Lucas Garcia Roux Correa

Mapeamento geológico-estrutural e análise petrográfica da Unidade Quartzo Sericita Filito, Formação Pouso Alegre, Sul de MG

> Trabalho Final de Curso (Geologia)

> > UFRJ Rio de Janeiro 2021



Lucas Garcia Roux Correa

## Mapeamento geológico-estrutural e análise petrográfica da Unidade Quartzo Sericita Filito, Formação Pouso Alegre, Sul de MG

Trabalho Final de Curso de Graduação em Geologia do Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio de Janeiro – UFRJ, apresentado como requisito necessário para obtenção do grau de Geólogo.

Orientador:

Prof. Dr. Julio Cezar Mendes Coorientador: Prof. Me. Pedro Costa Furtado

Rio de Janeiro Outubro de 2021

#### Lucas, Roux

Mapeamento geológico-estrutural e análise petrográfica da Unidade Quartzo Sericita Filito, Formação Pouso Alegre, Sul de MG - Rio de Janeiro: UFRJ / IGeo, 2021.

Roux, L.C, 53 p.: il.; 30cm

Trabalho Final de Curso (Geologia) – Universidade Federal do Rio de Janeiro, Instituto de Geociências, Departamento de Geologia, 2021.

Orientador: Prof. Dr. Júlio Cezar Mendes

1. Geologia. 2. Instituto de Geociências – Trabalho de Conclusão de Curso. I. Júlio, Mendes da UFRJ. II. Universidade Federal do Rio de Janeiro, Instituto de Geociências, Departamento de Geologia. III. Título. Lucas Garcia Roux Correa

Mapeamento geológico-estrutural e análise petrográfica da Unidade Quartzo Sericita Filito, Formação Pouso Alegre, Sul de MG

> Trabalho Final de Curso de Graduação em Geologia do Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio de Janeiro – UFRJ, apresentado como requisito necessário para obtenção do grau de Geólogo.

#### Orientador:

Prof. Dr. Julio Cezar Mendes UFRJ

Aprovado em: \_\_/\_\_/\_\_

Por:

Orientador: Prof. Dr. Julio Cezar Mendes (UFRJ)

Prof. Dr. Andre Ribeiro (UFRJ)

Prof. Dr. Rodrigo Peternel Machado Nunes (UERJ)

#### **AGRADECIMENTOS**

Durante toda minha jornada de ensino no curso de geologia pela Universidade Federal do Rio de Janeiro (UFRJ) encontrei muito apoio, em diversos sentidos, que me fizeram chegar até este momento, de conclusão, e por conta disso a lista de agradecimentos é uma lista extensa e que com certeza não irá conter todos aqueles que me ajudaram de alguma forma a finalizar este curso.

Primeiramente, eu agradeço à minha família, mais especificamente à minha mãe, pai, padrasto, tios e tias que sempre me incentivaram e incentivam até hoje a dar o meu melhor para alcançar tudo aquilo que desejo. Agradeço à minha namorada por todo companheirismo e a toda sua família, que muitas vezes empenhou o mesmo papel que a minha. Aos amigos do Santos Dumont (SD) em especial ao Richard que além de me ouvir quando precisava estava sempre lá para me ajudar a mexer em um *software* novo a hora que fosse. A todos os outros amigos do SD, um muito obrigado.

Não teria como deixar de agradecer ao meu coorientador e amigo Pedro Furtado por simplesmente todo suporte necessário para que este momento chegasse e por todo ensino durante esses anos. Todas as discussões e conversas que tivemos foram indispensáveis para a minha construção como profissional de geociências. Agradeço aos amigos da Universidade Estadual do Rio de Janeiro (UERJ) Teodoro e Gabriel Botelho. Um muito obrigado, também, ao professor e orientador Julio Mendes, e ao professor Rodrigo Peternel por todo ensinamento e ajuda durante este período de pesquisa. Por fim e não menos importante gostaria de deixar meu "muito obrigado" a todos os amigos do Diretório Acadêmico Joel Valença, carinhosamente chamado de D.A, todos aqueles que de alguma forma tornaram o dia a dia de estudo mais divertido, em especial: Caio Gimenez, Daniel (Mozart), Julia Mascarenhas, Camila Reis (Camilinha), Mariah Vianna, Guilherme (Bob), Eric Bernard (Biro), Fabio (Dinossauro), Luis Santelli, André Assis e Jessica Castro (JC). Para concluir, eu agradeço a todos os professores, pós-graduandos e graduandos da UFRJ/UERJ que contribuíram, mesmo que um pouco, para a minha graduação.

# Sumário

1. INTRODUÇÃO	7
2. OBJETIVO	8
3. METODOLOGIA	9
3.1 Etapa de campo	9
3.2 Etapa de laboratório	9
3.3 Etapa de escritório	11
4. LOCALIZAÇÃO	11
5. GEOLOGIA REGIONAL	13
5.1. Faixa Móvel Brasília	16
5.2. Faixa Móvel Ribeira	17
5.3. Formação Pouso Alegre	19
5.4. Grupo Andrelândia	21
5.5. Grupo Itapira	23
6. GEOLOGIA LOCAL	24
6.2.1 Unidade Biotita Gnaisse Quartzoso	25
6.2.3 Unidade Quartzo Sericita Filito	27
6.2.4 Unidade Granada Biotita Gnaisse/Xisto	27
7. PETROGRAFIA DO QUARTZO SERICITA FILITO	29
8. GEOLOGIA ESTRUTURAL	36
9. METAMORFISMO	39
10. DISCUSSÃO E CONCLUSÃO	42
REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	45
ANEXO 1	,
ANEXO 2	
ANEXU 3	••••••••

#### 1. INTRODUÇÃO

A Faixa Brasília Meridional vem sendo alvo de diversas pesquisas das universidades brasileiras, em especial UERJ, UFRJ, UFMG, USP e UNESP. Esta faixa móvel é constituída por um empilhamento de *nappes* com transporte tectônico de topo para E-NE, resultado de subducção seguida de colisão entre os paleocontinentes Paranapanema (margem ativa) e São Francisco (margem passiva) (ALMEIDA, 1977; HADDAD, 1995; VINAGRE *et al.*, 2014).

A área de estudo está localizada nas imediações da cidade de Pouso Alegre, sul do estado de Minas Gerais, na fronteira entre as folhas topográficas 1:50.000 Borda da Mata e Ipuiuna (IBGE 1972). O presente trabalho consiste no estudo petrográfico em detalhe da Unidade Quartzo Sericita Filito acompanhando do mapeamento geológico na escala 1:25.000 com a finalidade de definir o protólito desta unidade e compreender a relação com as rochas do entorno, já que pode ser interpretada como de origem sedimentar, por exemplo um arenito lamoso (grauvaca), de origem ígnea vulcânica e/ou subvulcânica de composição félsica, ou até mesmo piroclástica, como por exemplo um tufo vulcânico/ignimbrito.

A unidade de enfoque do estudo está associada a Formação Pouso Alegre Leonardos Júnior *et al.* (1971) que data do final do Neoproterozóico e início do Cambriano. Este pacote de rocha foi diferenciado das demais unidades no entorno devido a diferença de grau metamórfico. Dessa forma as rochas em contato com a Unidade Quartzo Sericita Filito podem estar associadas tanto ao Grupo Itapira (EBERT & BROCHINI., 1968 EBERT & HASUI 1998; CAVALCANTE *et al.*, 1979; ARTUR, 1988; ZANARDO *et al.*, 2006; FONTAINHA *et al.*, 2020b), de idade paleoproterozóica, quanto ao Grupo Andrelândia (PACIULLO *et al.*, 2000) de idade neoproterozóica.

#### 2. OBJETIVO

O objetivo principal deste trabalho é caracterizar a Unidade Quartzo Sericita Filito, afim de investigar suas possíveis origens, definir seu protólito e a sua relação com as rochas do entorno, com o auxílio do estudo petrográfico de detalhe e da realização de um mapa geológico-estrutural em escala 1:25.000, de área correspondente a aproximadamente 42 km<sup>2</sup>. Dessa forma espera-se que este trabalho venha contribuir para um melhor entendimento destas sequências de rochas metassedimentares aqui mapeadas.

#### 3. METODOLOGIA

Este trabalho foi realizado, basicamente, em três etapas. São elas: Etapa de campo, de laboratório e de escritório. Antes mesmo de dar início a etapa de campo, ainda no escritório (pré-campo), foi realizado a revisão da bibliografia já existente da área proposta e de possíveis localidades relacionáveis, seguido da obtenção da base cartográfica e posterior interpretação de imagens de satélite, com o auxílio de ferramentas e técnicas do geoprocessamento.

#### **3.1 Etapa de campo**

Concluída a fase pré-campo, foram realizados 14 dias de trabalho de mapeamento, em um total de 4 campanhas e 82 pontos visitados. O mapeamento foi realizado na fronteira de duas cartas topográficas (Folha Ipuiuna e Folha Borda da Mata) em uma escala de detalhe de 1:25.000 e consistiu-se em percorrer a área proposta a fim de detalhar determinada unidade de rocha aflorante e contextualizá-la com as unidades do entorno. Para localização em campo e melhor confiabilidade na plotagem dos pontos foi utilizado o GPS Garmin modelo *e-trex* 20, *datum* Córrego Alegre com projeção em UTM e Zona 23\_K. Foram realizadas medidas de estruturas, atitudes e mergulho das camadas, com o auxílio da bússola *Brunton* modelo DQL8, com declinação magnética de 22° W. Além disso, foram retiradas fotografias dos afloramentos com câmera de celular e coleta de amostras para fim de consulta no momento da descrição. Devido à ausência de indicadores cinemáticos nas rochas miloníticas mapeadas, no momento de determinar o sentido de movimento das zonas de cisalhamento foi respeitado aquele descrito por FURTADO (2018), com o reconhecimento e correlação das zonas de cisalhamento mapeadas em ambos os mapas, já que o presente trabalho consiste no detalhamento de parte do mapa produzido por FURTADO (2018).

