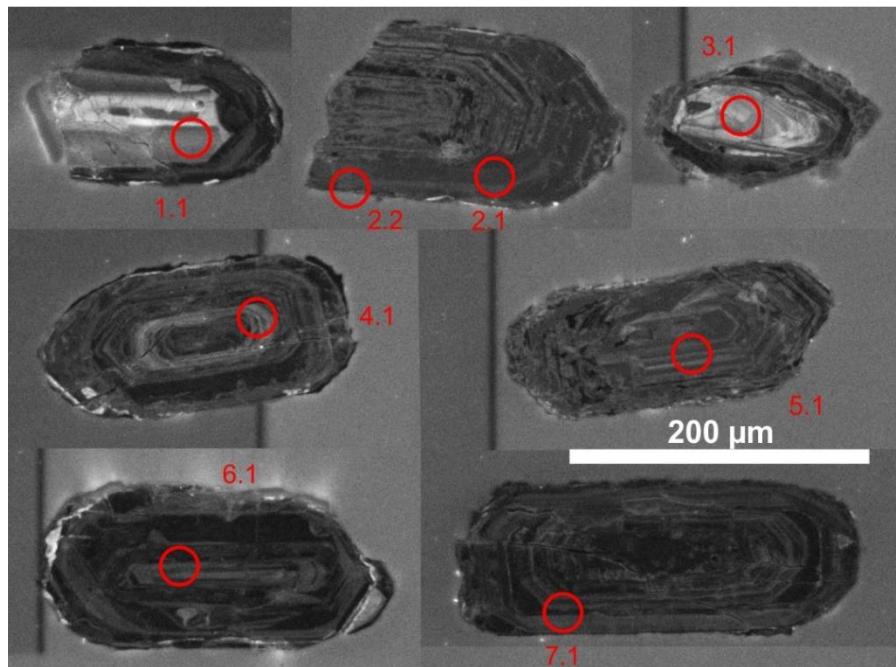


Figura 12. Imagens de catodoluminescência mostrando grãos de zircão da amostra FP-18A (biotita-ortognaisse do Complexo Apiaí-Mirim) analisados pelo método U-Pb SHRIMP. Círculos vermelhos representam os pontos analisados.

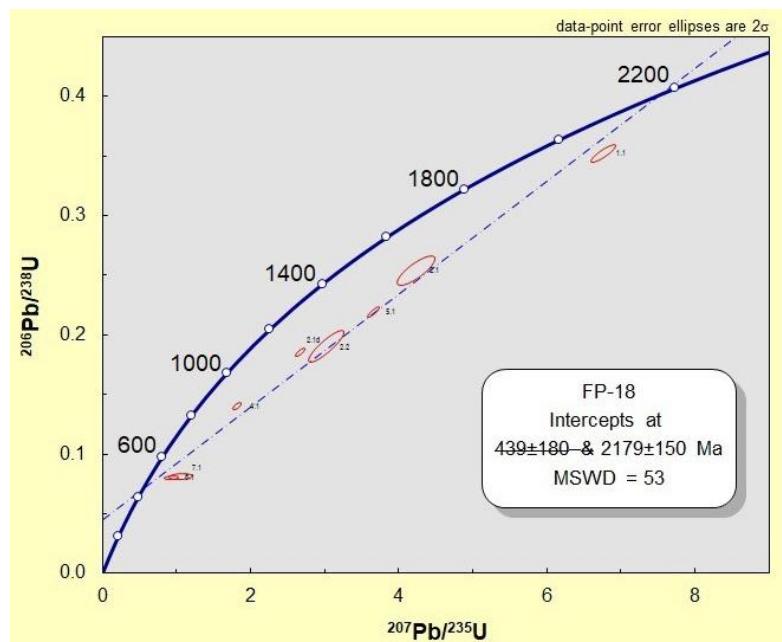


Figura 13. Diagrama concórdia com pontos analíticos U-Pb SHRIMP em grãos de zircão da amostra FP-18A (biotita-ortognaisse do Complexo Apiaí-Mirim).

5.4. Análise das tramas de eixo-c

Análises das tramas de eixo-c de quartzo forma realizadas para duas amostras, uma de quartzito da Formação Água Clara e outra de biotita-ortognaisse do Complexo Apiaí-Mirim. Para a amostra de quartzito (FP-15A) foram feitas ~180 medidas, percorrendo toda a lâmina. A trama é caracterizada por uma concentração pontual ao longo do eixo Y do elipsoide de deformação finita (Figura 14), indicando deformação essencialmente por deslizamento prismático $\langle a \rangle$ (Schmid & Casei, 1986), compatível com recristalização dinâmica por migração de borda de grão em temperaturas acima de 550 °C (Stipp et al., 2002).

