



Bernardo Rocha da Costa Leite

**CARACTERIZAÇÃO DO METAMORFISMO NEOPROTEROZOICO NO
GRUPO SÃO JOÃO DEL REI, MG**

**Trabalho Final de Curso
(Geologia)**

UFRJ
Rio de Janeiro
2025

Bernardo Rocha da Costa Leite

**CARACTERIZAÇÃO DO METAMORFISMO NEOPROTEROZOICO NO GRUPO SÃO
JOÃO DEL REI, 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:

Gustavo Luiz Campos Pires

UFRJ
Rio de Janeiro
2025

Bernardo Rocha da Costa Leite

Caracterização do metamorfismo Neoproterozoico no Grupo São João del Rei, MG.

Bernardo Rocha da Costa Leite - Rio de Janeiro: UFRJ / IGeo, 2025, xvi, 48 p.: il.; 30cm

Trabalho Final de Curso (Geologia) – Universidade Federal do Rio de Janeiro, Instituto de Geociências, Departamento de Geologia, 2025.

Orientador: Gustavo Luiz Campos Pires

1. Geologia. 2. Setor da Graduação – Trabalho de Conclusão de Curso. I. Gustavo Luiz Campos Pires. II. Universidade Federal do Rio de Janeiro, Instituto de Geociências, Departamento de Geologia. III. Caracterização do metamorfismo Neoproterozoico na região de São João del Rei, MG.

Bernardo Rocha da Costa Leite

CARACTERIZAÇÃO DO METAMORFISMO NEOPROTEROZOICO NO GRUPO SÃO JOÃO DEL REI,
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: Dr. Gustavo Luiz Campos Pires

Aprovada em: 08/07/2025

Por:

Gustavo Luiz Campos Pires (UFRJ)

Renata da Silva Schmitt (UFRJ)

Rodrigo Vinagre Cintra da Costa (UFRJ)

UFRJ
Rio de Janeiro
2025

Dedico este trabalho a todos os que me ajudaram ao longo desta caminhada.

Agradecimentos

Em primeiro lugar, agradeço ao meu orientador, professor Dr. Gustavo Pires, por ter aceitado me orientar e por toda a paciência e dedicação ao longo desses últimos meses. Sou grato por ter me ajudado a perder o medo e por ter aberto minha mente para o universo da petrologia das rochas metamórficas durante a disciplina, mostrando toda a importância dessa área para a geologia e a geotectônica. Obrigado por todo o ensinamento compartilhado. Levo comigo não apenas o conhecimento, mas também o entusiasmo que você transmite pela ciência. Espero continuar aprendendo muito mais.

À minha psicóloga, Giovanna Anunciação, minha gratidão profunda por me fazer acreditar em mim mesmo e me ajudar a não desistir, mesmo nos momentos mais difíceis. Nesse mesmo contexto, agradeço imensamente à Lúria Adib, que insistiu para que eu não desistisse e fizesse o vestibular em 2018. Sem o apoio de vocês duas, eu não teria chegado até aqui.

Aos meus amigos que estiveram ao meu lado durante todos esses anos, segurando minha mão, me tirando da bolha da universidade e me ajudando a desestressar e aproveitar a vida: Anna Luisa Sanches, Bey Meireles, Bianca Costa, Catharina Paiva, Fellipe Veloso, Gabrielle Pereira, Gabi Freitas, Giovanna Chueke e Maju Avena. Meu carinho e gratidão eternos. Vocês tornaram essa caminhada mais leve e especial.

Um agradecimento especial à família Chueke, especialmente à Sophia Chueke, por me acolherem com tanto carinho nos almoços de domingo, nas comemorações em família e por me mostrarem um tipo de amor e acolhimento que eu ainda não havia experimentado

No mesmo sentido, também agradeço ao João Olavo e à família Cypriano, que sempre me acolheram com portas abertas nos momentos em que era impossível voltar para Guaratiba. Um carinho especial à Siva e ao tio Alex, que me ofereceram um lar temporário cheio de afeto e compreensão.

Aos meus geoamigos, companheiros de graduação e de campo Alessandra Fazzi, Carolina Coelho, Davi Cardoso, David Machado, Elson Albuquerque, Gizella Roza, João Abreu, Marcelle Tostes, Marina Moesia, Rapha Matos e Tomaz Pessoa. Minha sincera

gratidão pela parceria, troca de conhecimentos e apoio constante. Também agradeço a Rapha de Negri, Aisha Persaud, Daniela Esteves, Pedro Van Boekel, Maria Eduarda Franklin, Manu Braga e Camila Reis, por contribuírem com carinho, boas conversas, companheirismo e ajuda ao longo da graduação. Por fim, um agradecimento especial as amigas que conheci nesse final de curso e que, de alguma forma, me ajudaram tanto na reta final da graduação: Camila Batista, Evaldina Raimundo e Mauren Gaspar.

Aos professores do Departamento de Geologia desta universidade, em especial Silvia, Julinho, Renata e André, meu muito obrigado por despertarem a paixão pela geologia através das aulas inspiradoras, mesmo durante as férias, e das enriquecedoras saídas de campo. Levo comigo tudo que aprendi com vocês.

Aos meus eternos monitores e veteranos Julinha, Dani, André Assis, Sofia, Amanda, Úrsula, Bernardo, Lelê, Gabriela, Sartori, Thauan. Obrigado por estarem presentes mesmo nas noites frias do Paraná ou nas vésperas de prova. A ajuda de vocês foi essencial em minha trajetória.

Agradeço ao Laboratório Gondwana e a todos os pesquisadores que me acolheram com generosidade, mesmo sem eu fazer parte do grupo, e que me permitiram usar o microscópio para realizar parte das minhas descrições. Meu agradecimento também ao LAGESED, por ter me permitido usar o microscópio, e a todos do GECO2, que me acolheram neste finalzinho de curso e me permitiram mergulhar um pouco mais no universo das rochas vulcânicas. Agradeço também ao Laboratório Coordenação de Análises Minerais do CETEM-RJ, pela execução e qualidade das análises presentes neste trabalho.

Agradeço aos motoristas do IGEO, que nos conduziram com segurança por diversos cantos do Brasil durante as aulas de campo. Agradeço também Marília e Maria Quintília pelo carinho e cafês da manhã antes das aulas ou das provas.

E, por fim, agradeço ao meu pai, Leonardo Leite, que me mostrou na prática, o valor do ensino superior e como nossas escolhas têm o poder de transformar o rumo de nossas vidas.

RESUMO

Leite, Bernardo Rocha da Costa. **CARACTERIZAÇÃO DO METAMORFISMO NEOPROTEROZOICO NO GRUPO SÃO JOÃO DEL REI, MG.** 2025. xvi, 48 p. Trabalho Final de Curso (Geologia) – Departamento de Geologia, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro.

Na borda sul do Cráton São Francisco (CSF), especificamente na região de São João del Rei (SJDR), ocorrem sucessões de rochas metassedimentares e metavulcânicas-subvulcânicas meso- neoproterozoicas do Grupo São João del Rei (Fm. Tiradentes, Carandaí, Barroso e Prados), em discordância angular com unidades paleoproterozoicas (TTG e greenstone belts) pertencentes ao Cinturão Mineiro. Essas rochas são cronocorrelatos ao sistema de riftes do Espinhaço. Durante a Orogenia Brasileira, no Neoproterozoico, essas unidades foram metamorfisadas em fácies xisto verde e deformadas em duas fases de deformação (D1-D2). This study aims to integrate petrographic and geothermometric data from metasedimentary and metamafic rocks in order to contribute to the understanding of the tectonometamorphic evolution associated with the Brasiliano Orogeny. Busca-se, ainda, inserir essa evolução no contexto da transição entre o Cráton São Francisco e a Faixa Ribeira, correlacionar os protólitos estudados e fornecer subsídios para estudos futuros na região e em áreas adjacentes. A metodologia envolveu a seleção e descrição petrográfica e microestrutural detalhada de 39 lâminas delgadas de metaquartzarenitos, metapelitos e metamáficas, visando à identificação de associações e assembléias metamórficas em equilíbrio. Essas observações foram correlacionadas com as fases orogênicas descritas por Nepomuceno *et al.* (2021), de ~600 Ma. Também foram elaboradas pseudoseções com base em análises litogeoquímicas (FRX) de 10 amostras, utilizando o software GeoPS 2.10 (Xiang & Connolly, 2021), e aplicado o termômetro da grafita via espectroscopia Raman. As condições de metamorfismo foram estimadas com base na integração dos dados petrográficos, modelagens em pseudoseções e resultados do termômetro da grafita, permitindo a definição de intervalos P-T para os diferentes litotipos. Os metaquartzarenitos apresentam cianita e muscovita como minerais índice, enquanto os metapelitos contêm clorita, biotita, cloritoide e grafita. As rochas metamáficas indicam a presença de clorita, biotita, epidoto, clinozoisita, zoisita, hornblenda e actinolita. Estruturalmente, os litotipos exibem até duas clivagens (S1 e S2), sendo a assembléia de

pico metamórfico contemporânea ao desenvolvimento de S1. As pseudoseções revelam que os metapelitos registram condições entre 5 e 10,5 kbar e 415 a 510 °C, enquanto as metamáficas variam de 1 a 8,5 kbar e 420 a 510 °C. As temperaturas obtidas por espectroscopia Raman variam entre 432 e 512 °C, compatíveis com a zona da biotita. A convergência dos dados indica um pico metamórfico entre 505 e 510 °C e 7,5 a 8 kbar, compatível com as condições da fácies xisto verde durante o metamorfismo neoproterozoico. A partir da integração dos resultados com dados da literatura, conclui-se que a região de São João del Rei está inserida no contexto da Faixa Ribeira, como parte da faixa móvel neoproterozoica, sendo o limite cratônico deslocado mais ao norte da área de estudo, e que as mineralizações de Au que ocorrem na região se enquadram no modelo de depósitos auríferos hipozonais proposto por Groves *et al.* (1998).