#### 3.2 Etapa de laboratório

As amostras coletadas na etapa de campo serviram de apoio para o momento da descrição das unidades, porém o estudo petrográfico em escala de detalhe foi realizado apenas na Unidade Quartzo Sericita Filito e as lâminas analisadas pertencem ao projeto de mestrado

de FURTADO (2018). As lâminas foram, então, descritas e foram obtidas fotomicrografias no laboratório de petrografia da FGEL localizado na Universidade Estadual do Rio de Janeiro (UERJ), sendo utilizado o microscópio ZEISS.

Foram descritas 11 lâminas em diferentes pontos onde aflora a unidade de interesse (Anexo 3), são estas: Bm 151, Bm 31B, Bm 336C, Bm 76A, Bm 535B, Bm 518D, Bm 449, Bm 522, Bm 519B, Bm 340, Bm 374. Foram considerados mineralogia e textura dando ênfase aos cristais de quartzo e a sua relação com a trama, já que o quartzo é um mineral resistente que não se altera, com o intuito de encontrar estruturas/texturas que apontem a origem do protólito desta unidade.

Para a classificação do tamanho dos cristais descritos foi seguido os limites sugeridos por WILLAMS *et al.* (1970) como pode ser observado na tabela 1.

GRANULAÇÃO	MILÍMETROS
Muito Grossa	>30
Grossa	30 a 5
Media	5 a 1
Fina	1 a 0,1
Muito Fina	<0,1

Tabela 1: Classificação do tamanho dos cristais segundo os limites granulométricos WILLIAMS *et al.* (1970).

Em relação ao grau de definição das faces cristalinas foi obedecida a seguinte nomenclatura: idiomórfico (euédrico), quando as faces cristalinas se encontram bem definidas; hipidiomórfico (subédrico), quando apenas parte das faces cristalinas estão bem definidas; e xenomórfico (anédrico), que representa a ausência de faces cristalinas bem definidas.

#### 3.3 Etapa de escritório

Nesta etapa também foram realizadas pesquisas bibliográficas. Além disso, foi realizado a preparação da tabela de pontos (Anexo1), através do programa *Excel* (pacote *Office*) para a confecção digital do mapa geológico-estrutural (Anexo2) e do mapa de pontos (Anexo3) por meio do *software ArcGis*® versão 10.2.2. No *ArcGis*® as informações obtidas em campo foram posicionadas sobre as cartas topográficas previamente georreferenciadas. Já a digitalização deste trabalho foi feita no programa *Word* 2019, também do pacote *Office*, e os estereogramas foram gerados a partir do programa *stereonet*, versão 11.

#### 4. LOCALIZAÇÃO

Para acessar a área de estudo, tendo como ponto de partida o centro da cidade do Rio de Janeiro (figura 4.1), tem-se que partir da BR-101 para acessar a Via Expressa Presidente João Goulart (Linha Vermelha) e com isso seguir na Rodovia Presidente Dutra (BR-116). Pouco antes da cidade de Lorena, na BR-116, é necessário pegar a saída 51 da Rodovia para acessar a BR-459 e seguir para noroeste até a cidade de Pouso Alegre. Feito isso, o acesso seguinte é dado por meio de caminhos e estradas de terra. O percurso leva em média 6 horas.

Figura 4.1: Percurso até a área de estudo tendo como ponto de partida a cidade do Rio de Janeiro.



Fonte: Imagem do satélite Landsat 8, 2021, obtida no Google Earth.

Figura 4.2: Localização da área de estudo em relação a cidade de Pouso Alegre pertencente ao estado brasileiro de Minas Gerais.



Fonte: Imagem do satélite Landsat 8, 2021, obtida no Google Earth.

A área de estudo possui aproximadamente 42 km<sup>2</sup> e está situada a sudoeste do município de Congonhal, a leste da cidade de Borda da Mata e a oeste da cidade de Pouso Alegre, na porção sul do Estado de Minas Gerais (Mesorregião do Sul e Sudoeste de Minas Gerais e na Microrregião de Pouso Alegre). A área encontra-se a uma distância de aproximadamente 380 km da cidade do Rio de Janeiro (Figura 4.1), e está bem próxima da cidade de Pouso Alegre (Figura 4.2), que oferece todo tipo de suporte que uma grande cidade pode oferecer como bancos, hospitais, hotéis, entre outros.

#### **5. GEOLOGIA REGIONAL**

A plataforma Sul-Americana é composta por porções mais antigas (escudos) e por porções mais recentes (bacias), como é possível observar na figura 5.1. O Cráton São Fransico (CSF), segundo definição de Alkmim *et al.* (1993), integra parte do Escudo Atlântico, inserido na porção centro-leste da Plataforma Sul-Americana. As faixas de dobramentos nos limites do CSF representam registros dos terrenos acrescionados em importantes eventos orogênicos, responsáveis pela aglutinação da porção ocidental do paleocontinente Gondwana (Brito-Neves *et al.*, 1999).

Figura 5.1: Porção continental da placa Sul-Americana subdivida em escudos (embasamento pré-cambriano) e bacias (cobertura fanerozóica).



Fonte: Modificado de Brito Neves et al., 2003.

As faixas móveis que circundam o sul do CSF são, basicamente, duas: Faixa Brasília (Almeida, 1977) pertencente à Província Tocantins e a Faixa Ribeira (Almeida, 1977) pertencente à Província Mantiqueira (Figura 5.2). Estas faixas são registro do ciclo orogênico Brasiliano definido por Brito-Neves *et al.* (1999), tendo início no Neoproterozóico. Foi definido por Trouw *et al.* (1994) e redefinido por Trouw *et al.* (2013), a partir da sobreposição de estruturas, com contraste de vergência ou com a superposição e truncamento de isógradas metamórficas, uma zona de interferência (Figura 5.3) entre as duas faixas móveis supracitadas.

Figura 5.2: Mapa tectônico simplificado da porção sul do Cráton São Francisco com as respectivas faixas móveis que o circundam, Faixa Brasília (verde) e Faixa Ribeira/Araçuaí (laranja) e a sua localização na América do Sul.



Fonte: Trouw et al. (2013)

A área de enfoque dos estudos está situada a sul do limite meridional do CSF, na Faixa Brasília Meridional. A evolução tectônica deste orógeno se dá com a subducção para oeste da Paleoplaca Sanfranciscana formando um arco magmático, e por consequência uma margem ativa no Paleocontinente Paranapanema, tendo como registro as *Nappes* Socorro-Guaxupé (ALMEIDA, 1977; HADDAD, 1995; VINAGRE *et al.*, 2014). Já no paleocontinente São Francisco ocorre a deposição e acumulação de sedimentos de margem passiva (RIBEIRO *et al.*, 1995; PACIULLO *et al.*, 2000; TROUW *et al.*, 2000a,b, 2013; PETERNEL *et al.*, 2005).

Figura 5.3: Mapa geotectônico simplificado da porção sul do Cráton São Francisco (SFC), sua localização na América do Sul, e a região onde há sobreposição da deformação e metamorfismo de duas faixas móveis, a Faixa Brasília (Brasília Orogen) e a Faixa Ribeira (Ribeira Orogen). SFC – Cráton São Francisco; P – *Nappe* de Passos; G – *Nappe* Guaxupé; S – *Nappe* Socorro; E – Terreno Embu; ANS – Sistema de *Nappes* Andrelândia.



#### Fonte: Trouw et al. (2013).

A norte e a sul da área mapeada está presente um conjunto de rochas metaígnea representada pelas *Nappes* Socorro-Guaxupé (Figura 5.3), subdividida em Domínio Socorro a sul e Domínio Guaxupé a norte. Ambos os domínios predominam rochas com protólitos majoritariamente ígneos, com foliação mergulhando regionalmente para SW, e transporte tectônico para E-NE. Neste sistema de *nappes* são reconhecidas biotita-ortopiroxênio granulíto bandado intercalado com rochas máficas intrusivas sin-metamórficas, de composição intermediária a básica; migmatíto estromático e granitoide porfirítico, metaluminoso a peraluminoso, com enclaves de rochas metassedimentares, além de rochas metassedimentares com menor grau de fusão (CAMPOS NETO *et al.*, 2000).

#### 5.1. Faixa Brasília

A Faixa Brasília corresponde a um cinturão de dobramento Neoproterozóico localizado a oeste/sul do Cráton São Francisco na zona oriental da Província Tocantins, que se estende (N-S) por aproximadamente 1.000 km (Almeida, 1977). O limite sul da faixa está em contato com a província Mantiqueira (Faixa Ribeira), a norte prolonga-se até sul do estado do Tocantins e a oeste está recoberta por rochas relacionadas à Bacia do Paraná.

Nessa faixa móvel há registro de pelo menos dois eventos tectônicos. O primeiro evento registrado é de 794 Ma e é representado por granodioritos e granitos sin a tardi-tectônicos colisionais (PIMENTEL *et al.*, 1992). Já o segundo evento colisional ocorre, aproximadamente, entre 630 e 600 Ma e tem como registro um magmatismo do tipo cordilheriano representados pelos batólitos Pinhal-Ipuiuna (HADDAD, 1995; HADDAD *et al.*, 1997), correspondente à *Nappe* Guaxupé, e Serra da Água Limpa (VINAGRE *et al.*, 2014), que compreende a *Nappe* Socorro. Este segundo evento está registrado na porção meridional da Faixa Móvel Brasília e é entendido como o resultado da subducção, que ocorreu no Neoproterozóico, entre o Paleocontinente Paranapanema (margem ativa) e o Paleocontinente São Francisco (margem

passiva) (TROUW *et al.*, 2000, 2013; CAMPOS NETO *et al.*, 2000, 2010, 2011). Esta colisão, que tem início com subducção para oeste, gerou uma pilha de *nappes* sub-horizontais com foliação mergulhando para W-SW e transporte de topo para E-NE. O metamorfismo é sin colisional e varia de fácies xisto verde a granulito com o pico entre 625-610 Ma.