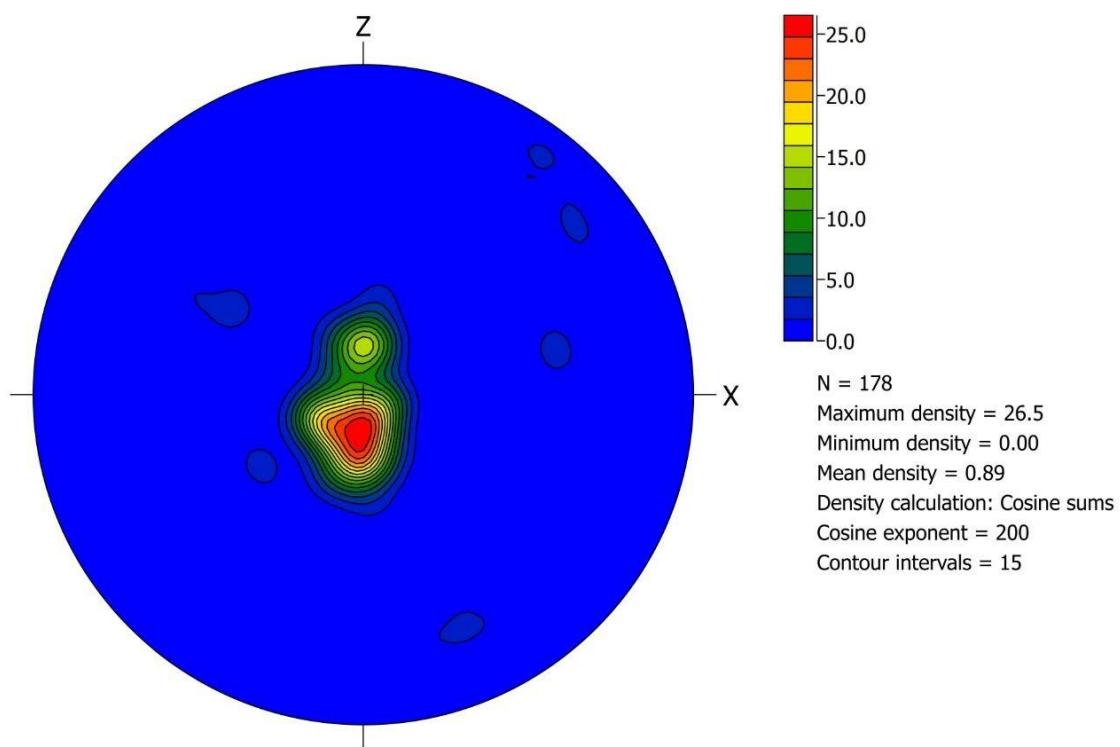


Figura 14. Trama de eixo-c de quartzo de amostra de quartzito da Formação Água Clara (lâmina FP-15A).

A trama de eixo-c da amostra FP-18A (Figura 15) se aproxima de uma guirlanda cruzada do tipo I assimétrica associada a ativação de sistemas deslizamentos múltiplos e deformação dominada por cisalhamento simples (Schmid & Casei, 1986).