Palavras-chave: metamorfismo, geotermobarometria, Fácies Xisto Verde, Faixa Ribeira, Orogenia Brasileira.

ABSTRACT

Leite, Bernardo Rocha da Costa. **CHARACTERIZATION OF NEOPROTEROZOIC METAMORPHISM IN THE SÃO JOÃO DEL REI GROUP, MG.** 2025. xvi, 48 p. Trabalho Final de Curso (Geologia) – Departamento de Geologia, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro.

At the southern margin of the São Francisco Craton (SFC), particularly in the São João del Rei (SJDR) region, occur Mesoproterozoic to Neoproterozoic metasedimentary and metavolcanic-subvolcanic successions of the São João del Rei Group (Tiradentes, Carandaí, Barroso, and Prados formations), unconformably overlying Paleoproterozoic units (TTG and greenstone belts) of the Mineiro Belt. These units are chronocorrelated with the Espinhaço rift system. During the Neoproterozoic Brasiliano Orogeny, these rocks underwent metamorphism under greenschist facies conditions and deformation in two main stages (D1–D2). This study aims to integrate petrographic and geothermometric data from metasedimentary and metamafic rocks to reconstruct the tectonometamorphic evolution related to the Brasiliano Orogeny. It also seeks to contextualize this evolution within the transition zone between the São Francisco Craton and the Ribeira Belt, correlate the studied protoliths, and provide a foundation for future investigations in the region and adjacent areas. The methodology involved detailed petrographic and microstructural descriptions of 39 thin sections of metaquartzarenites, metapelites, and metamafic rocks to identify equilibrium metamorphic assemblages. These observations were correlated with orogenic phases described by Nepomuceno *et al.* (2021), to ~600 Ma. Pseudosections were constructed based on XRF geochemical analyses of 10 samples using GeoPS 2.10 software (Xiang & Connolly, 2021), and Raman spectroscopy was employed for graphite thermometry. Metamorphic conditions were estimated through the integration of petrographic observations, pseudosection modeling, and Raman results, allowing the definition of P–T intervals for different lithotypes. Metaquartzarenites display kyanite and muscovite as index minerals, while metapelites contain chlorite, biotite, chloritoid, and graphite. Metamafic rocks exhibit chlorite, biotite, epidote, clinozoisite, zoisite, hornblende, and actinolite. Structurally, the lithotypes exhibit up to two cleavages (S1 and S2), with peak metamorphic assemblages formed contemporaneously with S1 development. Pseudosections indicate that metapelites

record conditions between 5 and 10.5 kbar and 415–510 °C, whereas metamafic rocks range from 1 to 8.5 kbar and 420–510 °C. Raman spectroscopy yielded temperatures between 432 and 512 °C, consistent with the biotite zone. The convergence of all data suggests a metamorphic peak between 505–510 °C and 7.5–8 kbar, in line with greenschist facies conditions during the Neoproterozoic metamorphism. The integration of results with the literature supports the interpretation that the SJDR region lies within the Ribeira Belt as part of the Neoproterozoic mobile belt, with the cratonic boundary located further north. Additionally, the Au mineralizations in the study area are consistent with the hypozonal orogenic gold deposit model proposed by Groves *et al.* (1998).

Keywords: metamorphism, geothermobarometry, Greenschist Facies, Ribeira Belt, Brasiliano Orogeny.

LISTA DE FIGURAS

Figura 1 - Mapa de localização da área de estudo situada no município de São João del Rei, Minas Gerais. Baseado em dados do IBGE (2023); DNIT (2025); Esri (2025).	4
Figura 2 - Mapa metamórfico da Faixa Ribeira beira e do extremo sul da Faixa Brasília com a área de estudo localizada no polígono preto. Legenda: 1. Fácies xisto verde sem biotita; 2. Fácies xisto verde com biotita ± granada (cobertura e embasamento); 3. Fácies anfibolito com estauroлита e cianita; 4. Fácies anfibolito com cianita e silimanita; 5. Fácies anfibolito/granulito com silimanita (sem cianita), feldspato K ± ortopiroxênio; 6. Fácies granulito com cianita, feldspato K ± silimanita (alta pressão); 7. Fácies granulito com ortopiroxênio (pressão média); 8. Fácies granulito com silimanita, feldspato K ± cordierita (pressão média/baixa); 9. Fácies anfibolito sem cianita (pressão média); 10. Fácies xisto verde (pressão média/baixa); 11. Rochas não metamorfizadas; estrela amarela indica retroeclogitos; CTB Central tectonic boundary. Fonte: Trouw et al., 2013.	5
Figura 3 - Carta cronoestratigráfica da região de São João del Rei. Extraído de Nepomuceno et al. (2025) e baseado em Ribeiro et al. (2003, 2013).	7
Figura 4 - Esquemas tectônicos ilustrando a evolução do domínio tectônico de Cabo Frio. O Estágio 1 foi retirado de Heilbron & Machado (2003), assim como as posições do Terreno Ocidental (OCT) e do Terreno Oriental (ORT) nos estágios 2, 3 e 4. Fonte: Schmitt et al., 2008.	10
Figura 5 - Mapa geológico das (A) Serras do Lenheiro e (B) São José com os pontos de coleta das amostras utilizadas neste trabalho. (C) Fase D1 NW-SE com desenvolvimento de foliação principal mergulhando para SE e (D) fase D2 E-W com desenvolvimento de crenulações N-S. Fonte: Nepomuceno et al., 2021	12
Figura 6 - Fotopetrografia das amostras de metaquartzarenito com (A) cianita sin-S1, (B) turmalina pós-tectônica e (C e D) cianita crenulada por fase D2 com muscovita sin-S1.	18
Figura 7 - Fotopetrografia das amostras de metapelitos com (A e B) Biotita-filito com biotita sin-S1 crenulada pela fase D2, (C) Cloritóide-filito com cloritóide sin-S1 e (D) Turmalina-filito.	20
Figura 8 - Fotopetrografia das amostras de metamáficas. (A) Biotita-clorita-sericita-filito, (B) Clinozoisita-hornblenda-actinolita metabasito, (C) Clorita-muscovita(sericita)-filito e (D) Epidoto-clorita-filito.	24
Figura 9 - Fotopetrografia das amostras de metamáficas. (A) Clorita-actinolita-xisto, (B) Clorita-biotita-filito, (C) Clorita-sericita-actinolita-magnetita-filito e (D) Clorita - biotita - epidoto - actinolita filito (com plagioclásio e apatita).	28
Figura 10 - Diagrama de fases em equilíbrio para as rochas metapelíticas.....	31
Figura 11 - Diagrama de fácies metamórficas com a platagem do campo integrado das pseudoseções das rochas metapelíticas.	32
Figura 12 - Diagrama de fases em equilíbrio para as rochas metamáficas.	33
Figura 13 - Diagrama de fácies metamórficas com a plotagem do campo integrado das pseudoseções das rochas metamáficas.	34

Figura 14 - Gráficos dos intervalos de temperatura de cristalinidade das grafitas das amostras SJ03 e SJ04.	35
Figura 15 - Trajetória P-T-t para as rochas de São João del Rei. Pico metamórfico em verde, campo de estabilidade das metapelíticas em rosa, campo das metamáficas em azul e temperatura da grafita em laranja.	37
Figura 16 - Seção NW-SE modificadas das Folhas de São João del Rei (Ribeiro et al., 2003) e Entre Rios de Minas (Baltazar et al., 2021). Legenda vide mapas mencionados.....	41

LISTA DE TABELAS

Tabela 1 - Relação de litotipos, protólitos e respectivas amostras analisadas.....	13
Tabela 2 - Quadro paragenético relacionando o surgimento de minerais índices com as fases deformacionais identificadas na petrografia.....	28
Tabela 3 - Composição química total (wt.%) por FRX dos metapelitos e metamáficas.....	29