Na literatura existem diferentes interpretações em relação à bacia ou às bacias envolvidas neste orógeno. O Grupo Andrelândia é reconhecido como margem passiva separado no topo, por discordância, de uma sequência neoproterozoica, provavelmente proveniente da margem ativa do paleocontinente Paranapanema. O Grupo Itapira é correlato ao complexo São Vicente, como sugerido por Westin *et al*, (2016), considerado como uma bacia intra-arco paleoproterozóica. Hasui (1983) *apud* Teixeira & Petri (2001) considera a Formação Pouso Alegre equivalente ao Grupo Eleutério, definido por Ebert (1971), e a sua evolução está associada a formação de uma bacia do tipo *pull apart*.

Fontainha *et al*, (2020a, 2020b) descrevem três conjuntos de estruturas, para região de Itamonte - MG, atribuídas a três fases de deformação, Dn, Dn +1 e Dn + 2 como estágios de deformação progressiva. A deformação Dn está registrada na foliação principal Sn com mergulho para SSE e também na forma de dobras apertadas associadas a uma forte lineação de estiramento (Ln) com mergulho de baixo ângulo para ENE. O estágio Dn +1 está registrado em dobras regionais que variam de abertas a apertadas com eixo NE-SW e planos axiais para SE. A deformação Dn +2 é atribuída a dobras suaves a abertas com planos axiais subverticais de tendência ENE-WSW, que chegam a redobrar estruturas mais antigas localmente.

#### 5.2. Faixa Ribeira

A Faixa Ribeira está contida na Província Mantiqueira, referida na figura 5.3, e estendese (NE-SW) por 1400 km pelos estados de São Paulo, Rio de Janeiro e Espírito Santo, transicionando a nordeste para a faixa Araçuaí. Esta região, registro da orogênese brasiliana, pode ser subdividida em quatro domínios tectono-estratigráficos segundo Heilbron *et al*, (2000), numa seção de NW para SE (porção central do orógeno): Terreno Ocidental, Terreno Paraíba do Sul e Embu, Terreno Oriental e Terreno Cabo Frio.

Nesta faixa móvel há registro de quatro eventos colisionais que foram responsáveis por amalgamar arcos magmáticos Neoproterozóicos e terrenos cratônicos mais antigos, de acordo com Heilbron *et al.* (2008).

O primeiro evento está associado à subducção para SE da Paleoplaca Sanfranciscana sob a Microplaca Serra do Mar, de 630 a 595 Ma segundo Heilbron *et al.* (2008). O segundo evento tem seu registro no Terreno Paraíba do Sul e Embu sendo possível observá-lo, de acordo com Heilbron *et al.* (2008), obliterando estruturas correspondentes ao Orógeno Brasília nestas regiões. O evento que se sucede ocorre de 580 a 550 Ma e corresponde à junção do Terreno Oriental com o paleocontinente São Francisco ocasionando em dobras, milonitos e intrusão de corpos graníticos de diversas gerações (Heilbron *et al.*, 2008).

Ribeiro *et al.* (1995) reconhecem duas fases deformacionais, DR1 e DR2, referente ao terceiro evento colisional, que representam a evolução de um regime compressivo, sendo a primeira o resultado da compressão NW-SE e a segunda o resultado de um esforço E-W. O quarto evento colisional é o registro da Orogenia Búzios, proposta por Schimitt *et al.* (2008), e é referente à colagem do Terreno Cabo Frio. Este último evento é responsável por gerar uma foliação de baixo ângulo, além de dobras sobrepostas às estruturas dos terrenos Oriental, Paraíba do Sul-Embu e Ocidental, é responsável também pela geração e reativação de zonas de cisalhamento destrais (Heilbron *et al.*, 2008)

#### 5.3. Formação Pouso Alegre

Desde o sul de Minas Gerais, passando por São Paulo, até o Paraná, ocorrem, localmente, rochas metassedimentares condicionadas por zonas de cisalhamento que recortam a porção sul-sudeste do Brasil com idades referentes ao período da transição Neoproterozóico-Cambriano, como pode ser observado na figura 5.4 (Teixeira *et al.*, 2001).

Figura 5.4: Localização das bacias do Neoproterozoico-Cambriano na região sul-sudeste do Brasil, sendo: 1- Eleutério, 2- Pouso Alegre, 3- Pico de Itapeva, 4- Cajamar, 5- Samambaia, 6- Quatis, 7- Camarinha, 8- Castro, 9- Guaratubinha e 10- Campo Alegre.



Fonte: Teixeira et al. 2001.

Segundo Teixeira *et al.* 2001 a Formação Pouso Alegre possui evolução associada as zonas de cisalhamento de movimentações lateral oblíqua e estes à interpretam como uma *strike-slip basin*. A inversão desta paleobacia, segundo Teixeira *et al.* 2001, ocorre com o fechamento dos oceanos Brasilides e Adamastor, por volta de 530 Ma. Wernick & Penalva (1974) entendem a Formação Pouso Alegre como uma faixa de sedimentos metamorfizados e deformados com posterior milonitização e falhamentos. Costa (2011) elaborou o mapa mais recente da Formação Pouso Alegre (Figura5.5) onde os limites da Unidade foram redefinidos, além de arenitos feldspáticos e arcóseanos terem sido ampliados para SW (na direção da área estudada).



Figura 5.5: - Mapa geológico simplificado da Formação Pouso Alegre.

Fonte: Costa (2011).

A Formação Pouso Alegre é um destes depósitos Neoproterzóico-Cambriano e essa paleobacia pode ser diferenciada do embasamento de acordo com suas características litológicas além de, em geral, apresentar baixa deformação e baixo grau metamórfico (Trouw *et al.*, 2020) A Formação Pouso Alegre primeiramente caracterizada por Leonardos Junior *et al.* (1971) ocorre a nordeste da área mapeada e esses depósitos foram divididos pelo de acordo com em três unidades litoestratigráficas, sendo da base para o topo: brechas polimíticas, conglomerados polimíticos, arenitos feldspatolítico e pelitos (siltitos, argilitos), além de arenito feldspatolítico e arcóseo.

Segundo Teixeira *et al.* 2001 a bacia Pouso Alegre está orientada na direção E-W e os seus limites são dados por falhas que constituem ramificações da zona de cisalhamento transcorrente de Monte Sião (CAMPOS NETO, 1991). Os depósitos apresentam estratos mergulhando para sudeste com baixo ângulo e espessura total dos pacotes com cerca de 1050 m e de acordo com Trouw *et al.* (2020) não foi observado rochas de protólito vulcânico/piroclástico na Formação Pouso Alegre. Ainda há discussão em relação a qual grupo de rocha ocorre no entorno da Formação Pouso Alegre, estas podem estar relacionadas tanto com o Grupo Andrelândia (Trouw *et al.*, 2020) quanto com o Grupo Itapira (Teixeira *et al.*, 2001) e seus respectivos embasamentos.

#### 5.4. Grupo Andrelândia

São reconhecidas três bacias separadas por discordância litológica e/ou angular a sul do Cráton São Francisco. A Bacia São João Del Rei, paleoproterozóica, e a Bacia Carandaí, mesoproterozóica, são definidas como bacias intracontinentais e a Bacia Andrelândia é interpretada como de intraplaca ou margem passiva (Paciullo *et al.*, 2000). No Grupo Andrelândia há, na sucessão basal, rochas metassedimentares com intercalações de rochas metamáficas e metaígneas (Paciullo *et al.*, 2000). Estas rochas, segundo PACIULLO *et al.* (2003), encontram-se sobreposta ao embasamento gnáissico no domínio alóctone e rochas pelíticas mesoproterozoicas no domínio autóctone.

O Grupo Andrelândia, descrito por PACCIULO *et al.* (2003), é composto por rochas metassedimentares e metaígneas. Essas rochas foram agrupadas pelos mesmos autores em duas

sequências, separadas por discordância, sendo a da base reconhecida como Sequência Carrancas e mais para o topo como Sequência Serra do Turvo. Estas duas sequências gradam de trato de sistema de mar baixo até trato de sistema de mar alto e estão segmentadas em seis associações de litofácies (Figura 5.6) e ambas transicionam para sucessões distais análogas (Na6).



Figura 5.6: Perfil estratigráfico simplificado do Grupo Andrelândia

Fonte: Modificado de Paciullo et al, 2003.

#### 5.5. Grupo Itapira

VASCONCELLOS (1988) descreve o Grupo Andrelândia e o Grupo Itapira como duas sequências metavulcanossedimentares litoestratigraficamente equivalentes. A sequência Andrelândia com predomínio de rochas metassedimentares e a sequência Itapira com predomínio de rochas metavulcânicas.

A associação de rochas metassedimentares intercaladas com rochas metamáficas a metaultramáficas e gonditos, e cortada por diques graníticos metamorfizados, é conferida ao Grupo Itapira segundo EBERT & BROCHINI (1968). Já o embasamento deste conjunto é constituído por rochas gnáissicas, migmatíticas, associadas ao Grupo Amparo/Serra Negra (EBERT & BROCHINI, 1968; OLIVEIRA *et al.*, 2019). Dessa forma, o Grupo Itapira é caracterizado como uma associação de rochas interpretadas como depositadas em ambiente Plataformal Progradacional por EBERT & BROCHINI (1968), composta por quartzito, quartzo xisto, quartzo xisto feldspático, silimanita granada xisto com rara presença de cianita, orto e paranfibolito com clinopiroxênio e com e sem granada, rochas calciossilicáticas, mármores, gonditos, biotititos, magnetita quartzo xisto e grafita xisto.