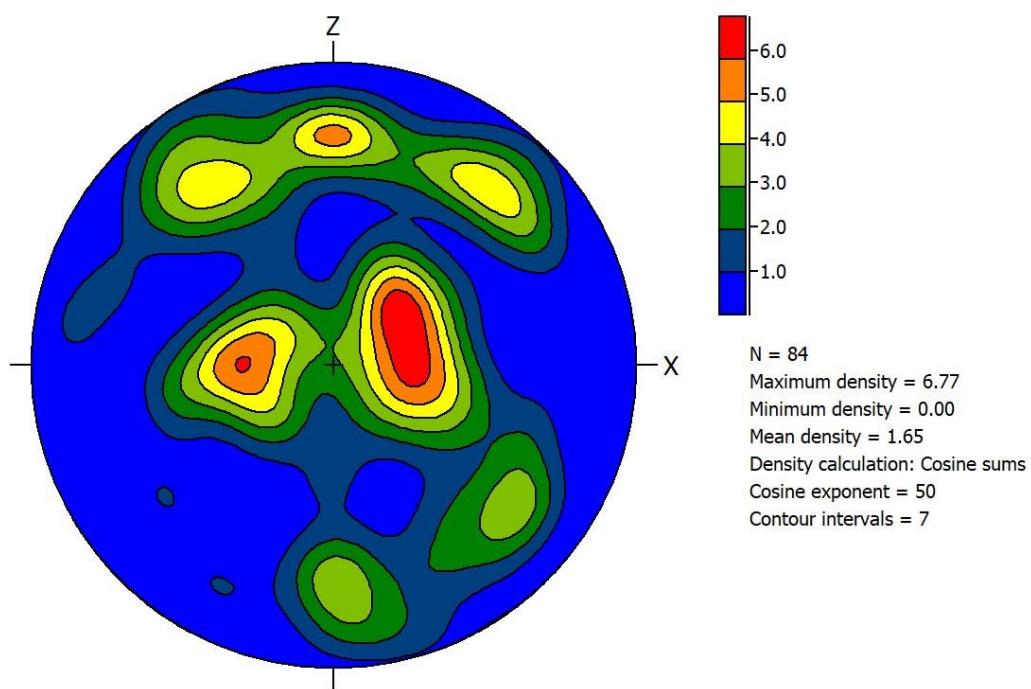


Figura 15. Trama de eixo-c de quartzo de amostra de biotita-ortognaisse do Complexo Apiaí-Mirim (lâmina FP-18A).

6. INTERPRETAÇÕES E DISCUSSÃO DOS RESULTADOS

6.1. Análise Estrutural

Os dados de foliação obtidos do Complexo Apiaí-Mirim e dos quartzitos do entorno se reúnem em volta de um círculo mínimo no eixo vertical dos estereogramas (Figura 11 a-c), com rumos de mergulho no sentido oposto a este círculo, padrão para estruturas dômicas. As lineações de estiramento possuem orientação, preferencialmente, para NW, o que sugere que o sentido de movimento foi para esta direção (NW-SE), já que a foliação principal é milonítica.

A orientação dos veios hololeucocráticos (leucossoma) é concordante com a foliação, ou seja, são sin-deformacionais, mas alguns veios também são tardideformacionais a pós-deformacionais e discordantes, indicando que a formação do fundido começou antes da deformação e durante esta, mas não posterior. Entretanto, o processo de cristalização do líquido gerado pela fusão parcial se estendeu além do episódio de deformação, formando estes veios discordantes da foliação principal. Isso pode estar relacionado com a formação de complexos de núcleo metamórfico que é um processo de tectônica extensional, que durante a distensão e exumação, pode ocorrer

fusão parcial associada a este esforço (Coney e Harms, 1984; Malavieille, 1987; Lister e Davis, 1989; Wernicke, 1992; Parsons, 1995; Johnston, 2000).

Os indicadores cinemáticos, como pares S-C, micafish, foliação oblíqua e sombras de deformação indicam movimento de topo para NW, que podem estar associados a uma falha de deslocamento (*detachment fault*). Sabendo que os indicadores cinemáticos possuem esta orientação, e que, o cimento das lineações de estiramento é para NW também, estes elementos apontam para uma tectônica distensiva.

Por fim, uma deformação rúptil superposta posterior gerando pseudotaquilitos é o último registro de deformações na área.

6.2. Metamorfismo

O Complexo Apiaí-Mirim apresenta uma foliação principal gnáissica com componente milonítico formada inicialmente em alta temperatura, tal como indicado por microestruturas de agregados quartzofeldspáticos. Agregados feldspáticos apresentam textura granoblásticas interlobada, diagnóstico de recristalização dinâmica por migração de borda de grão, sugerindo temperaturas acima de 800°C (Passchier & Trouw, 2005). Grãos de quartzo de amostras preservadas de retrometamorfismo apresentam extinção tabuleiro de xadrez, diagnóstico de temperaturas deformacionais acima de 600°C. Evidências de fusão parcial, tal como presença comum de leucossomas graníticos, sugerem temperaturas acima de 700°C e pressões acima de 6 kbar (Figura 16). Além disto, bandas de deformação ricas em clorita (figura 6e) e a superposição de extinção ondulante irregular de quartzo sobre extinção tabuleiro de xadrez (Figura 6d) apontam para um retrometamorfismo de fácies xisto-verde, que deve estar associado à fase final de exumação do Complexo Apiaí-Mirim.

Os quartzitos apresentam granulação grossa, de maneira geral, por conta da intensa migração de borda de grão, que ocorre em temperaturas acima de 550°C. Além disso, extinção do tipo tabuleiro de xadrez nos grãos de quartzo indica temperaturas superiores a 600°C. Entretanto, evidências de temperaturas por volta dos 700°C também estão presentes. A presença de fundido silicático (Figura 8) e feldspato potássico peritético sugerem que os quartzitos passaram pela reação da quebra da muscovita para gerar estes dois produtos (Figura 16), que é uma reação que ocorre em temperaturas mínimas em torno de 650°C-700°C.