SUMÁRIO

1. INTRODUÇÃO.....	1
1.1 OBJETIVOS	3
1.1.1 <i>Objetivo Geral</i>	3
1.1.2 <i>Objetivos Específicos</i>	3
1.2 LOCALIZAÇÃO E ACESSOS	3
2. CONTEXTO GEOLÓGICO	5
3. MATERIAIS E MÉTODOS.....	13
3.1 SELEÇÃO DAS AMOSTRAS.....	13
3.2 PETROGRAFIA ÓTICA	14
3.3 LITOGEOQUÍMICA VIA FLUORESCÊNCIA DE RAIO-X	14
3.4 GEOTERMOBAROMETRIA VIA DIAGRAMAS DE EQUILÍBRIO DE FASES - PSEUDOSEÇÕES.....	15
3.5 ESPECTOMETRIA RAMAN - GEOTERMOMETRO DA GRAFITA.....	16
4. RESULTADOS.....	17
4.1 CARACTERIZAÇÃO MICROSCÓPICA E MICROTTECTÔNICA	17
4.1.1 <i>Metaquartzoarenito</i>	17
4.1.2 <i>Metapelitos</i>	18
4.1.3 <i>Rochas metamáficas</i>	21
4.2 LITOGEOQUÍMICA.....	29
4.3 GEOTERMOBARÔMETROS BASEADOS NA ESTABILIDADE DA ASSOCIAÇÃO METAMÓRFICA – PSEUDOSEÇÕES	30
4.4 TERMÔMETRO DA GRAFITA	34
5. DISCUSSÕES.....	36
5.1 ASSEMBLÉIAS METAMÓRFICAS E MODELAGEM DE CONDIÇÕES P-T DE METAMORFISMO	36
5.2 EVOLUÇÃO TECTONOMETAMÓRFICA DA REGIÃO (P-T) E CORRELAÇÕES REGIONAIS NO CONTEXTO DA OROGENIA BRASILIANA.....	37
5.3 IMPLICAÇÕES NAS CONDIÇÕES DAS MINERALIZAÇÕES DE AU	42
6. CONCLUSÕES	43
7. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	44

1. INTRODUÇÃO

A evolução de um orógeno é uma história complexa que envolve metamorfismo, magmatismo, deformação, hidrotermalismo e a formação de uma série de depósitos minerais (Brown, 2007). Esse conjunto de processos está intimamente relacionado ao regime de pressão e temperatura na crosta, que influencia fortemente o produto orogênico desenvolvido. Nesse sentido, a reconstrução das condições de pressão e temperatura quando aliada à evolução da deformação é uma ferramenta fundamental para a reconstrução da história tectônica do orógeno, desde a escala local à regional, e a compreensão do papel de cada processo geológico envolvido (Beaumont *et al.*, 2006; Yakymchuk *et al.*, 2017). Entretanto, a estimativa confiável das condições de pressão e temperatura durante a orogenia depende de diferentes fatores, como a composição química dos protólitos, formação de associações minerais índice, equilíbrio mineralógico alcançado, relação clara entre as fases de deformação e o crescimento de porfiroblastos e, por fim, texturas de reação alcançadas no pico metamórfico (Spear, 1993; Vernon 2004); Passchier and Trouw, 2005; Powell and Holland, 2008).

Sob essa ótica, o estudo de rochas metamórficas constitui uma ferramenta fundamental para compreender os processos tectônicos em diferentes escalas. Com base na correlação de associações de minerais metamórficos, é possível estimar condições de pressão e temperatura mediante análises petrográficas detalhadas. Outro aliado no estudo da evolução de orógenos são as pseudosseções, diagramas de fases que representam graficamente os campos de estabilidade de associações metamórficas em função da pressão e da temperatura. Esses diagramas delimitam campos de possibilidades para a ocorrência de determinadas fases minerais, conforme a composição química específica da rocha. As pseudosseções podem ser calculadas por meio de diferentes softwares, como Thermocalc (Powell *et al.*, 1998), Theriak-Domino (De Capitani & Petrakakis, 2010) ou GeoPS (Xiang & Connolly, 2021), este último utilizado neste trabalho.

Contudo, a utilização dessas ferramentas exige dados precisos, o que pode limitar sua eficácia no estudo do metamorfismo, gerando incertezas e exigindo o uso de calibradores ou dados complementares. Seguindo essa lógica, Lanari e Duesterhoeft (2018) ressaltam que, mesmo com a concordância entre a assembléia mineral descrita em lâminas petrográficas e aquela observada nos intervalos da pseudosseções em certas condições de P-T, não indicão que o sistema atingiu equilíbrio termodinâmico. Assim, as

pseudoseções não devem ser utilizadas como único critério para interpretar as condições de pico do metamorfismo. Nesse contexto, torna-se essencial a comparação quantitativa entre as composições minerais e os modos observados e os modelados, preferencialmente considerando as incertezas analíticas. Dessa forma, o uso de ferramentas independentes, como o termômetros baseados na cristalização de grafita, tornam-se cruciais para reforçar e validar essas interpretações no estudo do metamorfismo.

A Orogenia Brasileira, responsável pela amalgamação do Gondwana Ocidental durante o Neoproterozoico, marcou, no sul do Cráton São Francisco (CSF), um dos cenários mais complexos e bem preservados de interação entre terrenos tectônicos (Heilbron *et al.*, 2017). Nesse contexto, o Cráton São Francisco atuou como bloco estável, progressivamente margeado por cinturões orogênicos, como as faixas Brasília Meridional e Ribeira, cuja interação resultou na formação de uma complexa zona de interferência tectônica, marcada por vergência predominantemente para leste na Faixa Brasília Meridional e para noroeste na Faixa Ribeira (Heilbron *et al.*, 2017). A Faixa Brasília Meridional registra eventos colisionais entre arcos juvenis e o cráton entre 650–610 Ma (Valeriano *et al.* 2017), com metamorfismo de alta pressão nos domínios internos. Já a Faixa Ribeira evoluiu de forma mais tardia e registra eventos colisionais entre 620–605 Ma e 605–565 Ma (Heilbron *et al.*, 2017), encerrando com a Orogenia Búzios, entre 530–490 Ma (Schmitt *et al.*, 2008). Essa orogenia envolveu a justaposição do Domínio Tectônico Cabo Frio ao Terreno Oriental, ambos situados na margem sudeste do cráton. A deformação nessa região ocorreu sob condições de fácies anfíbolito a granulito. A sobreposição tectono-metamórfica desses cinturões sobre a borda sul do Cráton São Francisco reflete a natureza policíclica e diacrônica da Orogenia Brasileira, com retrabalhamento crustal e trajetórias P–T–t horárias nas porções mais internas do cinturão (Schmitt *et al.*, 2004).

Diante disso, o presente trabalho visa caracterizar o metamorfismo associado a Orogenia Brasileira por meio da interpretação e correlação de dados obtidos a partir de pseudoseções, geotermômetro de grafita e análises petrográficas de diferentes protólitos. Dessa forma, será possível estabelecer, de maneira coerente, as condições de formação das rochas na área de São João del Rei (SJDR), compreender a evolução tectonometamórfica no contexto da transição entre o Craton São Francisco e a Faixa Ribeira e as condições para as mineralizações de Au na região.

1.1 Objetivos

1.1.1 Objetivo Geral

O presente trabalho tem como objetivo principal a caracterização das condições de pressão e temperatura (P-T) do metamorfismo neoproterozoico registrado na região de São João del Rei/MG, mediante a integração de dados petrográficos e modelagem termodinâmica de pseudosseções, com os seguintes propósitos:

1. Contribuir para a reconstrução tectonometamórfica crustal associada à Orogenia Brasileira na região e inseri-la no contexto da transição entre Cráton São Francisco e Faixa Ribeira;
2. Estabelecer correlações entre protólitos para- e ortoderivados distintos;
3. Subsidiar trabalhos futuros na região e áreas adjacentes;

1.1.2 Objetivos Específicos

Este trabalho tem como objetivos específicos:

- (i) realizar a descrição petrográfica sistemática de rochas para- e ortoderivadas pertencentes ao Grupo São João del Rei, identificando suas assembleias metamórficas, texturas e estruturas metamórficas como a relação entre foliação, crenulação e crescimento de porfiroblastos;
- (ii) processar cálculos de equilíbrio termobarométrico no software GeoPS 2.10 para gerar pseudosseções que delimitem os intervalos de pressão e temperatura de formação das rochas;
- (iii) integrar os dados petrográficos e termodinâmicos obtidos com o contexto tectônico regional da Orogenia Brasileira, visando compreender a evolução crustal neoproterozoica na borda do Cráton São Francisco e fornecer subsídios para pesquisas futuras na região;

1.2 Localização e acessos

A área de estudo está inserida majoritariamente no município de São João del Rei

no sul do estado de Minas Gerais (Fig. 1). Seu acesso é feito pelas rodovias BR-040 até o município de Barbacena e, posteriormente, a BR-265 com uma distância de 325 km em relação ao município do Rio de Janeiro.