Este conjunto de rochas foi deformado e metamorfizado no Neoproterozóico, com a Orogenia Brasiliana (CAMPOS NETO *et al.*, 1990). EBERT & BROCHINI (1968) relacionava o Grupo Itapira aos Grupos Andrelândia e São João Del Rei, porém sem continuidade física, e comparava o Grupo Amparo com o Grupo Barbacena. Contudo, LAZARINI (2008) com o auxílio da geoquímica e da geocronologia, pelo método U-Pb em cristais de zircão das rochas básicas do Grupo Itapira, reconhece que parte desta sequência metassedimentar foi depositada no Paleoproterozóico, sendo assim uma sequência pretérita aos Grupos Andrelândia e São João Del Rei. Perrota (1991) correlaciona o Grupo Itapira ao Grupo Barbacena, que é considerado uma sequência do tipo Greenstone belt por Pires (1977, 1978), de idade paleoproterozóica, além de ser intrudida por corpos plutônicos correlatos ao do Cinturão Mineiro, segundo Ávila (2000).

O Grupo Itapira ocorre no corredor de rochas entre as *nappes* Socorro e Guaxupé em um grande antiformal limitado por zonas de cisalhamento transcorrentes (Fontainha *et al.*, 2020). Ainda segundo Fontainha *et al.* (2020) o Grupo Itapira é composto pelas seguintes rochas: quartzito feldspático, quartzo paragnaisse, xisto feldspático, mármore, rochas cálciometavulcanossedimentar do Grupo Itapira, o Granito Taguar.

#### 6. GEOLOGIA LOCAL

O local de estudo encontra-se situado no corredor de rochas entre a *Nappe* Socorro e a *Nappe* Guaxupé. Furtado (2018) separa, regionalmente, dois domínios tectônicos sobrepostos (Superior e Inferior), separados por zonas de cisalhamento. Este trabalho foi desenvolvido no Domínio Inferior, onde foi possível o reconhecimento de rochas metassedimentares, tendo sido mapeadas quatro (4) unidades distintas, separadas segundo suas características litológicas.

As unidades mapeadas pertencem a dois conjuntos de rochas. As Unidades Biotita Gnaisse Quartzoso, Muscovita, Quartzito Fesldspático e Granada Biotita Gnaisse/Xisto pertencem ao Grupo Andrelândia ou ao Grupo Itapira, já a Unidade Quartzo-Sericita Filito pertence a Formação Pouso Alegre (Mapa Geológico – Anexo 2). Dentre as unidades descritas será dado ênfase à unidade Quartzo-sericita filito, com maior grau de detalhamento para melhor compreender e contextualizar em meio ao conjunto de rochas supracitada. Essas rochas são cortadas por 6 zonas de cisalhamento de movimentação reverso destral com movimento de topo para NW, segundo Furtado (2018).

#### 6.2.1 Unidade Biotita Gnaisse Quartzoso

Presente na porção centro leste do mapa (Anexo 2) e aflorando em meio a uma geomorfologia arrasada de morros suaves com pouca diferença topográfica. As rochas desta unidade encontram-se, na maior parte dos afloramentos, bem alteradas, geralmente localizadas em cortes de estrada ou no chão de estradas de terra ou em encostas (figura 6.1A). Os afloramentos apresentam-se, em sua maioria, heterogêneos (figura 6.1B) com camadas em que predomina quartzo e feldspato e outras com predominância de filossilicato, principalmente biotita. Em regiões onde pode ser encontrada esta rocha um pouco mais fresca há o predomínio de seus níveis quartzo-feldspáticos.

Figura 6.1: (A) Afloramento em barranco no corte de estrada de Biotita Gnaisse Quartzoso (CN 32); (B) Biotita Gnaisse Quartzoso alterado com intercalações de xisto e percolação de manganês (CN 32).



#### 6.2.2Unidade Muscovita Quartzito Feldspático

Esta unidade está associada com metacherts manganesíferos (gonditos) e em alguns afloramentos possuem intercalações concordantes, lenticulares e tabulares, decimétricas a métricas, de filito (figura 6.2A) e das demais unidades metassedimentares.

A rocha apresenta quartzo, feldspato e mica, com granulometria variando de fina a média. Há evidência de expressiva mudança faciológica, por vezes em escala de afloramento, com maior ocorrência de mica, tendendo a um Quartzo Xisto (figura 6.2B), porém o mineral predominante na unidade como um todo é o quartzo. Os afloramentos foram encontrados em encostas e drenagens, além de terrenos colinosos, em forma de lajedos ou paredes, como por exemplo em cortes de estradas de terra. Também foram observados blocos dispersos nos pastos em áreas rebaixadas de difícil ocorrência de afloramento.

Figura 6.2: (A) Muscovita Quartzito Feldspático intercalado com níveis pelíticos (Cn 62); (B) Quartzito rico em muscovita (Cn 35);



#### 6.2.4 Unidade Granada Biotita Gnaisse/Xisto

Os afloramentos desta unidade ocorrem em um terreno mais arrasado, geralmente em cortes de estradas de terra ou em encostas suaves (Figura 6.6A). Quando encontrado com elevado grau de alteração possui cor avermelhada, quando não apresenta cor cinza. Esta unidade exibe frequente mudança composicional, com porções onde predominam xistos e por isso com menor proporção de quartzo e feldspato, e regiões com textura gnáissica com abundância de quartzo e feldspato e menor proporção de filossilicato. Nas porções xistosas há o predomínio de biotita com cristais de quartzo dispersos, já nas porções gnáissicas há o predomínio de quartzo e feldspato com cristais de biotita dispersos.

Geralmente esta unidade ocorre intercalada com quartzitos, anfibolitos, biotita gnaisses e sericita filitos, sendo este último menos frequente. Pontualmente, este xisto apresenta bandamento composicional (Figura 6.6B), provavelmente devido a feições de anatexia, que formam níveis centimétricos a milimétricos de leucossoma (porção quartzo-feldspática). É importante deixar claro que devido ao grau de alteração dos afloramentos a caracterização desta unidade foi concentrada nas porções menos pelíticas.

Figura 6.6: (A) Afloramento da Unidade Granada Biotita Gnaisse/Xisto em corte de estrada (Cn 44); (B) Níveis pelíticos (coloração roxa) e níveis mais quartzo-feldspáticos (coloração branca), ponto Cn 28.



#### 6.2.3 Unidade Quartzo Sericita Filito

Esta unidade é o principal foco deste trabalho e, por consequência, é a de maior ocorrência na área estudada, ocupando toda região central – oeste do mapa. Os afloramentos são encontrados no cume de colinas suaves (Figura 6.3A), em encostas e barrancos (Figura 6.3B). Na maior parte das vezes ocorre com elevado grau de alteração, onde apresenta coloração branca pontualmente de tom amarelado (Figura 6.4A), e quando encontrada com menor grau de alteração apresenta coloração cinza (Figura 6.4B). Por vezes observa-se uma rocha mais quartzosa ou contendo maior concentração de muscovita, sendo que ambas apresentam característica sedosa devido ao elevado grau de sericitização.

Figura 6.3: (A) Unidade Quartzo Sericita Filito aflorando no cume de terreno colinoso (Cn 46); (B) Afloramento em barranco localizado em encosta de declive suave (Cn 50).



Esta unidade apresenta aspecto sedoso devido à alta proporção de sericita e é caracterizada por uma matriz sericítica com cristais de quartzo dispersos (figura 6.4).

Pontualmente ocorrem lentes de xisto e quartzito, que devido ao grau de alteração/sericitização, é de difícil correlação com as demais unidades. O contato com outras unidades é abrupto e, por vezes, ocorre intercalações centimétricas a métricas de arenito feldspático. Foi possível observar ainda, associado a este corpo rochoso, uma família de veios de quartzo de strike ENE-SSW com aproximadamente 100 metros de uma exposição (afloramento) a outra, onde cada veio tem ~3 metros de espessura aparente (Figura 6.5).

Figura 6.4: (A) Unidade Quartzo Sericita Filito em sua porção mais friável/alterada de coloração branca amarelada (Cn 52); (B) A mesma unidade em uma porção mais fresca de coloração cinza e menos friável (Cn 43).



#### 7. PETROGRAFIA DO QUARTZO SERICITA FILITO

A assembleia mineralógica desta unidade é sericita, quartzo, muscovita, clorita, zircão e minerais opacos, além de cristais isolados de biotita, que ocorrem inclusos em cristais de quartzo, cloritóide e apatita. De modo geral a rocha apresenta uma fina matriz filossilicática composta basicamente por sericita, contendo também clorita e pontualmente muscovita, além do arcabouço formado por cristais de quartzo. Por vezes, a matriz encontra-se sem orientação preferencial (Figura 7.2A) e em outras apresenta-se orientada (Figura 7.1B). A unidade apresenta, por vezes, um bandamento composicional marcado por zonas mais quartzosas e zonas mais sericíticas (Figura 7.1CD).

Figura 7.1: Bandamento composicional com porções quartzosas e outras com predomínio dos cristais de sericita, sendo em (A) nicol cruzado e em (B) nicol descruzado (Bm 518); (C) Matriz sericitica sem orientação preferencial (Bm 535B); (D) Matriz sericitica orientada segundo a foliação (Bm 449).



A foliação desta rocha está marcada pelos minerais metamórficos clorita e muscovita e pontualmente por cristais de sericita. Há algumas porções, geralmente próximas aos cristais de quartzo, onde ocorre uma matriz que apresenta uma composição quartzo-feldspática de granulometria muito fina (Figura 7.2AB). A sericita ocorre na matriz da rocha como fase mineral mais abundante, sem uma orientação preferencial na maior parte das vezes. Em alguns pontos é possível observar os cristais de sericita substituindo totalmente minerais tabulares, possivelmente felspatos (Figura 7.2CD).