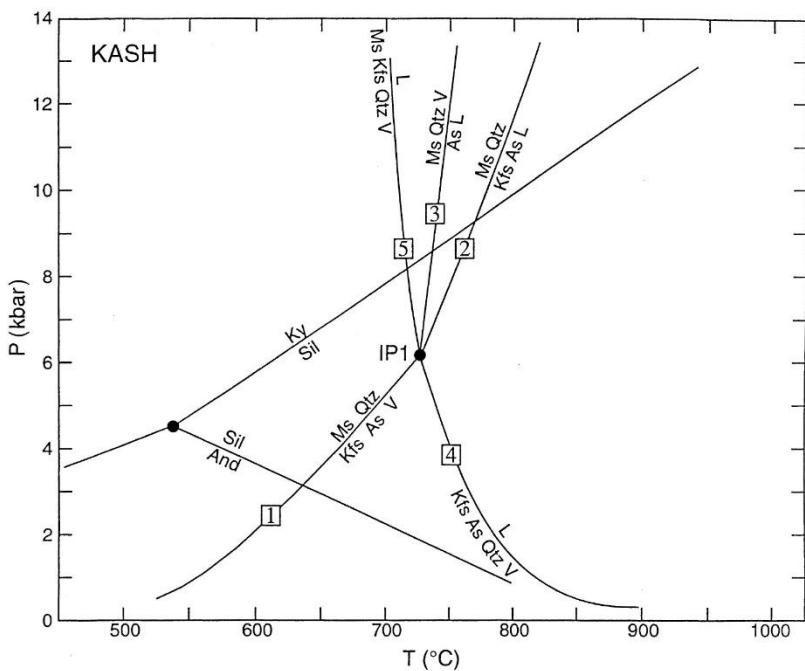


Figura 16 – Diagrama mostrando a reação de quebra da muscovita e formação de feldspato potássico peritético e fundido silicático a partir da quebra da muscovita, com e sem participação de água livre no sistema (Spear et a. 1999).

7. CONCLUSÕES

Os dados obtidos neste trabalho mostram que o Complexo Apiaí-Mirim apresenta todos elementos metamórficos e estruturais de complexos de núcleos metamórficos em que a tectônica extensional e a exumação de rochas de alto grau gerou fusão parcial.

Segundo Sadowski (1991), os complexos de núcleos metamórficos possuem uma carapaça de fácies anfibolito e um núcleo gnáissico de maior grau metamórfico. Os quartzitos estudados seriam esta carapaça do Complexo Apiaí-Mirim, que passaram por metamorfismo de fácies anfibolito superior (migração de borda de grão no quartzo, extinção tabuleiro de xadrez no quartzo e quebra da muscovita para formar feldspato potássico peritético e fundido silicático, acima de 650-700 °C). Já o gnaisse que compõe o núcleo do Complexo foi deformado e metamorfizado em condições de temperatura mais altas (800°C, migração de borda de grão nos feldspatos). Em ambos os casos ocorreu fusão parcial por conta das altas temperaturas.

Quanto à análise estrutural, uma tectônica extensional condiz com o complexo de núcleo metamórfico, sendo vista pelas foliações miloníticas de baixo ângulo nos gnaisses e as foliações mergulhando para fora do núcleo do Complexo Apiaí-Mirim.

Diante dos dados obtidos e das interpretações feitas a partir destes, o Complexo Apiaí-Mirim foi metamorfizado inicialmente a temperaturas de 800°C, gerando fusão parcial, associado a uma possível falha de descolamento (sugerida pelos indicadores cinemáticos com topo para NW), que progrediu em temperaturas mais baixas com a exumação (dando origem ao Domo de Canoininha), gerando feições e reações de superposição de retrometamorfismo em fácies xisto-verde.

8. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Almeida, M.A. (1989) *Geologia da formação Água Clara na região de Araçaíba, SP. Tese (Mestrado)*. São Paulo: Instituto de Geociências. Universidade de São Paulo.
- Almeida, F.F.M. de; Amaral, G.; Cordani, U.G.; Kawashita, K. (1973). The Precambrian evolution of the south american cratonic margin south of Amazon River. In: Nairn, E.M. and Stehli, F.G. (eds.) *The ocean basins and margins*. New York, Plenun., 1, 411-446.
- Basei, M. A., Siga Jr, O., Machiavelli, A., & Mancini, F. (1992). Evolução tectônica dos terrenos entre os Cinturões Ribeira e Dom Feliciano (PR-SC). *Revista Brasileira de Geociências*, 22(2), 216-221.
- Basei, M. A. S., Frimmel, H. E., Nutman, A. P., & Preciozzi, F. (2008). West Gondwana amalgamation based on detrital zircon ages from Neoproterozoic Ribeira and Dom Feliciano belts of South America and comparison with coeval sequences from SW Africa. *Geological Society, London, Special Publications*, 294(1), 239-256.
- Black, L. P., Kamo, S. L., Allen, C. M., Davis, D. W., Alenikoff, J. N., Valley, J. W., Mundif, R., Campbell, I. H., Korsch, R. J., Williams, I. S., Foudoulis C., 2004. Improved ^{206}Pb / ^{238}U microprobe geochronology by the monitoring of trace element related matrix effect; SHRIMP, ID-TIMS, ELA-ICP-MS and oxygen isotope documentation for a series of zircon standards. *Chemical Geology*, 205, 115–140.
- Caltablotta et al. (2016). Mapa geológico de integração do ARIM Vale do Ribeira (SP e PR). *Carta Geológica*. São Paulo: CPRM, 2016. 1 mapa colorido. 256 x 88 cm. Escala 1:250.000.
- Campanha, G.A.C., Basei, M.S., Faleiros, F.M., Nutman, A.P., 2016. The Mesoproterozoic to early Neoproterozoic passive margin Lajeado Group and Apiaí Gabbro, Southeastern Brazil. *Geoscience Frontiers*, v. 7, p. 683-694.

- Campanha, G. A. D. C., & Brito Neves, B. B. D. (2004). Frontal and oblique tectonics in the Brazilian shield. *Episodes-News magazine of the International Union of Geological Sciences*, 27(4), 255-259.
- Campanha, G. A. D. C., & Sadowski, G. R. (1999). Tectonics of the southern portion of the Ribeira Belt (Apiaí Domain). *Precambrian Research*, 98(1), 31-51.
- Campanha, G. A. C., Faleiros, F. M., Basei, M. A. S., Tassinari, C. C. G., Nutman, A. P., & Vasconcelos, P. M. (2015). Geochemistry and age of mafic rocks from the Votuverava Group, southern Ribeira Belt, Brazil: Evidence for 1490Ma oceanic back-arc magmatism. *Precambrian Research*, 266, 530-550.
- Chiodi Filho, C., Takahashi, A.T., Silva, C.R., 1983. Projeto Capão Bonito. Relatório Final. São Paulo: CPRM/PROMINÉRIO.
- Coney, P. J., Harms, T. A. (1984). Cordilleran metamorphic core complexes: Cenozoic extensional relics of Mesozoic compression. *Geology*, 12, 550-554.
- Cury, L.F., Kaulfuss, G.A., Siga Junior, O., Basei, M.A.S., Harara, O.M.M., Sato, K., 2002. Idades U-Pb (zircões) de 1,75 Ga em Granitóides Alcalinos Deformados dos Núcleos Betara e Tigre: Evidências de Regimes Extensionais do Estateriano na Faixa Apiaí. *Geologia USP-Série Científica*, v. 2, p. 95–108.
- Faleiros, F. M. (2008). *Evolução de terrenos tectono-metamórficos da Serrania do Ribeira e Planalto Alto Turvo (SP, PR)*. Tese (Doutorado). São Paulo: Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo.
- 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*, v. 485, p.193–214.
- Faleiros, F. M., Campanha, G. A. D. C., Martins, L., Vlach, S. R. F., & Vasconcelos, P. M. (2011). Ediacaran high-pressure collision metamorphism and tectonics of the southern Ribeira Belt (SE Brazil): evidence for terrane accretion and dispersion during Gondwana assembly. *Precambrian Research*, 189(3), 263-291.
- Faleiros, F. M., Morais, S. M., Costa, V. S. (2012). Geologia e Recursos Minerais da Folha Apiaí SG. – X – B – V. Ministério de Minas e Energia. Secretaria de Geologia, Mineração e Transformação Mineral. Serviço Geológico do Brasil. CPRM.
- Faleiros, F. M., Campanha, G. A. C., Pavan, M., Almeida, V. V., Rodrigues, S. W. O., & Araújo, B. P. (2016). Short-lived polyphase deformation during crustal thickening and exhumation of a collisional orogen (Ribeira Belt, Brazil). *Journal of Structural Geology*, 93, 106-130.
- Gapais, D., Barbarin, B. (1986). Quartz fabric transition in a cooling syntectonic granite (Hermitage Massif, France). *Tectonophysics*, 125, 357-370.