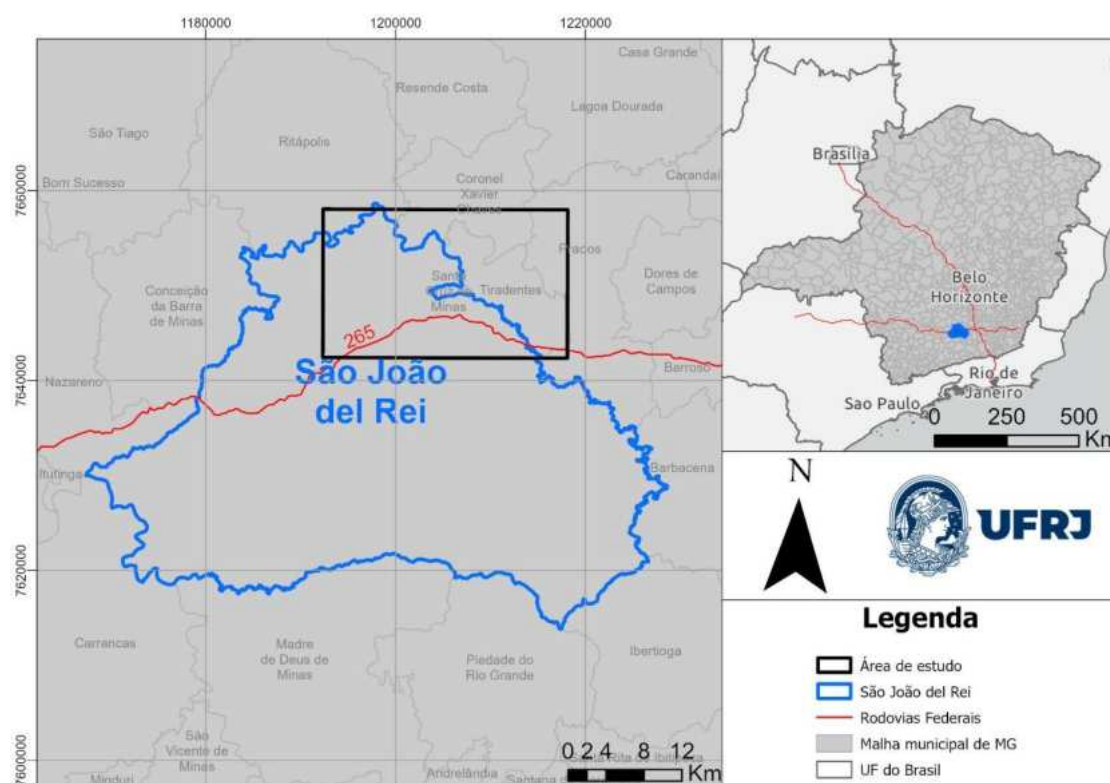


Figura 1 - Mapa de localização da área de estudo situada no município de São João del Rei, Minas Gerais. Baseado em dados do IBGE (2023); DNIT (2025); Esri (2025).

2. CONTEXTO GEOLÓGICO

A configuração tectônica do Cráton São Francisco e as faixas móveis marginais Brasília e Ribeira foi resultado da Orogenia Brasiliana, que evoluiu durante o final do Neoproterozoico e início do Fanerozoico (700-550 Ma) (Almeida, 1977; Campos Neto, 2000; Almeida *et al.*, 2000; Alkmim *et al.*, 2001; Schobbenhaus & Brito Neves, 2003; Heilbron *et al.*, 2017). Na borda sul do Cráton São Francisco (Fig. 2), mais precisamente na região de São João Del Rei, ocorrem sucessões de rochas metassedimentares cortadas por rochas metamáficas, que juntas compõem o registro de bacias sedimentares do tipo rifte, denominadas de Grupo São João del Rei (Ribeiro *et al.*, 2013). Esse conjunto de rochas sobrepõem-se por discordância angular a um embasamento composto por rochas paleoproterozoicas típicas de greenstone belts do Cinturão Mineiro (Ribeiro *et al.*, 2003).

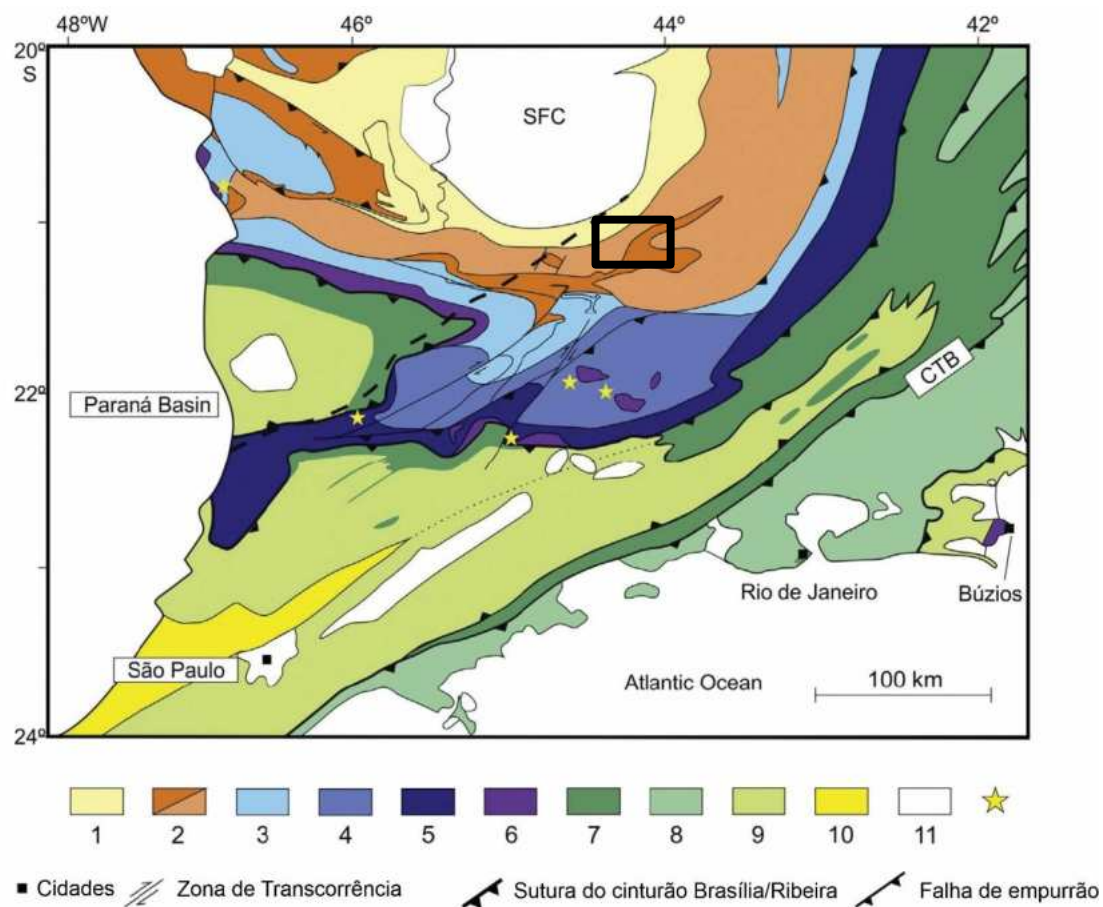


Figura 2 - Mapa metamórfico da Faixa Ribeira e do extremo sul da Faixa Brasília com a área de estudo localizada no polígono preto. Legenda: 1. Fácies xisto verde sem biotita; 2. Fácies xisto verde com biotita ± granada (cobertura e embasamento); 3. Fácies anfibolito com estauroлита e cianita; 4. Fácies anfibolito com cianita e silimanita; 5. Fácies anfibolito/granulito com silimanita (sem cianita), feldspato K ± ortopiroxênio;

6. Fácies granulito com cianita, feldspato K $\pm$ silimanita (alta pressão); 7. Fácies granulito com ortopiroxênio (pressão média); 8. Fácies granulito com silimanita, feldspato K $\pm$ cordierita (pressão média/baixa); 9. Fácies anfibolito sem cianita (pressão média); 10. Fácies xisto verde (pressão média/baixa); 11. Rochas não metamorfizadas; estrela amarela indica retroeclogitos; CTB Central tectonic boundary. Fonte: Trouw *et al.*, 2013.

O Cinturão Mineiro, formado durante a Orogenia Minas ($\sim 2,25$ - $2,0$ Ga), compreende sistemas de arcos continentais, intra-oceânicos e oceânico-continentais paleoproterozoicos, acrecionados ao paleocontinente São Francisco (Teixeira *et al.*, 2015; Teixeira e Alkmini, 2017). Esse conjunto foi desenvolvido a partir de uma margem passiva arqueana que evoluiu para um ambiente de subducção, resultando na inversão de bacias e na geração de TTGs. Ávila *et al.* (2010) identificaram que as rochas presentes nos arcos variam desde complexos de rochas metamáficas e metaultramáficas até sequências supracrustais e rochas plutônicas como gabros, dioritos, granitos e trondhjemitos. O embasamento da bacia de São João del Rei é formado pela sequência metavulcânica-metassedimentar Dores do Campo e por rochas plutônicas máficas-félsicas pertencentes ao arco Serrinha (Ávila *et al.*, 2010, 2011). Seu pico metamórfico ocorreu entre aproximadamente 2,06 e 2,03 Ma, gerando rochas de fácies anfibolito (Teixeira *et al.*, 1997).