Figura 7.2: (A) e (B) representam uma porção da lâmina onde a matriz apresenta um menor grau de alteração para sericita e apesar de granulometria muito fina apresenta aparente composição silicática, sendo a primeira em nicol cruzado e a segunda em nicol descruzado (Bm 535B); (C) e (D) representam uma porção da lâmina onde a matriz parece estar substituindo um cristal prismático, com faces que tendem a um ângulo de 90° entre sí, possivelmente feldspato (Bm 76A).









Os cristais de quartzo estão predominantemente dispersos na matriz, localmente angulosos (Figura 7.3A), com exceção de quando a rocha se apresenta bandada, onde ocorre em aglomerados. O tamanho dos cristais varia de menores que 0,1 mm até 4 mm e encontramse deformados, com microestruturas de deformação e recristalização como extinção ondulante, subgrãos e novos grãos, porém em algumas lâminas o quartzo tem apenas uma fraca extinção ondulante, indicando diferenças na intensidade de deformação. Também é possível observar nas lâminas das rochas mais deformadas cristais estirados em formas de fitas que variam de não contínua a contínua. Por vezes o quartzo apresenta embaiamento (Figura 7.2B), fraturas preenchidas por sericítica, além de bordas "serrilhadas" (Figura 7.3A).

Figura 7.3: (A) Foto tirada com nicois cruzados de um cristal de quartzo anguloso em meio a matriz sericítica (Bm 76a); (B) Foto tirada em nicois cruzados de um cristal de quartzo onde é possível observar embaiamento do mineral envolto por matriz sericitica, com ocorrência de muscovita (Bm 522c).



Ainda nos cristais de quartzo, é possível observar pontualmente em uma porção da lâmina Bm 518, com ausência de matriz e preenchida por quartzo subédrico a euédrico, uma extinção radial semelhante a textura conhecida como *feathery textures* (Figura 7.4A).

Pontualmente podem ser observados cristais de quartzo com contatos em comum morfologia de seus limites e em escala submilimétrica, na área limítrofe deste contato, ocorre um material não identificado, geralmente de relevo mais baixo que o do quartzo (Figura 7.4B).

Figura 7.4: (A) Foto tirada em nicol cruzado de uma porção da lâmina onde ocorre apenas cristais de quartzo, alguns apresentando extinção ondulante radial característica de *feathery texture* (Bm 518); (B) Foto tirada em nicol descruzado da mesma porção da lâmina da figura 7.4A onde é possível observar que os cristais de quartzo estão separados por uma matriz muito fina de relevo mais baixo (Bm 518).



A muscovita (Figura 7.5EF) está presente dispersa na matriz com cristais que chegam a 0,5 mm de comprimento com ausência de pleocroísmo, relevo baixo, hábito lamelar, cor de interferência alta e marca a foliação principal da rocha, assim como a clorita. A clorita ocorre em aglomerados fibrosos laminados com cristais menores do que 0,1 mm e pleocroísmo em

tons de verde, birrefringência moderada a baixa e relevo baixo. Pontualmente ocorrem cristais de cloritóide associados a estes aglomerados (Figura 7.5AB), com relevo alto, cor de interferência com tons de azul.

A biotita foi observada pontualmente (mineral acessório) inclusa em cristal de quartzo (Figura 7.5CD) com hábito lamelar, submilimétrica. Ocorre, também com hábito lamelar, porém com ausência de pleocroismo e cor de interferência baixa fragmento de ignibrito/púmice, *fiamme* (Figura 7.5EF).

A apatita foi observada em matriz inclusa no cristal de quartzo, de tamanho submilimétrico, com cor de interferência baixa atingindo no máximo o cinza escuro, relevo médio e hábito tabular. Alguns cristais de minerais opacos parecem apresentar hábito prismático. O zircão também é um mineral que é encontrado em menor proporção nesta unidade, apresentando-se de tamanho submilimétrico, relevo alto, cor de interferência alta (Figura 7.5G).

Figura 7.5: (A) e (B) Aglomerado de clorita de cor de interferência mais próxima do amarelo e relevo baixo e cloritóide com cor de interferência mais próxima do azul claro e relevo mais alto em nicol cruzado e descruzado, respectivamente (C) e (D) Biotita inclusa em quartzo em nicol cruzado e descruzado respectivamente;; (E) e (F) Muscovita de cor de interferência alta e relevo baixo e o *Fiamme* de cor de interferência mais baixa (cinza) e relevo mais alto em nicol cruzado e descruzado, respectivamente; (G) Cristal de zircão em nicol cruzado incluso em cristal de quartzo, com alto relevo e alta cor de interferência.







#### 8. GEOLOGIA ESTRUTURAL

Foram identificadas estruturas deformacionais dúcteis relacionadas a duas fases de deformação, denominadas de Dn e Dn+1. Ambas as fases apresentam uma lineação de estiramento mineral relacionada a elas, Ln e Ln+1, respectivamente. Este regime de deformação dúctil afeta todas as unidades metassedimentares mapeadas e suas possíveis estruturas pretéritas. O estudo estrutural da área é sustentado na análise do mapa geológico-estrutural, na confecção e interpretação dos estereogramas gerados para cada fase de deformação, além das seções geológicas (Anexo 2) que cortam as principais estruturas do mapa. Todas as medidas analisadas e geradas no programa stereonet (versão 11) encontram-se na notação *Dip Direction / Dip*.

Dentre as feições atribuídas à fase de deformação Dn estão: a foliação (Sn), a lineação de estiramento (Ln) e as dobras apertadas a isoclinais. O Sn, em alguns pontos, encontra-se paralelo ao plano axial das dobras apertadas a isoclinais, e pode variar de xistosidade até bandamento gnáissico (Figura 8.1), dependendo da rocha em questão. Para a representação do estereograma da foliação Sn (Figura 8.2B) foram utilizados os polos de 40 medidas com planos que mergulham tanto para SE como para NW, porém a concentração máxima de medidas se dá para SE, variando de baixo a médio ângulo, sendo o pico máximo para 137°/50° e submáximo para 320°/50°. No estereograma apresentado na figura 8.2A estão representadas as medidas da lineação de estiramento mineral Ln desenvolvida no plano da foliação Sn, com orientação para NE, SE e SW. A Lineação de estiramento Ln é definida, principalmente, pela orientação de cristais de quartzo tabulares e, por vezes, por cristais de feldspato.



Figura 8.1: Dobra isoclinal de plano axial paralelo a foliação principal (Bm 598).

Figura 8.2: (A) Estereograma com as lineações de estiramento mineral Ln representadas no plano; (B) Estereograma com representação dos polos dos planos Sn com as linhas de contorno, sendo marcado em vermelho a região de maior densidade e em azul as porções de menor densidade.



Na fase Dn+1 há o desenvolvimento das zonas de cisalhamento (ZC) com strike de orientação ENE-WSW e mergulho de médio a alto ângulo (SE-NW). Estas ZC deixam como registro uma foliação milonítica, aqui chamada de Sn+1, associada a uma forte lineação de estiramento Ln+1, representada na figura 8.4A, além de dobramentos associados. A foliação Sn+1 apresenta medidas com concentração máxima para NW com pico em 349°/70°, e submáximo para 318°/56°. A lineação de estiramento desenvolvida na ZC está bem marcada nos cristais de quartzo estirados e ocorre com orientação variando entre NE, NW, SW. Assim como os planos Sn+1, formam uma guirlanda (Figura 8.4B), provavelmente formada por uma deformação Dn+2. A relação da foliação com a lineação das ZC da fase Dn+1, na maioria dos casos, apresenta movimentação oblíqua com componente destral reverso com movimento de topo para NW. As dobras desta fase foram classificadas como simétricas a assimétricas fechadas a apertadas a localmente aberta (Figura 8.3).

Figura 8.3: Registro da foliação Sn gerada na fase Dn, em vermelho, sendo dobrada pela fase Dn +1, em amarelo, (Bm 602).



Figura 8.4: (A) Estereograma com as lineações de estiramento mineral Ln+1 representadas no plano; (B) Estereograma com representação dos polos dos planos Sn+1 e suas linhas de contorno, sendo marcado em vermelho a região de maior densidade e em azul a de menor densidade.



#### 9. METAMORFISMO

A análise e descrição petrográfica de detalhe foi realizada apenas na Unidade Quartzo Sericita Filito. Foram identificadas duas paragêneses minerais nesta unidade, composta por muscovita, que por vezes ocorre dispersa na matriz e em outros pontos ocorre em aglomerados, e cristais de clorita (figura 9.1A), e outra paragênese composta por cloritóide (figura 9.1B). Os cristais de muscovita (figura 9.1C) e clorita marcam a foliação principal, já os cristais de cloritóide sobrecresce à foliação principal com ausência de uma orientação preferencial. Estas condições indicam metamorfismo em condições xisto verde (Figura 9.2).

Figura 9.1: (A) Cristais de clorita de relevo baixo e cor de interferência amarelo avermelhado (B) Cloritóide de relevo alto e cor de interferência azul esverdeado (C) Muscovita de relevo baixo, cor de interferência majoritariamente azul e clivagem em uma direção.



Figura 9.2: Gráfico PxT mostrando os campos de estabilidade aproximado das duas paragênes presentes na Unidade Quartzo Sericita Filito. Em vermelho a paragênese do cloritóide e em amarelo a paragêne da clorita + muscovita.