- Gimenez Filho, A. (1993). *Evolução do Complexo Granítico Três Córregos a noroeste de Apiaí-SP*. Tese (Mestrado). São Paulo: Instituto de Geociências. Universidade de São Paulo.
- Hobbs, B.E., Means, W.D.; Willians, P.F. 1976. *An outline of structural geology*. New York, John Wiley.
- Johnston, S. M. (2000). *Normal faulting in the upper plate of a metamorphic core complex, northern Snake Range, Nevada*. Tese (Mestrado). Stanford: Stanford University.
- Kirkpatrick, James D., and Christie D. Rowe. (2013). Disappearing ink: How pseudotachylites are lost from the rock record. *Journal of Structural Geology*, 52, 183-198.
- Kops, P.T. (1994) *Geologia das formações Antinha, Votuverava e Água Clara a sudeste do complexo granítico Três Córregos, estado do Paraná*. Tese (Doutorado). Rio Claro – Instituto de Geociências e Ciências Exatas. Universidade Estadual Paulista Júlio de Mesquita.
- Kruhl, J. H. (1996). Prism-and basal-plane parallel subgrain boundaries in quartz: A microstructural geothermobarometer. *Journal of metamorphic Geology*, 14(5), 581-589.
- Law, R. D. (1990). Crystallographic fabrics: a selective review of their applications to research in structural geology. *Geological Society, London, Special Publications*, 54(1), 335-352.
- Law, R. D. (2014). Deformation thermometry based on quartz c-axis fabrics and recrystallization microstructures: A review. *Journal of Structural Geology*, 66, 129-161.
- Lister, G. S., Davis, G. A. (1989). The origin of metamorphic core complexes and detachment faults formed during Tertiary continental extension in the northern Colorado River region, U.S.A. *Journal of Structural Geology*, 11, 65-94.
- Ludwig, K.R., 2003. Isoplot 3.00: A Geochronological Toolkit for Microsoft Excel. Berkeley, California, Berkeley Chronology Center Special Publication No. 4.
- Malavieille, J. (1987). Kinematics of compressional and extensional ductile shearing deformation in a metamorphic core complex of the northeastern Basin and Range. *Journal of Structural Geology*, 9 (5/6), 541-554.
- Meira, V. T. (2014). *Evolução Tectono-Metamórfica Neoproterozoica dos Complexos Embu e Costeiro no Contexto de Formação do Gondwana Ocidental (Leste do Estado de São Paulo)*. Tese (Doutorado). São Paulo: Instituto de Geociências. Universidade de São Paulo.

- Meira, V.T., García-Casco A., Juliani C., Almeida R.P., Hans, J, Schorscher D., (2015). The role of intracontinental deformation in supercontinent assembly: insights from the Ribeira Belt, Southeastern Brazil (Neoproterozoic West Gondwana). *Terra Nova*, 27(3): 206-217.
- Mesquita, M. J., de Fátima Bitencourt, M., Nardi, L. S., Picanço, J., Chemale Jr, F., & de Almeida Pimenta, V. (2017). Rhyacian A-type tholeiitic granites in southern Brazil: Geochemistry, U–Pb zircon ages and Nd model ages. *Lithos*, 277, 92-108.
- Milani, L.A., 2016. *Metamorfismo de metapelitos e metamargas do Grupo Lajeado na auréola de contato do Gabro de Apiaí, Faixa Ribeira Meridional*. Monografia de Trabalho de Formatura. São Paulo: Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo.
- Parsons, T. (1995). The Basin and Range Province. In: K. H. Olsen (Ed.), *Continental Rifts: Evolution, Structure, Tectonics* (v. 25, 277-324). New York: Elsevier.
- Passarelli, C.R., Basei, M.A.S., Wemmer, K., Siga Júnior, O., Oyhantçabal, P. (2011). Major shear zones of Southern Brazil and Uruguay: escape tectonics in the eastern border of Rio de La Plata and Paranapanema cratons during the Western Gondwana amalgamation. *International Journal of Earth Sciences*, 100, 391-414.
- Passchier, C. W., & Trouw, R. A. J. (2005). *Microtectonics*. Springer.
- Prazeres Filho, H. J. D. (2005). *Caracterização geológica e petrogenética do batólito granítico Três Córregos (PR-SP): geoquímica isotópica (Nd-Sr-Pb), idades (ID-TIMS/SHRIMP) e $\delta^{18}\text{O}$ em zircão*. Tese (doutorado). São Paulo: Instituto de Geociências. Universidade de São Paulo. 14.
- Ramsay, J.G. & Hubert, M.I. 1983. *The techniques of modern structural geology. Volume 1: Strain Analysis*. New York, Academic Press 307 p.
- Ramsay, J.G. & Hubert, M.I. 1987. *The techniques of modern structural geology. Volume 2: Folds and Fractures*. Academic Press 700 p.
- Ricardo, B.S., Moraes, R., Faleiros, F.M. (2017). Zonação metamórfica da Formação Turvo-Cajati. In: Geosudeste 2017, Diamantina (MG). Sociedade Brasileira de Geologia. Anais, FBR40.
- Rodrigues, S. W. D. O., Caltabeloti, F. P. (2012). Geologia e Recursos Minerais da Folha Itararé SG. 22 – X – B – I. Ministério de Minas e Energia. Secretaria de Geologia, Mineração e Transformação Mineral. Serviço Geológico do Brasil. CPRM.
- Sadowski, C. R. (1991). Complexos de núcleos metamórficos: possíveis exemplos no pré-cambriano brasileiro. *Boletim IG-USP. Publicação Especial*, (9), 63-65.
- Salazar, C.A., Archanjo, C.J., Rodrigues, S.W., Hollanda, M.H.B.M., Liu, D., 2013. Age and magnetic fabric of the Três Córregos granite batholith: evidence for Ediacaran