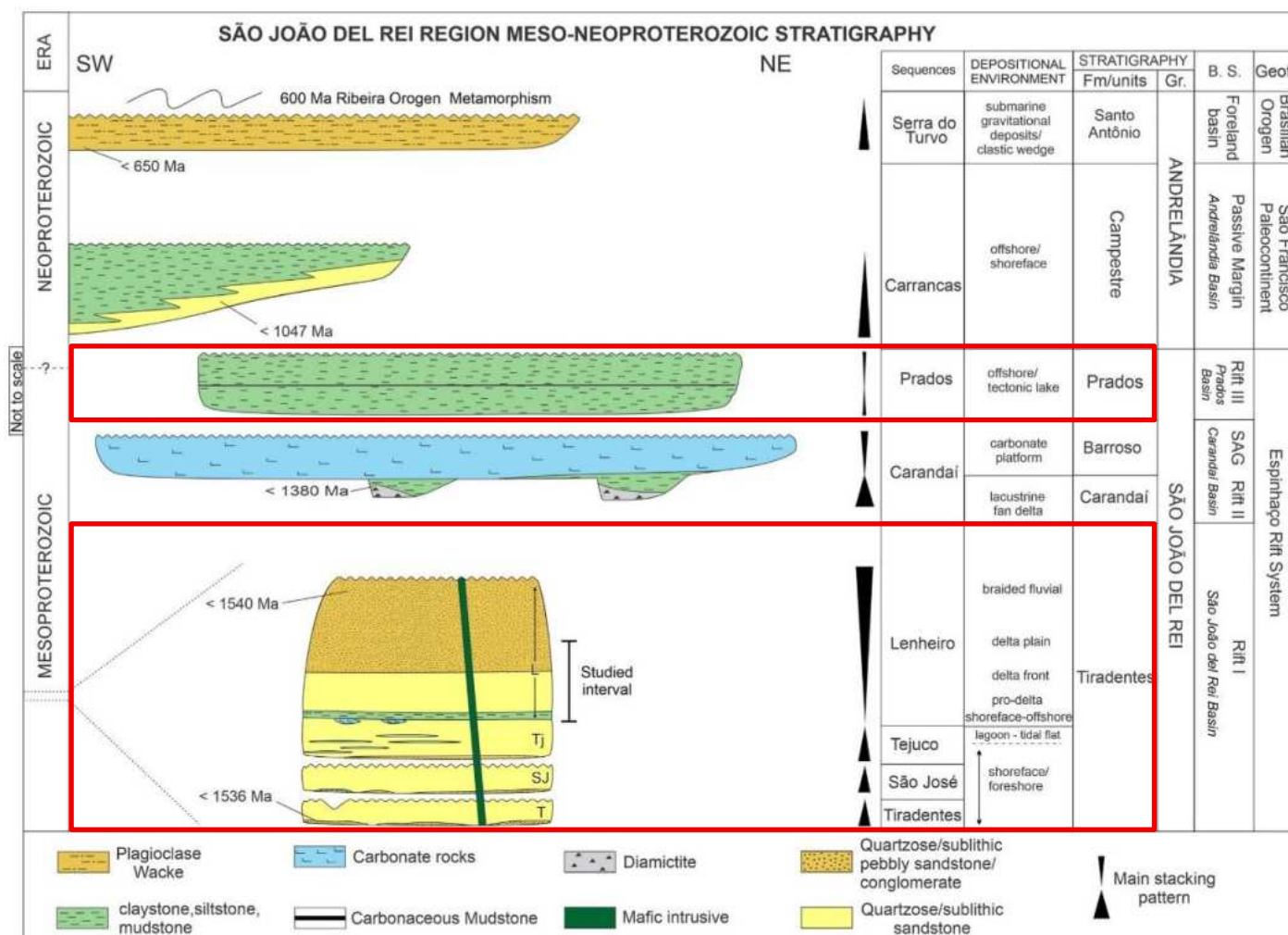


Figura 3 - Carta cronoestratigráfica da região de São João del Rei. Extraído de Nepomuceno *et al.* (2025) e baseado em Ribeiro *et al.* (2003, 2013).

O Grupo São João del Rei compreende o registro sedimentar de ao menos três sequencias de rifte superpostas, cortadas por rochas vulcânicas máficas (Ribeiro, 1997). Ribeiro *et al.* (2013) (Fig. 3) descreveu elas como sendo:

(i) unidade basal que ocorre em discordância angular sobre o embasamento paleoproterozoico, composta de filitos com protólitos basálticos de assinatura geoquímica tipo E-MORB e OIB, relacionados a um ambiente intraplaca (Santos Junior, 2025);

(ii) A Formação Tiradentes, com deposição máxima há 1540 Ma, composta por metaquartzarenitos marinhos na porção inferior que evoluem para depósitos deltaicos no topo. Esta formação, com espessura de até 1000 metros, representa o preenchimento inicial do rift. O ambiente deposicional variou de sistemas de praia e plataforma marinha rasa (*foreshore a shoreface*) na base, para um sistema deltaico completo (incluindo *delta*

front e delta plain) no topo. Através de sua evolução deposicional é possível identificar dois contextos paleotectônicos diferentes, com as sequências Tiradentes, São José e Tejuco contemplando a Plataforma Tiradentes, que registra transgressões de mar raso com areia quartzosa e pequenas quantidades de sedimentos finos que, por vezes, são ricos em matéria carbonosa. A unidade superior, o Delta do Lenheiro, cuja deposição máxima ocorreu há 1540 Ma, registra granocrescência ascendente com metapelitos na base, metarenito fino no meio e metarenito conglomerático no topo.

(iii) Enxame de diques máficos, com assinatura alcalina, de espessuras centimétricas a decamétricas, de direção NE-SW, relacionados a eventos extensionais, cortam as unidades anteriores.

(iv) Sobre a Formação Tiradentes e os diques máficos ocorre a Formação Carandaí, constituída por diamictitos contendo clastos de quartzito, gnaiss e metabasitos. Estes depósitos, com idade máxima inferior a 1379 Ma, estão associados a fluxos gravitacionais em zonas de falha, ocorrendo como lentes alongadas junto a estruturas tectônicas. A presença de seixos e matacões de quartzito sugere proveniência da Formação Tiradentes, marcando um período de reativação do sistema de bacias.

(v) A Formação Barroso, sobreposta à Formação Carandaí, é composta por calcários e mármore com cerca de 200 metros de espessura, depositados em ambiente de plataforma carbonática rasa (*sag basin*), representando um período de subsidência térmica e recobrimento transgressivo.

(vi) A Formação Prados, composta de pelitos laminados ricos em matéria carbonosa, com até 500 metros de espessura, preenchendo um aulacógeno (rift reativado) alongado na direção NE-SW. Esta unidade representa a última fase expressiva de sedimentação mesoproterozoica na bacia, sendo posteriormente cortada por diques máficos de direção N-S relacionados a uma fase extensional posterior.

Com base em dados geocronológicos U-Pb em grãos de zircão detrítico, Ribeiro *et al.* (2013) estabeleceram que a formação da Bacia de São João del Rei está associada a um evento de rifteamento intracratônico no paleocontinente São Francisco-Congo, em resposta à fragmentação precoce de Columbia (1,5 Ga - Calymmiano), iniciando sua deposição durante o Mesoproterozoico. A unidade basal, Formação Tiradentes, foi depositada após ~1,5 Ga. Os dados de proveniência indicam que os sedimentos são derivados de fontes paleoproterozoicas (2,2-2,1 Ga) do Cinturão Mineiro, com

contribuições secundárias de eventos mesoproterozoicos (1,6-1,4 Ga). Essa assinatura geocronológica permitiu correlacionar a bacia com a segunda fase de rifteamento do Sistema Espinhaço (Espinhaço II) em aproximadamente 1,6-1,5 Ga, sugerindo que a Bacia de São João del Rei representa uma manifestação local deste evento tectônico mais amplo. Posteriormente, juntamente com outras bacias, serviu como fonte para o preenchimento do Grupo Macaúbas durante o Neoproterozoico tardio (~900 Ma), pré-Brasiliano.

Além do registro metassedimentar preservado, as rochas de SJDR exibem estruturas tectônicas pré-, sin- e pós-Brasiliano reconhecidas por Nepomuceno *et al.* (2021) em cinco fases deformacionais, sendo as três primeiras relacionadas ao desenvolvimento do rifte e as duas últimas evidenciadas por eventos relacionados à Orogenia Brasileira. A fase D1 orogênica (~600 Ma) é evidenciada por foliação S1 com mergulho acentuado para SE, vinculada ao transporte tectônico para NW (Fig. 5C), associado à evolução do segmento central do Orógeno Ribeira, acreção do terreno Oriental ao Terreno Ocidental/paleocontinente São Francisco (Fig. 4). A acreção desses dois terrenos é associada ao fechamento do Oceano Adamastor, localizado entre os paleocontinentes São Francisco e Congo (Heilbron *et al.*, 2017). Além disso, falhas NE-SW associadas aos rifts Carandaí e Prados foram reativadas durante essa fase.