#### **10. DISCUSSÃO E CONCLUSÃO**

O estudo petrográfico da Unidade Quartzo Sericita Filito assim como o mapa geológico na escala 1:25.000, e os demais dados adquiridos durante o projeto de pesquisa levantam alguns questionamentos. A unidade de interesse dos estudos encontra-se em contato não tectônico com as demais unidades mapeadas sendo possível observar, na porção norte do mapa (Anexo 2), de W para E, o Quartzo Sericita Filito seguido do Biotita Gnaisse/Xisto e na sequência o Biotita Gnaisse Quartzoso. Esta relação não se mantém pouco mais a sul onde é possível observar o Quartzo Sericita Filito em contato direto com a Unidade Biotita Gnaisse Quartzoso o que pode indicar um contato discordante. Além disso, o baixo grau metamórfico e a deformação menos acentuada da Unidade Quartzo Sericita Filito em relação as rochas do entorno sugerem que esta unidade pertence a outro conjunto de rocha, provavelmente trata-se de uma rocha pertencente à Formação Pouso Alegre que data do Neooproterozóic-Cambriano. As demais unidades devido ao mais alto grau metamórfico e deformação mais intensa podem estar relacionadas tanto ao Grupo Itapira (Paleoproterozóico), registrado a oeste da área estudada, como ao Grupo Andrelândia (Neoproterozóico), de ocorrência a leste da área de estudo.

O protólito que deu origem a esta unidade ainda é motivo de discussão, porém há dois cenários principais: a) de uma rocha sedimentar com clastos angulosos de quartzo que variam de areia fina a granulo e matriz silti/argilosa, podendo ser interpretada como um arenito lamoso (grauvaca); b) de uma rocha ígnea vulcânica a subvulcânica. Para definir sua origem foi elaborado um estudo petrográfico com ênfase nos cristais de quartzo, onde foi possível observar estruturas de embaiamento, extinções ondulantes radiais chamadas de feathery texture e estruturas de synneusis e bordas "serrilhadas" o que pode indicar que estes cristais foram assimilados pela matriz vulcânica. Estas estruturas apontam para uma interação dos cristais de quartzo com o magma no momento em que os minerais estavam cristalizando. A Figura 10.1 exibe fotomicrografias de tais aspectos texturais retirados da literatura. *Feathery textures* (figura 10.1A) segundo Yilmaz *et al.* (2016) pode indicar a recristalização de uma fase metaestável da sílica, por exemplo sílica amorfa, em calcedônia (quartzo criptocristalino), num evento hidrotermal. Já a feição de *synneusis*, segundo VANCE (1969), é compreendida como um processo de união de cristais suspensos no *melt* (figura 10.1B). Também foi possível

observar cristais tabulares, provavelmente de feldspato, alterados pela sericitização, além da ocorrência de *fiamme* (figura 10.1C) o que representa a ocorrência de vidro vulcânico.

Desta forma, levando em consideração todos os dados levantados durante o projeto de pesquisa é possível concluir que a Unidade Quartzo Sericita Filito pertence a Formação Pouso Alegre, é limitada por zonas de cisalhamento de escala regional (fase Dn+1) e possui um protólito de origem ígnea vulcânica/piroclástica com possíveis contribuições sedimentares.

Figura 10.1: (A) Fotomicrografia de cristais de quartzo anédricos a subédricos mostrando feathery texture conforme indicado pela seta branca (extraído de Yilmaz *et al.*, 2016); (B) Fotomicrografia de cristais de quartzo com material submilimétrico no contato (*synneusis*; extraído de Beane *et al.*, 2012); (C) Fotomicrografia de vidro vulcânico (*fiamme*) em rocha brechada de pedra pomes (extraído de Gifkins *et al.*, 2015).



#### **REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS**

ALKMIM, F. F., BRITO NEVES, B. B. & CASTRO ALVES, J. A. 1993. Arcabouço tectônico do Cráton do São Francisco - uma revisão. Anais, 2° Simpósio sobre o Cráton do São Francisco e suas Faixas Marginais, Salvador, 72-77.

ARTUR, A. C. Evolução policíclica da infra-estrutura da porção sul do Estado de Minas Gerais e regiões adjacentes do Estado de São Paulo. 1988. 232 f. Tese (Doutorado em Geologia) - Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 1988.

ÁVILA, C.A. Geologia, petrografia e geocronologia de corpos plutônicos Paleoproterozóicos da borda meridional do Cráton São Francisco, região de São João Del Rei, Minas Gerais. 2000. 401 f. Tese (Doutorado em Geologia) – Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, 2000.

Beane, R., & Wiebe, R. A. (2012). Origin of quartz clusters in Vinalhaven granite and porphyry, coastal Maine. Contributions to Mineralogy and Petrology, 163(6), 1069–1082. doi:10.1007/s00410-011-0717-1

BRITO NEVES, B. B.; CAMPOS NETO, M. C.; FUCK, R. A. From Rodinia to Western Gondwana: an approach to the Brasiliano-Pan African Cycle and orogenic collage. EpisodesNewsmagazine of the International Union of Geological Sciences, 1999, v. 22, n. 3, p. 155166.

BRITO NEVES, B. B., PASSARELLI, C. R., BASEI, M. A. S. & SANTOS, E. J. 2003. Idades U–Pb em zircão de alguns granitos clássicos da Província Borborema. Geologia USP, Série Científica, São Paulo, 3, 25–38.

CAMPOS NETO, M. C. & BASEI, M. A. S. Evolução estrutural brasiliana do nordeste de São Paulo: dobramentos superpostos e esboço estratigráfico e tectônico. In: SIMPÓSIO REGIONAL DE GEOLOGIA, 4, 1983b, São Paulo. Atas... São Paulo: SICCT/PRÓMINÉRIO, 1983b. p. 61-78.

CAMPOS NETO, M. C. *et al.* A porção ocidental da Faixa Alto Rio Grande (SP-MG). In: SOCIEDADE BRASILEIRA DE GEOLOGIA, 6, 1990, Natal. Anais... Natal: Sociedade Brasileira de Geologia, 1990. p. 2615-2630.

CAMPOS NETO, M.C. 1991. A porção ocidental da Faixa Alto Rio Grande - ensaio de evolução tectônica. Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, Tese Doutoramento,210p.

CAMPOS NETO, M. C. & CABY, R. Lower crust extrusion and terrane accretion in the Neoproterozoic nappes of southeast Brazil. Tectonics, Washington, v. 19, n. 4, p. 669-687, 2000.

CAMPOS NETO, M. C. *et al.* Structural and metamorphic control on the exhumation of highP granulites: the Carvalhos Klippe example, from the oriental Andrelândia Nappe

System, southern portion of the Brasília Orogen, Brazil. Precambrian Research, v. 180, n. 3-4, p. 125-142, july 2010.

CAMPOS NETO, M. C. Orogen Migration and tectonic setting of the Andrelândia nappe system: an Ediacaran Western Gondwana Collage, South of São Francisco Craton. Journal of South American Earth Sciences, v. 32, n. 4, p. 393-406, december 2011.

CAVALCANTE, J. C. *et al.* Projeto Sapucaí: relatório final de geologia. Estados de São Paulo e Minas Gerais. Brasília-DF: DNPM/CPRM, 1979. n. 4, 299p. (Série Geologia, n. 4; Seção Geologia básica, n.2).

CIOFFI, C. R. *et al.* Tectonic significance of the Meso-to Neoarchean complexes in the basement of the southern Brasília Orogen. Precambrian Research, Amsterdam, v. 287, p. 91107, september 2016a.

CIOFFI, C. R. *et al.* Paleoproterozoic continental crust generation events at 2.15 and 2.08 Ga in the basement of the southern Brasília Orogen, SE Brazil. Precambrian Research, Amsterdam, v. 275, p. 176-196, september 2016b.

CIOFFI, C. R. Processos de acresção e retrabalhamento continental no embasamento do Orógeno Brasília Meridional. 2016c. 198 f. Tese (Doutorado em Geologia) - Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 2016c.

COSTA, C. F. 2011. Geologia da Formação Pouso Alegre, Transição Neoproterozóico-Cambriano, sul de Minas Gerais. Monografia de Graduação. Departamento de Geologia UFRJ / IGEO, Rio de Janeiro 2011. 39pp.

DE ALMEIDA, F. F. M. O Cráton do São Francisco. Rev. Bras. Geociências, São Paulo, 1977, v. 7, n. 4, p. 349-364.

De Oliveira, M. A. F., De Assis Negri, F., Zanardo, A., & Morales, N. (2018). Archean and paleoproterozoic crust generation events, Amparo complex and Serra Negra orthogneiss in southern Brasília Orogen, SE Brazil. Journal of South American Earth Sciences.

Ebert, H. D., & Hasui, Y. (1998). Transpressional tectonics and strain partitioning during oblique collision between three plates in the Precambrian of southeast Brazil. Geological Society, London, Special Publications, 135(1), 231–252.

EBERT, H. & BROCHINI, M. F. B. Estudo estratigráfico e geocronológico do Escudo Cristalino Brasileiro. Ciência e Cultura, v. 20, p. 624-625, 1968.

Ebert, H. 1971. Os Paraíbiades entre São João Del Rei, MG e Itapira, SP, e a bifurcação entre Paraíbiades e Araxaíades. Boletim da Faculdade de Filosofia Ciências e Letras de Rio Claro, SP. (Boletim Especial 1). Publicado "in memoriam" pela SBG, Núcleo São Paulo, Publicação 12/1984: 72-103.

FETTER, A.H. *et al.* Resfriamento final do Ciclo Brasiliano na porção sul da faixa Brasília e a sobreposição da Faixa Ribeira: evidências isotópicas U/Pb em monazita e Ar/Ar em biotita.

In: VIII SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO SUDESTE, 2003, São Pedro. Boletim de resumos, p. 42, 2003.

FONSECA, M. A., M. A. DARDENNE, & A. UHLEIN. 1995. Faixa Brasília, setor setentrional: Estilos estruturais e arcabouço tectônico, Rev. Brasil. Geoci., 25(4), 267–278.