- transtension in the Ribeira Belt (SE Brazil). *International Journal of Earth Sciences*, v. 102, p 1563–1581.
- Sato, K., Siga Junior, O., Nutman, A.P., Basei, M.A.S., McReath, I., Kaulfuss, G.A., (2003). The Atuba Complex, southern South American platform: Archean components and Paleoproterozoic to Neoproterozoic tectonothermal events. *Gondwana Research*, v. 6, p. 251–263.
- Sato, K., Tassinari, C.C. G., Basei, M.A.S., Siga Júnior, O., Onoe, A. T., Souza, M.D., 2014. Sensitive High Resolution Ion Microprobe (SHRIMP IIe/MC) of the Institute of Geosciences of the University of São Paulo, Brazil: analytical method and first results. *Geologia USP_Série Científica* 14, 3–18.
- Sato, K., Siga Junior, O., Silva, J.A., McReath, I., Dunyi, L., Iizuka, T., Rino, S., Hirata, T., Sproesser, W., Basei, M.A.S., 2009. In situ isotopic analyses of U and Pb in zircon by remotely operated SHRIMP II, and Hf by LA-ICP-MS: an example of dating and genetic evolution of zircon by $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ from the Ita Quarry in the Atuba Complex, SE Brazil. *Geologia USP–Série Científica*, v. 9, p. 61–69.
- Sawyer, E.W., 2008. Atlas of migmatites. In: The Canadian Mineralogist. Special Publication, vol. 9. NRC Research Press, Ottawa, Ontario, p. 371.
- 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*, 263-286.
- Siga Júnior, O. 1995. *Domínios tectônicos do sudeste do Paraná e nordeste de Santa Catarina: geocronologia e evolução crustal*. Tese (Doutorado). São Paulo: Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo, 212p.
- Siga Júnior, O., Basei, M.A.S., Passarelli, C.R., Harara, O.M., Sato, K., Cury, L.F., Prazeres Filho, H.J., (2007). Geocronologia de rochas gnáissico-migmatíticas e sienograníticas do Núcleo Setuba (PR): implicações tectônicas. *Revista Brasileira de Geociências*, v. 37, p. 114–128.
- Siga Junior, O., Basei, M.A.S., Passarelli, C.R., Sato, K., Cury, L.F., McReath, I., 2009. Lower and Upper Neoproterozoic magmatic records in Itaiacoca Belt (Paraná-Brazil): zircon ages and lithostratigraphy studies. *Gondwana Research*, v. 15, p. 197–208.
- Spear, F.S.; Mattheu, J.K. & Cheney, J.T. 1999. P-T paths from anatetic pelites. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, v. 134, p. 17-32.
- Steiger, R.H., Jager, E., 1977. Subcommission on geochronology: convention on the use of decay constants in geo- and cosmochemistry. *Earth and Planetary Science Letters* 36, 359–362.

- Stipp, M., Stünitz, H., Heilbronner, R., & Schmid, S. M. (2002). Dynamic recrystallization of quartz: correlation between natural and experimental conditions. *Geological Society, London, Special Publications*, 200(1), 171-190.
- Turner, F.J. & Weiss, L.E. 1963. Structural analysis of metamorphic tectonites. New York, McGraw Hill. 545p.
- Weber, W., Siga Junior, O., Sato, K., Reis Neto, J.M., Basei, M.A.S., Nutman, A.P., 2004. A Formação Água Clara na Região de Araçáiba-SP: Registro U-Pb de uma Bacia Mesoproterozóica. *Geologia USP–Série Científica*, v. 4, p. 101–110.
- Wernicke, B. (1992). Cenozoic extensional tectonics of the U.S. Cordillera. In: Burchfiel, B. C., Lipman, P. W., Zoback, M. L. (Eds.), *The Cordilleran Orogen: Conterminous U.S.* (553–581). Colorado: Geological Society of America.
- Yogi, M.T.A.G., 2016. *Evolução estrutural e metamórfica do Antiforme da Anta Gorda, Faixa Ribeira Meridional: testando a possível existência de um complexo de núcleo metamórfico extensional*. Monografia de Trabalho de Formatura. São Paulo: Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo.