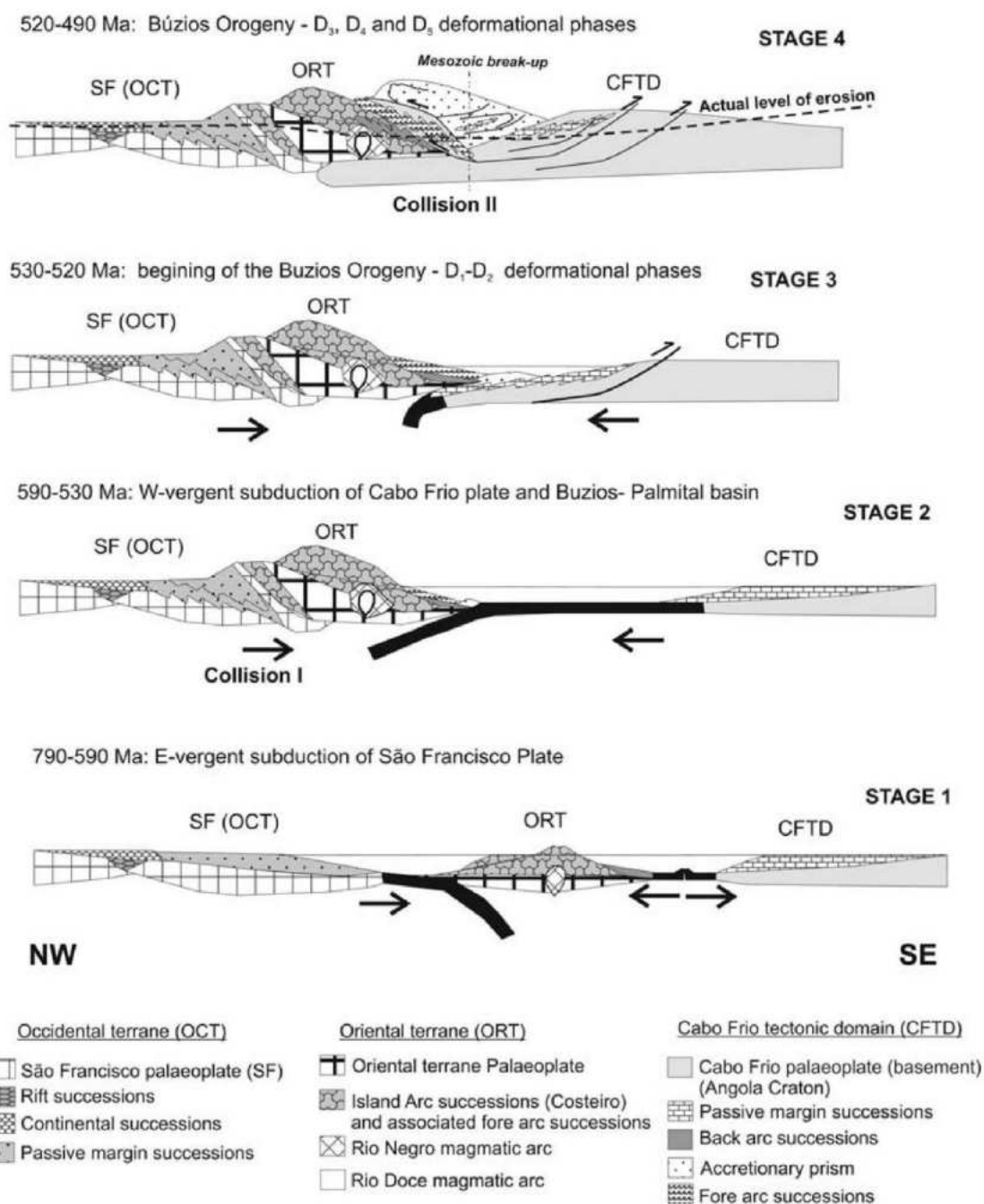


Figura 4 - Esquemas tectônicos ilustrando a evolução do domínio tectônico de Cabo Frio. O Estágio 1 foi retirado de Heilbron & Machado (2003), assim como as posições do Terreno Ocidental (OCT) e do Terreno Oriental (ORT) nos estágios 2, 3 e 4. Fonte: Schmitt *et al.*, 2008.

A fase D2 orogênica (Fig.5D), marcada pela compressão E-W nos estágios finais da Orogenia Brasiliana, associada a colagem do Terreno Cabo Frio ao proto Ribeira (Schmitt *et al.* 2004), gerou crenulações de direção N-S além de reativações de zonas de cisalhamento dextrais NE-SW, como a falha do Lenheiro ao norte da área de estudo (Fig.

5). Conforme Trouw *et al.* (2013), o encurtamento E-W relaciona-se à Orogenia Buzios (590-550 Ma) produzindo estruturas tardi- a pós-colisionais NW-SE, sendo as zonas de cisalhamento Três Corações e Caxambu interpretadas como ajustes crustais que sobrepõe estruturas pretéritas da Faixa Brasília.

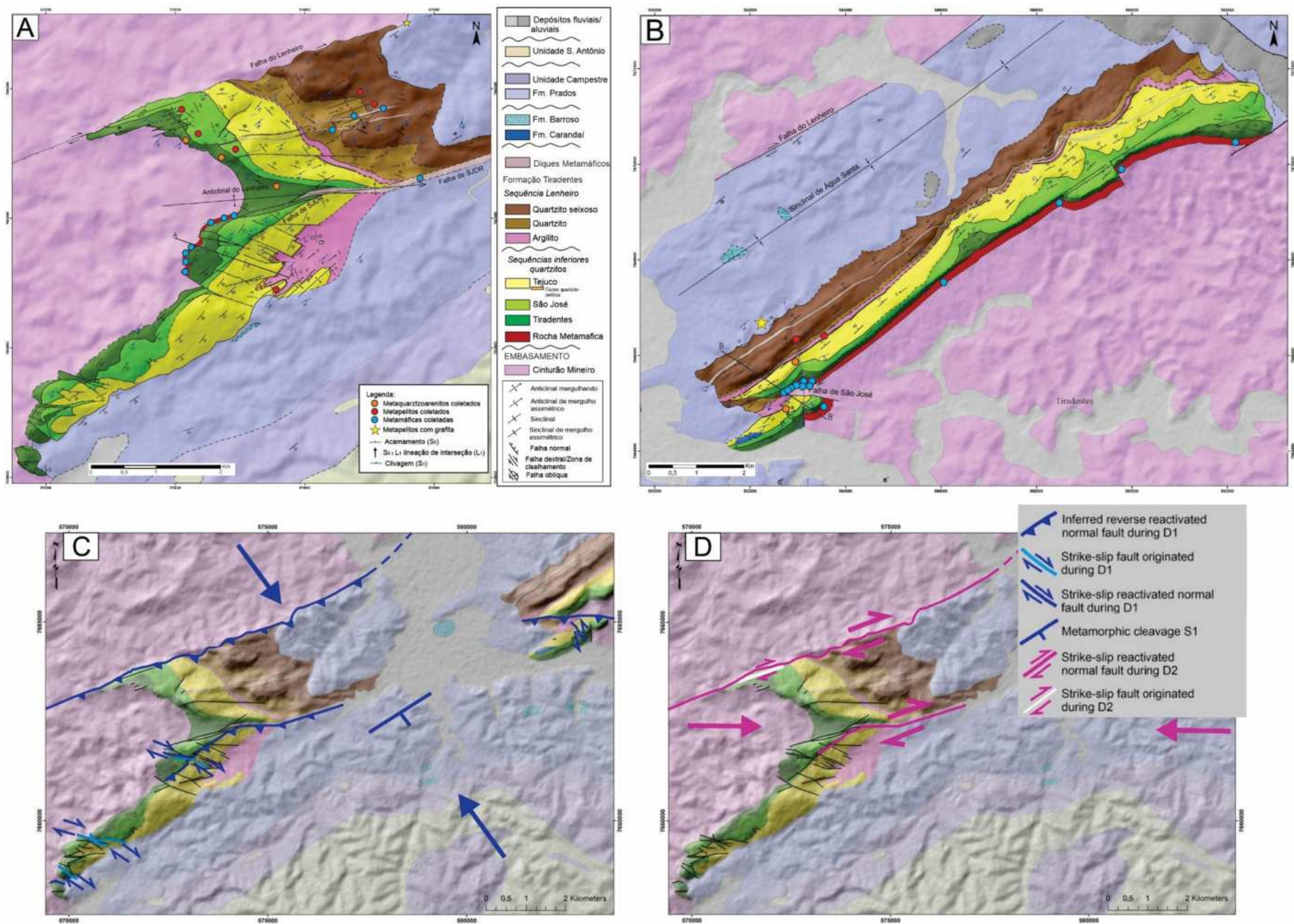


Figura 5 - Mapa geológico das (A) Serras do Lenheiro e (B) São José com os pontos de coleta das amostras utilizadas neste trabalho. (C) Fase D1 NW-SE com desenvolvimento de foliação principal mergulhando para SE e (D) fase D2 E-W com desenvolvimento de crenulações N-S. Fonte: Nepomuceno et al., 2021.