Fontainha, M. V. F., Trouw, R. A. J., Dantas, E. L., Polo, H. J. O., Furtado, P. C., Marimon, R. S., ... Peternel, R. (2020). Provenance and tectonic evolution of the Andrelândia Group in the region between the Socorro and Guaxupé nappes, Southern Brasília and Ribeira orogens, Brazil. Journal of South American Earth Sciences, 103060. doi: 10.1016/j.jsames.2020.103060

Fontainha, M. V. F., Trouw, R. A. J., Peternel, R., de Paula, R. R., Polo, H. J. O., Negrão, A. P., ... Telles, R. C. M. (2020). A case study of superposed structures in the tectonic interference zone between the Southern Brasília and Ribeira orogens, southeastern Brazil. Journal of South American Earth Sciences, 102718.

FURTADO, Pedro Costa. Structural, geological and thermotectonic evolution of the region between Ouro Fino and Pouso Alegre, Southern Minas Gerais. 2018. 153f. Dissertação (Mestrado em Geociências) – Faculdade de Geologia, Universidade do Estado do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, 2018.

Gifkins, C. C., Allen, R. L., & McPhie, J. (2005). Apparent welding textures in altered pumicerich rocks. Journal of Volcanology and Geothermal Research, 142(1-2), 29– 47. doi:10.1016/j.jvolgeores.2004.10

HADDAD, R. C.; JANASI, V. A.; ULBRICH, H. H. G. J. Caracterização Geoquímica Preliminar dos Granitóides Aflorantes nas Vizinhanças do Batólito Pinhal-Ipuiúna (SP-MG), Rev. Bras. Geociências, v. 27, n.1, p. 129-138, 1997.

HADDAD, R. C. O Batólito Granitóide Pinhal-Ipuiúna (SP-MG): um exemplo do magmatismo cálcio-alcalino potássico neoproterozóico no sudeste brasileiro. 1995. 270 f. Tese (Doutorado em Geologia) - Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 1995.

HEILBRON, M. et al. Província Mantiqueira. Geologia do continente Sul-Americano: Evolução da Obra de Fernando Flávio Marques de Almeida. Beca, São Paulo, p. 203-233, 2004.

HEILBRON, M. *et al.* Correlation of Neoproterozoic terranes between the Ribeira Belt, SE Brazil and its African counterpart: comparative tectonic evolution and open questions. *Geological Society*, London, Special Publications, v. 294, p. 211-237, january 2008.

HEILBRON, M. *et al.* From collision to extension: the roots of the southeastern continental margin of Brazil. Atlantic rifts and continental margins, v. 115, p. 1-32, january 2000.

LAZARINI, A. P. Evolução tectono-metamórfica das rochas máficas e ultramáficas da região de Águas de Lindóia e Arcadas, estado de São Paulo. 2008. 139 f. Tese (Doutorado) - Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista, São Paulo, 2008.

LEONARDOS JR., O.H.; DUNHAM, AC.; PIRES, FR.M.; FORMAN, J.MA 1971. Nota sobre a Formação Pouso Alegre. Anais da Academia Brasileira de Ciências, 43: 131- 143.

NOCE, C.M. et al. Isotopic signatures of paleoproterozoic granitoids from the southern São Francisco Craton and implications for the evolution of the Transamazonian Orogeny. J. South Am. Earth Sciences, v. 13, n. 2, p. 225-239, 2000.

PACIULLO, F. V. P. A Sequência Deposicional Andrelândia. 1997. 248 f. Tese (Doutotado em Geologia) - Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, 1997.

PACIULLO, F. V. P. et al. The Andrelândia basin, a neoproterozoic intraplate continental margin, southern Brasília belt, Brazil. Rev. Bras. Geociências, v. 30, n. 1, p. 200-202, 2000.

PACIULLO, F. V. P.; TROUW, R. A. J.; RIBEIRO, A. Geologia da Folha Andrelândia. In: VI GEOLOGIA E RECURSOS MINERAIS DO SUDESTE MINEIRO, Projeto Sul de Minas, A.C. PEDROSA-SOARES; C. M. NOCE; R; A; J; TROUW & M. HEILBRON (Coords.), 2003.

PERROTA, M. M. A Faixa Alto Rio Grande na região de São Gonçalo do Sapucaí, MG. 1991. 158 f. Dissertação (Mestrado em Geologia) – Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 1991.

PETERNEL, R.; TROUW, R. A. J.; SCHMITT, R. S. Interferência entre duas faixas móveis neoproterozóicas: o caso das faixas Brasília e Ribeira no Sudeste do Brasil. Brazilian Journal of Geology, v. 35, n. 3, p. 297-310, 2005.

PIRES, F. R. M. Geologia do Distrito Manganesífero de Conselheiro Lafaiete, Minas Gerais. 1977. 344 f. Dissertação (Mestrado em Geologia) - Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, 1977.

PIRES, F. R. M. The archaen Barbacena greenstone belt in its typical development and the Minas itabirite distribution at the Lafaiete District, Minas Gerais, Brazil. An. Acad. Bras. Ciênc., v. 50, n. 4, p. 599-600, 1978

PIMENTEL, M. M., FUCK, R. A., 1992. Neoproterozoic crustal accretion in central Brazil. Geology 20,375–379.

RIBEIRO A., ANDREIS R.R., TROUW R.A.J., PACIULLO F.V.P., VALENÇA J.G. 1995. Evolução das bacias proterozóicas e o termo-tectonismo brasiliano na margem sul do Craton do São Francisco. Rev.Bras.Geoc., 25:235-248

SIMÕES, L. S. A. Evolução tectôno-metamórfica da *nappe* de Passos, sudoeste de Minas Gerais. 1995. 149 f. Tese (Doutorado em Geologia) - Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 1995.

SCHMITT, R. S.; TROUW, R. A. J.; VAN SCHMUS, W. R.; PASSCHIER, C. W. 2008. Cambrian orogeny in the Ribeira Belt (SE Brazil) and correlations within West Gondwana: ties that bind underwater. In: PANKHURST, R.J.

TEICEIRA, A. L. & PETRI, S. Estratigrafia e Correlações da Bacia de Pouso Alegre, transição Neoproterozóico-Cambriano, Minas Gerais, Brazil. Revista do Instituto Geológico, v. 22, n. 1-2, p. 5-26, 2001.

TROUW, R.A.J.; BRITO NEVES, B.B.; de WIT, M.J... (Org.). West Gondwana: Pre-Cenozoic Correlations Across the South Atlantic Region. 1 ed. Londres: Geolocical Society, 2008, v. Único, p. 279-296.

TROUW, R. A. J.; PACIULLO, F. V. P.; RIBEIRO, A. A Faixa Alto Rio Grande reinterpretada como zona de interferência entre a Faixa Brasília e a Faixa Ribeira. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 3, 1994, Camboriú. Anais... Camboriú: SBG, 1994. p. 234-235.

TROUW, R. A. J. *et al.* A new interpretation for the interference zone between the southern Brasília belt and the central Ribeira belt, SE Brazil. Journal of South American Earth Sciences, v. 48, p. 43-57, december 2013.

TROUW, R. A. J. *et al.* The central segment of the Ribeira Belt. Tectonic Evolution of South America, v. 31, p. 287-310, july 2000.

TROUW, R. A. J. *et al.* Geologia da folha Itajubá SF 23-YB-III: escala 1:100.000. CPRM Serviço Geológico Brasileiro, 2008.

TROUW, R. A. J., RIBEIRO, A., NASCIMENTO, D. B., BONGIOLO, E. M., OLIVEIRA, F. N. D., COSTA, C. F., & VINAGRE, R. (2020). Geologia e recursos minerais da folha Pouso Alegre SF. 23-YB-II, estado de Minas Gerais.

VALERIANO, C. M. Evolução tectônica da extremidade meridional da Faixa Brasília, região da Represa de Furnas, Sudoeste de Minas Gerais. *Brazilian Journal of Geology*, v. 23, n. 3, p. 335-338, 1993.

VALERIANO, C. M. *et al.* Tectonic evolution of the Brasília Belt, Central Brazil, and early assembly of Gondwana. In: PANKHURST, R. J.; TROUW, R. A. J.; BRITO NEVES, B. B.; DE WIT, M. J. (eds). West Gondwana: pre-Cenozoic correlations Across the South Atlantic region. *Geological Society, London, Special Publication*, v. 294, p. 197-210, 2008.

VALENÇA, J. G. et al. Transamazonian gabronoritic intrusive rocks from the southernmost São Franciso Craton (Brazil). In: XXXI INTERNATIONAL GEOLOGICAL CONGRESS, Rio de Janeiro, 2000 (CD-Room).

VANCE, J. A. (1969). On synneusis. Contributions to Mineralogy and Petrology, 24(1), 7–29.

VASCONCELLOS, A. C. B. C. O Grupo Andrelândia na região norte de Ouro Fino, MG. 1988. 199 f. Dissertação (Mestrado em Geologia) - Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 1988.

VINAGRE, R. *et al.* New Evidence of a Magmatic Arc in the Southern Brasília Belt, Brazil: The Serra da Água Limpa Batholith (Socorro-Guaxupé Nappe). Journal of South American Earth Sciences, v. 54, p. 120-139, october 2014.

WESTIN, A. et al. A Paleoproterozoic intra-arc basin associated with a juvenile source in the Southern Brasilia Orogen: application of U-Pb and Hf-Nd isotopic analyses to provenance studies of Complex areas. Precambrian Research, v. 276, p. 178–193, may 2016.

WESTIN, A. et al. The Neoproterozoic southern passive margin of the São Francisco craton: Insights on the pre-amalgamation of West Gondwana from U-Pb and Hf-Nd isotopes, Precambrian Research, v. 320, p. 454-471, january 2019.