Anexo 1

Spot	204Pb /206Pb	207Pb /206Pb	208Pb /206Pb	206Pb /238U	7-corr 204Pb /206Pb	% 206Pb _c	ppm U	ppm Th	7-corr ppm 206Pb [*]	7-corr ppm 208Pb [*]	232Th /238U	±%							
FP18-6.1	1.1E-2	2	0.2415	0.30	0.532	0.94	0.35	3.1	1.3E-2	22.76	1356	280	90	6.3	0.21	0.21			
FP18-7.1	9.7E-3	3	0.2284	0.78	0.478	1.26	0.29	4.6	1.2E-2	21.14	1548	164	103	4.4	0.11	0.25			
FP18-3.1	1.7E-3	7	0.1831	0.28	0.210	0.64	0.43	2.6	8.4E-3	44.92	734	114	65	-	0.16	1.17			
FP18-4.1	7.2E-4	5	0.1041	0.59	0.048	1.52	0.43	3.2	2.6E-3	4.56	1596	85	185		0.05	0.59			
FP18-2.1...dup1	3.0E-4	7	0.1086	0.48	0.035	0.95	0.57	1.6	2.4E-3	4.04	1206	80	185		0.07	0.30			
FP18-2.2	1.7E-3	5	0.1388	0.95	0.107	0.89	0.35	6.3	4.5E-3	7.58	1586	132	246		0.09	0.44			
FP18-5.1	6.8E-4	5	0.1301	0.22	0.140	0.49	0.71	1.9	3.5E-3	5.80	940	331	169	2.5	0.36	0.38			
FP18-2.1	8.4E-4	4	0.1322	1.25	0.059	1.18	0.87	2.6	3.1E-3	5.02	920	73	193		0.08	0.31			
FP18-1.1	4.4E-4	9	0.1451	0.29	0.290	0.47	1.18	0.8	2.1E-3	3.29	318	286	94	21.0	0.93	0.20			
Spot	(1) 206Pb /238U Age	(1) 207Pb /206Pb Age	(1) 208Pb /232Th Age	% Dis- cor- dant	7corr 208Pb [*] /232Th	±%	Total 238U /206Pb	Total 207Pb /206Pb	(1) 238U /206Pb [*] ±%	(1) 207Pb [*] /206Pb [*] ±%	(1) 207Pb [*] /235U ±%	(1) 206Pb [*] /238U ±%	err corr						
FP18-6.1	498 ±4	1295 ±77	1019 ±64	+64	0.025	9.2	9.96	0.81	0.2415	0.30	12.46	0.91	0.0841	3.98	0.9	4.1	0.080	0.91	0.22
FP18-7.1	505 ±6	1511 ###	1961 ###	+69	0.030	22.0	10.15	0.99	0.2284	0.78	12.28	1.21	0.0942	6.14	1.1	6.3	0.081	1.21	0.19
FP18-3.1	721 ±12	2478 ±17	2145 ±76	+75		-	8.20	4.68	0.1831	0.28	8.45	4.70	0.1621	4.02	2.6	2.0	0.118	4.70	0.86
FP18-4.1	845 ±6	1509 ±16	1076 ±65	+47			7.05	0.79	0.1041	0.59	7.14	0.80	0.0940	0.83	1.8	1.2	0.140	0.80	0.69
FP18-2.1...dup1	1096 ±8	1706 ±11	1260 ±43	+39			5.37	0.81	0.1086	0.48	5.39	0.81	0.1045	0.57	2.7	1.0	0.185	0.81	0.82
FP18-2.2	1122 ±30	1886 ±28	1947 ###	+44			5.11	2.87	0.1388	0.95	5.26	2.88	0.1154	1.55	3.0	3.3	0.190	2.88	0.88
FP18-5.1	1278 ±9	1970 ±8	1371 ±19	+39	0.008	10.3	4.51	0.81	0.1301	0.22	4.56	0.81	0.1209	0.44	3.7	0.9	0.219	0.81	0.88
FP18-2.1	1459 ±26	1970 ±26	1779 ±82	+29			3.88	1.98	0.1322	1.25	3.94	1.98	0.1209	1.44	4.2	2.4	0.254	1.98	0.81
FP18-1.1	1945 ±15	2219 ±8	2011 ±22	+14	0.082	1.7	2.82	0.89	0.1451	0.29	2.84	0.89	0.1394	0.49	6.8	1.0	0.352	0.89	0.88

(1) Dados corrigidos para Pb comum usando valores medidos de ^{204}Pb .

Erros em % (1 sigma)