3. MATERIAIS E MÉTODOS

3.1 Seleção das amostras

As amostras de rochas metamórficas descritas no presente trabalho foram cedidas do acervo pessoal do professor André Ribeiro (Dep. de Geologia/UFRJ) ou coletadas pelo professor Gustavo Pires (Dep. de Geologia/UFRJ) durante os trabalhos de campo em 2019. A caracterização petrográfica foi baseada em 39 lâminas petrográficas representativas dos litotipos descritos no Grupo São João del Rei, sendo 5 são de metaquartzarenito, 8 de metapelitos e 26 de rochas metavulcânicas e metasubvulcânicas máficas. A litogeoquímica de rocha total foi conduzida em 10 amostras, sendo 4 de metapelitos e 6 de metamáficas com objetivo de fornecer subsídios para a elaboração das pseudoseções (Tabela 1). Para a espectrometria Raman foram selecionadas duas amostras de metapelitos (SJ03 e SJ04) da utilizadas tanto na petrografia quanto na litogeoquímica. Para garantir maior confiabilidade e qualidade dos dados, foram utilizadas as mesmas amostras de petrografia na litogeoquímica e na espectrometria Raman. O mapa de localização (Fig. 5) das amostras foi elaborado com base no mapa geológico de Nepomuceno *et al.* (2021), no qual foram plotadas as ocorrências de metaquartzarenitos, metapelitos e rochas metamáficas.

Tabela 1 - Relação de litotipos, protólitos e respectivas amostras analisadas.

Protólito	Litotipo	Amostra
Metaquartzarenito	Metaquartzarenito com cianita e turmalina	T878-43, 89747, 2ACi, 2BCi e SEIXO 9
Metapelitos	Biotita filito	T878-7
	Turmalina filito	888-56 e SEIXO 8
	Cloritóide filito carbonoso*	T8981, SJ02, SJ03, SJ04 e SJ05
Metamáficas	Biotita - clorita - sericita filito	875.20
	Zoisita - hornblenda - actinolita metabasito	T941A e T941B
	Clorita - muscovita (sericita) filito	T92-SA1, T92-SA2, SJ90.9, 88733, 55B, 87516A e T94BR
	Epidoto - clorita filito	T94529-4, T94529-6 e T94529-B
	Clorita - actinolita xisto	Conjunto T94-5-29
	Clorita - filito	T94-3X, 31-7-79-8, 88374, 2895.49 e 8725A
	Clorita - sericita - actinolita filito (com magnetita)*	SJ9E, SJ10, SJ14B e SJ32
	Clorita - biotita - epidoto - actinolita filito (com plagioclásio e apatita)*	SJ89215 e MB15

3.2 Petrografia ótica

A descrição petrográfica foi conduzida em microscópios de luz transmitida Zeiss Axioskop 40 com câmera Zeiss AxioCam MRc, onde procurou-se indentificar associações, assembléias metamórficas e minerais índices além de texturas que indicassem as condições de equilíbrio metamórfico presente na rocha, estruturas microtectônicas relacionadas ao contexto tectônico regional e suas relações cronológica com os minerais índices e, por fim, texturas e estruturas preservadas do protólito. Foram eliminadas todas as amostras que tivessem indícios texturais ou mineralógicos de desequilíbrio, ou reações mineralógicas não completadas. A etapa de petrografia foi conduzida nas dependências dos laboratórios CDGG/UFRJ e LAGESED/UFRJ, ambos do Departamento de Geologia da UFRJ.

Foi utilizada a denominação de Williams *et al.* (1954) para determinar a granulação dos cristais descritos e com intuito de obter uma estimativa modal da mineralogia das rochas, foram realizadas 5 visadas em cada lâmina. Além disso, a nomenclatura dos litotipos seguiu a convenção de listar primeiro o mineral de maior proporção, seguido pelo de menor, finalizando com a textura metamórfica correspondente a cada rocha. As abreviações da mineralogia presente nas fotografias das lâminas seguiram o padrão internacional proposto por Whitney e Evans (2010).

3.3 Litogeoquímica via Fluorescência de Raio-X

A litogeoquímica de rocha total foi baseada na quantificação dos elementos maiores e PPC (perda por calcinação – medição da proporção de voláteis) via Fluorescência de raio X (FRX). Para as análises, as amostras foram fundidas com tetraborato de lítio ($\text{Li}_2\text{B}_4\text{O}_7$) a 1.100°C na proporção de 1:10 em máquina de fusão EAGON 2 da PANalytical, utilizando iodeto de lítio (LiI) como desmoldante (0,1 g) e analisadas por WDXRF num equipamento da PANalytical, modelo Axios Max. Os ensaios de perda por calcinação (PPC) foram realizados no TGA-701 da LECO, utilizando 1,0 g de amostra. As análises foram realizadas no Centro de Tecnologia Mineral (CETEM-RJ).

3.4 Geotermobarometria via diagramas de equilíbrio de fases - pseudoseções

Para a estimativa das condições de pressão-temperatura (P-T) metamórficas, foram empregados métodos geotermobarométricos e a elaboração de diagramas de equilíbrio de fases para rochas metapelíticas e metamáficas. As modelagens foram realizadas no software GeoPS 2.10 (Xiang & Connolly, 2022), utilizando o dataset termodinâmico HP634.DS (Holland & Powell, 2011, com extensões Density Solutions), recomendado para rochas de baixo grau metamórfico e o modelo de fluido Pitzer94 (Pitzer & Jiang, 1996), adequado para sistemas com alta salinidade (e.g., bacias sedimentares) e condições de P-T baixas a moderadas (até ~600 °C).

Antes da inserção dos dados geoquímicos, foram definidos intervalos de pressão (2–14 kbar) e temperatura (350–700 °C), compatíveis com as condições metamórficas esperadas para a área de estudo, baseadas nos intervalos de P-T para fácies xisto verde. A modelagem considerou 10 componentes químicos no sistema MnNCKFMASHTO (MnO–Na₂O–CaO–K₂O–FeO–MgO–Al₂O₃–SiO₂–H₂O–TiO₂).

A escolha dos modelos de solução sólida baseou-se na identificação petrográfica (lâminas delgadas) e conferidas por difratometria de raios-X (DRX; não apresentado) das fases minerais presentes em cada amostra, seguindo referências termodinâmicas consolidadas:

- Biotita: Modelo Bio(TCC) (Tajčmanová *et al.*, 2009) para amostras SJ2 a SJ5 e Bio(HP) (Holland & Powell, 2011) para amostras SJ89 e MB15.
- Clorita: Modelo Chl(HP) (Holland & Powell, 1998) para todas as amostras.
- Cloritóide: Modelo Ctd(W) (White *et al.*, 2014) para amostras SJ2 a SJ5.
- Feldspato: Modelo ternário Fsp(C1) (Benisek *et al.*, 2010) para amostras SJ9E a MB15.
- Ilmenita: Modelo Ilm(WPH) (White *et al.*, 2001) para amostras SJ9E, SJ89 e MB15.
- Muscovita: Modelo Mica(CHA) (Coggon & Holland, 2002) para todas as amostras.
- Espinélio: Modelo Sp(HP) (Holland & Powell, 2011) para amostras SJ9E a MB15.

Com o objetivo de melhorar a visualização das pseudoseções, foram feitas simplificações nos campos de instabilidade, priorizando os minerais índice metamórficos

representativos de cada intervalo de pressão e temperatura indicado pelos diagramas.

3.5 Espectometria Raman - geotermometro da grafita

Foram selecionados dois locais, a N e E da área de estudo (Fig. 5), para coleta de filito carbonoso e separação de cristais de grafita. A separação dos cristais foi feita por flutuação destes em uma placa de petri a partir da amostra de rocha moída. Análises de espectrometria Raman foram realizadas em duas amostras de filito carbonoso utilizando espectrômetro Horiba Jobin-Yvon LabRam HR com laser He-Ne (632,8 nm em temperatura ambiente) no Laboratório Multiusuário de Caracterização Tecnológica (LMCT) vinculado ao Centro de Tecnologia Mineral - CETEM/RJ. Após a aquisição dos espectrogramas, aplicou-se equação de Beyssac *et al.* (2002) aprimorada por Linsdorf *et al.* (2013) em de cristais de grafita, com ajuste de curvas utilizando formas de pico lorentzianas conforme recomendado para amostras de baixo grau metamórfico pelos referidos autores. Foram analisados 63 cristais de grafita retirados de duas amostras representativas de filitos carbonosos na área de estudo (amostras SJ03 e SJ04).

4. RESULTADOS

4.1 Caracterização microscópica e microtectônica

4.1.1 Metaquartzoarenito

Metaquartzoarenito (Fig. 6) com textura granoblástica, composto por 55% de quartzo, 25% de cianita, 13% de muscovita, 6% de turmalina, além de apatita e minerais opacos compondo até 1% da rocha. Os cristais de quartzo são anédricos com hábito granular, granulação fina a média, contatos retilíneos, conferindo textura granoblastica à rocha. Além disso, extinção ondulante e lamelas de deformação são comuns nesses cristais. A cianita possui cristais anédricos a subédricos, com hábito tabular a lamelar, granulação fina a grossa e contatos serrilhados a engrenados. Os cristais de cianita e muscovita são sin-tectônicos em relação ao S1 (Tabela 2), localmente dobrados em crenulações suaves a abertas e com o desenvolvimento de foliação S2 incipiente gerado pelos cristais de muscovita. A muscovita ocorre como cristais anédricos a subédricos com granulação fina, hábito lamelar e contatos retilíneos. A apatita ocorre como mineral traço, em cristais subédricos, de granulação muito fina, com hábito granular e formato arredondados, sugerindo ter origem detrítica. A turmalina ocorre como cristais subédricos a euédricos, com granulação muito fina, hábito prismático a acicular, muitas vezes com formas radiais e contatos retilíneos. A turmalina está dispersa pela rocha sem seguir a foliação, sugerindo ser pós-tectônica. Esta ocorre associada a minerais opacos que são anédricos, com granulação muito fina e hábito granular. Além disso, os minerais opacos são pós-tectônicos e estão rodeando os cristais de cianita.