WERNICK, E.; PENALVA, F. 1974. Depósitos molassóides da Formação Eleutério, São Paulo, Minas Gerais. In: Congr. Bras. Geol., 28, Porto Alegre, 1974. Resumo das Comunicações, Porto Alegre, SBG. Boletim Especial 1: 723-726.

WILLIAMS H.; TURNER, F.; GILBERT, C. M. Petrografia. In: Textura e classificação de rochas ígneas (eds.). USP, p.13-38, 1970.

YILMAZ, T. I., DUSCHL, F., and DI GENOVA, D.: Feathery and network-like filamentous textures as indicators for the re-crystallization of quartz from a metastable silica precursor at the Rusey Fault Zone, Cornwall, UK, Solid Earth, 7, 1509–1519, https://doi.org/10.5194/se-7-1509-2016, 2016.

ZANARDO, R. C. O., BRANCALEONE, V., DISTRUTTI, E., FIORUCCI, S., CIRINO, G., & WALLACE, J. L. (2006). Hydrogen sulfide is an endogenous modulator of leukocytemediated inflammation. The FASEB Journal, 20(12), 2118–2120.

### Tab\_Mono

Pontos	Х	Y	Z	Dia	Pesquisador	Sn dir	Sn dip	Sn+1 dir	Sn+1 dip	Ln dir	Ln dip	Ln+1 dir	Ln+1 dip	Flanco dir 1	Flanco dip 1	Flanco dir 2	Flanco dip 2	PA dir	PA dip	Eixo dir	Eixo dip
1	392080,00	7545335,00	914	07/03/2018	Furtado e Roux	166	18														
2	393050,00	7545345,00	920	07/03/2018	Furtado e Roux	143	38														
3	393219,00	7545443,00	950	07/03/2018	Furtado e Roux	155	40														
4	393562,00	7545455,00	972	07/03/2018	Furtado e Roux			340	77												
5	393643,00	7545576,00	1001	07/03/2018	Furtado e Roux	140	45														
6	393700,00	7545376,00	1039	07/03/2018	Furtado e Roux	178	31			155	29										
7	393565,00	7545246,00	1052	07/03/2018	Furtado e Roux																
8	391408,00	7545150,00	926	08/03/2018	Furtado e Roux	340	38														
9	391134,00	7545266,00		08/03/2018	Furtado e Roux			320	37												
10	390924,00	7545227,00	1000	08/03/2018	Furtado e Roux																
11	390602,00	7545116,00	1056	08/03/2018	Furtado e Roux																
12	390301,00	7544368,00	1161	08/03/2018	Furtado e Roux	332	25														
13	390244,00	7544461,00	1164	08/03/2018	Furtado e Roux																
14	390364,00	7545165,00	1079	08/03/2018	Furtado e Roux																
15	390557,00	7545195,00	1065	08/03/2018	Furtado e Roux																
16	390778,00	7547477,00	889	09/03/2018	Furtado e Roux			355	58			314	42								
17	390246,00	7547559,00	890	09/03/2018	Furtado e Roux	120	39														
18	389258,00	7548126,00	870	09/03/2018	Furtado e Roux	320	66														
19	388440,00	7547486,00	888	09/03/2018	Furtado e Roux	345	67														
20	384606,00	7546109,00	884	11/03/2018	Furtado e Roux	320	63														
21	384699,00	7545921,00	871	11/03/2018	Furtado e Roux	314	50			242	34										
22	385225,00	7545157,00	929	12/03/2018	Furtado e Roux	310	38														
23	385121,00	7544728,00	949	12/03/2018	Furtado e Roux	315	40							330	32	306	60			20	15
24	385156,00	7544548,00	960	12/03/2018	Furtado e Roux	305	83			35	8									220	40
25	384094,00	7546886,00	913	12/03/2018	Furtado e Roux			0	60			50	37								
26	395635,00	7544653,00	989	14/03/2018	Furtado e Roux																
27	395506,00	7544533,00	977	14/03/2018	Furtado e Roux																
28	395271,00	7537812,00	851	30/05/2019	Botelho, Furtado e Roux			140	70												
29	396417,00	7538781,00	876	30/05/2019	Botelho, Furtado e Roux	160	45	138	76			230	21								
30	393018,00	7540846,00		30/05/2019	Botelho, Furtado e Roux	123	42	345	70												
31	392832,00	7541041,00	1018	30/05/2019	Botelho, Furtado e Roux	150	40														
32	389083,00	7539570,00	870	30/05/2019	Botelho, Furtado e Roux	190	35			170	27										
33	387837,00	7539387,00	903	30/05/2019	Botelho, Furtado e Roux	342	30			64	10										
34	385272,00	7539022,00	892	30/05/2019	Botelho, Furtado e Roux			160	40												
35	390666,00	7536191,00	858	02/06/2019	Botelho, Furtado e Roux			315	80			37	69					353	30	348	18
36	386652,00	7541288,00	890	02/06/2019	Botelho, Furtado e Roux	325	69														
37	387107,00	7541241,00	947	02/06/2019	Botelho, Furtado e Roux	136	47														
38	387483,00	7541546,00	1001	02/06/2019	Botelho, Furtado e Roux	160	63														
39	387546,00	/541692,00	1015	02/06/2019	Botelho, Furtado e Roux	135	40														
40	387759,00	7541786,00	1023	02/06/2019	Botelho, Furtado e Roux	315	58														
41	386114,00	7541416,00	912	18/09/2020	Botelho e Roux	320	43														
42	385/81,00	/541990,00	1013	18/09/2020	Botelho e Roux	201		10	60			92	41								
43	385955,00	7541591,00	962	18/09/2020	Botelho e Roux	201	41														
44	385338,00	7540850,00	887	18/09/2020	Botelho e Roux	202	20			222	42										
45	385183,00	/540965,00	896	18/09/2020	Botelho e Roux	302	39		70	229	12										
46	384/09,00	/541033,00	980	18/09/2020	Botelho e Roux			1	/3												
4/	38/433,00	7540985,00	912	18/09/2020	Botelho e Roux	00	67			424	45										
48	384460,00	/539188,00	920	19/09/2020	Botelho e Roux	93	6/			124	45										
49	384557,00	/539064,00	923	19/09/2020	Botelho e Roux	358	55														

Tab\_Mono

50	384808,00	7539017,00	908	19/09/2020	Botelho e Roux			173	52	272	2						
51	385158,00	7539068,00	880	19/09/2020	Botelho e Roux	303	56			18	31						
52	385745,00	7539245,00	899	19/09/2020	Botelho e Roux	344	53										
53	385950,00	7538224,00	846	19/09/2020	Botelho e Roux	152	18										
54	386284,00	7537999,00	853	19/09/2020	Botelho e Roux												
55	386332,00	7537654,00	847	19/09/2020	Botelho e Roux												
56	388000,00	7542620,00	1114	21/09/2020	Botelho e Roux												
57	387800,00	7542780,00	1184	21/09/2020	Botelho e Roux												
58	387582,00	7542992,00	1187	21/09/2020	Botelho e Roux												
59	387020,00	7542823,00	1106	21/09/2020	Botelho e Roux												
60	386570,00	7542450,00	1095	21/09/2020	Botelho e Roux			301	34			359	26				
61	386462,00	7542358,00	1071	21/09/2020	Botelho e Roux			167	65								
62	386207,00	7542380,00	1010	21/09/2020	Botelho e Roux			311	47								
63	386222,00	7541407,00	956	21/09/2020	Botelho e Roux												
64	388850,00	7542341,00	1043	23/09/2020	Botelho e Roux	130	20										
65	388946,00	7542832,00	1002	23/09/2020	Botelho e Roux	225	15			238	5						
66	387844,00	7539392,00	913	06/02/2021	Furtado e Roux	336	15										
67	386427,00	7539193,00	872	06/02/2021	Furtado e Roux												
68	394037,00	7537083,00	850	06/02/2021	Furtado e Roux			320	56			250	18				
69	392964,00	7541682,00	1080	06/02/2021	Furtado e Roux			138	84								
70	386681,00	7542053,00	1014	07/02/2021	Furtado e Roux			169	74			239	25				
71	385761,00	7541936,00	993	07/02/2021	Furtado e Roux			165	61			221	30				
72	386057,00	7540834,00	883	07/02/2021	Furtado e Roux	150	40										
73	386221,00	7540109,00	886	07/02/2021	Furtado e Roux	137	51										
74	386640,00	7540288,00	961	07/02/2021	Furtado e Roux	139	44										
75	386974,00	7540148,00	1005	07/02/2021	Furtado e Roux			180	40								
76	387174,00	7540747,00	903	07/02/2021	Furtado e Roux												
77	388445,00	7540954,00	1002	07/02/2021	Furtado e Roux			353	73								
78	388642,00	7541000,00	982	07/02/2021	Furtado e Roux			342	69								
79	389004,00	7536628,00	851	07/02/2021	Furtado e Roux	156	31			84	15						
80	389463,00	7538051,00	871	07/02/2021	Furtado e Roux	242	35										
81	390642,00	7541187,00	995	07/02/2021	Furtado e Roux			349	85								
82	388661,00	7538442,00	851	07/02/2021	Furtado e Roux			332	50								

# MAPA GEOLÓGICO-ESTRUTURAL DE REGIÃO ENTRE BORDA DA MATA E POUSO ALEGRE - MG





# MAPA DE PONTOS DA REGIÃO ENTRE BORDA DA MATA E POUSO ALEGRE, MG



## Legenda

Pontos de campo (CN)

Lâminas petrográfica descrita (BM)

Área mapeada

#### Escala: 1:50.000

Projeção Universal Transversa de Mercator Sistema de coordenadas: Córrego Alegre UTM Zona 23 S Declinação magnética: 21º

Autor: Lucas Garcia Roux Correa Orientador: Julio Cezar Mendes Co-orientador: Pedro Costa Furtado