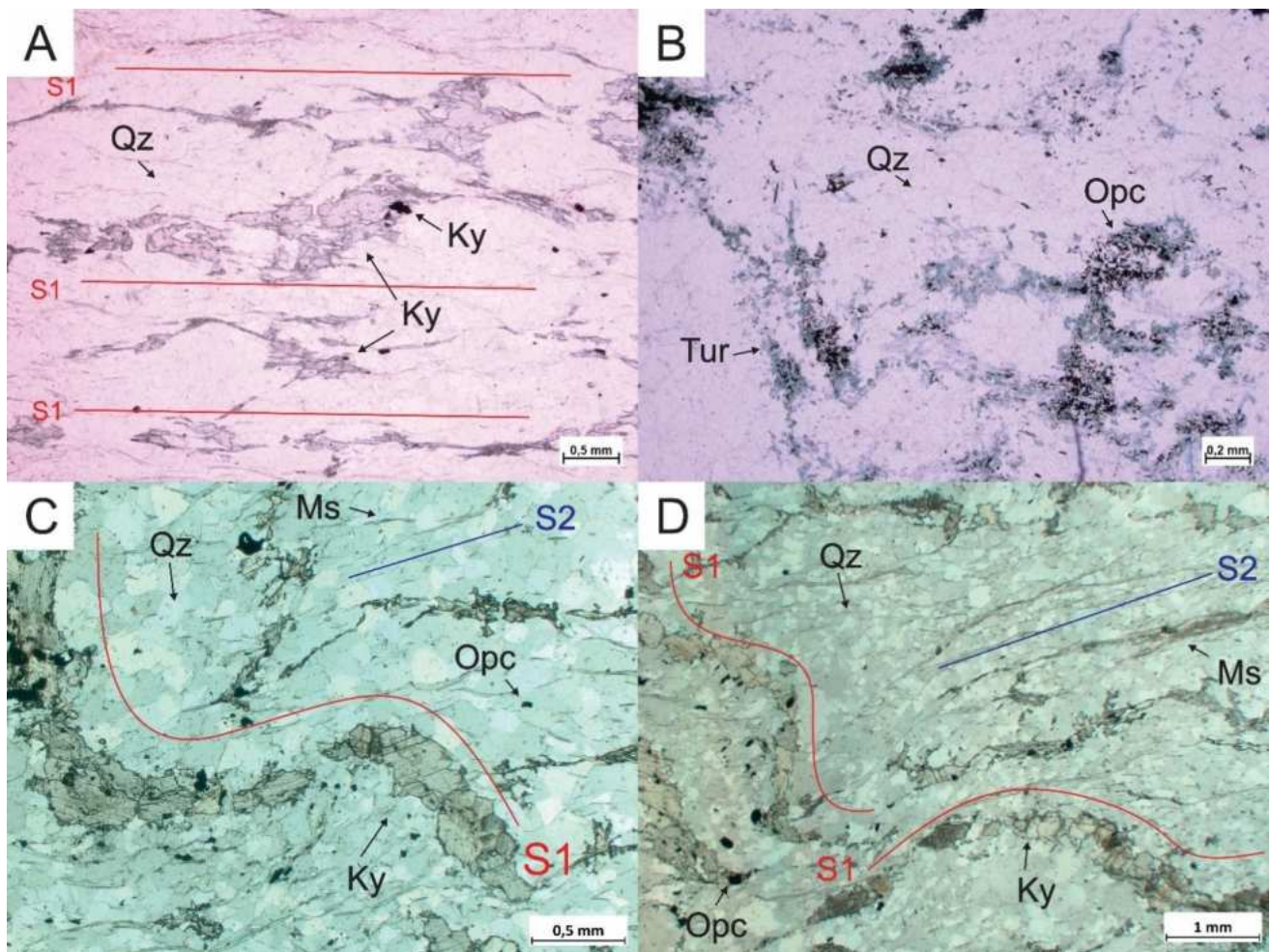


Figura 6 - Fotopetrografia das amostras de metaquartzarenito com (A) cianita sin-S1, (B) turmalina pós-tectônica e (C e D) cianita crenulada por fase D2 com muscovita sin-S1.

4.1.2 Metapelitos

Biotita-filito (Fig. 7A e B) com textura lepidoblástica, composto por 75% de biotita, 24% de quartzo, além de sericita, rutilo, turmalina, clorita e minerais opacos compondo até 1% da rocha. A biotita apresenta cristais subédricos a euédricos de granulação fina, com hábito tabular e contatos retilíneos. Os cristais de biotita compõem a foliação S1 (Tabela 2) que, por sua vez, é transposta localmente por uma crenulação geradas por D2. Os cristais de quartzo são subédricos com granulação variando de muito fina a fina, hábito granular e formando contatos sinuosos. Os cristais de quartzo estão dispersos na matriz entre os cristais de biotita. Logo, seguem a foliação S1 e, além disso, compõem veios que estão paralelos à foliação S1. Os veios possuem espessura de aproximadamente 0,75 mm, e os cristais presentes neles têm as mesmas características

dos quartzos que compõem a matriz. Ademais, alguns cristais de quartzo possuem inclusões de micro cristais que podem ser clorita e turmalina. A sericita possui granulação muito fina, hábito lamelar e contatos retilíneos, ocorre dispersa pela rocha, sem seguir uma foliação pré-existente, sendo posterior a deformação sugerindo uma trajetória retrógrada e, além disso, os cristais ocorrem sempre em contato com a biotita. Os minerais opacos possuem cristais anédricos com granulação muito fina, hábito granular e contatos lobulados. Os minerais opacos encontram-se em contato e inclusos nos aglomerados de quartzo dobrados presente na rocha.

Turmalina-filito (Fig. 7D) com textura nematoblástica, composto por 65% de turmalina, 25% de quartzo, 7% de minerais opacos e 3% de sericita. A turmalina apresenta cristais subédricos a euédricos de granulação muito fina, com contatos retilíneos e hábito variando de acicular a prismático. Os cristais de turmalina estão distribuídos por toda a rocha, seguindo a foliação S1 (Tabela 2), que por vezes encontra-se paralela ao acamamento sedimentar S0. Os cristais de quartzo são subédricos com granulação predominantemente muito fina. Contudo, os cristais presentes no acamamento sedimentar possuem granulação variando de muito fina a média, e sua identificação foi possível devido à diferença de granulação entre os grãos que compõem o S0 e os cristais que compõem a matriz. Seus contatos são arredondados, provavelmente causados pelo transporte de sedimentos, e seu hábito é granular. Os cristais de quartzo estão dispersos pela rocha; os cristais mais finos estão em contato com as turmalinas e seguem a foliação, enquanto os cristais mais grossos estão aglomerados, formando um nível mais arenoso (areia grossa variando de 0,75 a 1,5 mm) com contatos lobados e extinção ondulante. Os minerais opacos são anédricos a subédricos, com granulação muito fina e contatos retilíneos a sinuosos. Seu hábito é granular, e os cristais estão dispersos, formando a matriz da rocha e seguindo a foliação. A sericita possui as mesmas características dos minerais opacos, contudo seu hábito é lamelar.

Cloritóide-filito carbonoso (Fig. 7C) com textura porfiroblástica, composto por 45% de quartzo, 35% de cloritóide, 10% de sericita, 5% de minerais opacos e 5% de grafita. O quartzo apresenta cristais subédricos de granulação fina, contatos retilíneos e hábito granular. Seus cristais estão presentes por toda a rocha, seguindo a foliação principal. Os cristais de quartzo ocorrem inclusos nos porfiroblastos de cloritóide e são defletidos pela foliação, sendo assim considerados sin-tectônicos. O cloritóide possui cristais anédricos a subédricos, granulação variando de fina a média, contatos retilíneos e

hábito tabular, mas em algumas porções da rocha encontra-se não tão bem desenvolvido, apresentando textura poiquilítica. Os cristais de cloritóide ocorrem como porfiroblastos e estão distribuídos pela rocha, compondo a foliação S1 (Tabela 2), incluindo cristais de quartzo e minerais opacos e defletindo a matriz, sendo então considerado sin-tectônico a S1. Os cristais de sericita possuem granulação muito fina, estão distribuídos por toda a rocha, compondo a foliação. Além disso, encontram-se localmente concentrados, formando pequenos agregados que também seguem a foliação principal. Os minerais opacos ocorrem como cristais anédricos, com granulação variando de muito fina a fina, contatos por vezes retilíneos ou irregulares e hábito variando de granular a finas lamelas; em algumas porções da rocha, eles aparecem com hábito cúbico e granulação média. Os cristais de minerais opacos apresentam-se seguindo a foliação e inclusos nos porfiroblastos de cloritóide, sendo assim classificados como pré-tectônicos. Por fim, a os cristais de grafita encontra-se anédricos, com granulação muito fina, hábito lamelar e com contatos lobulados. A grafita encontra-se dispersa pela rocha compondo a matriz.

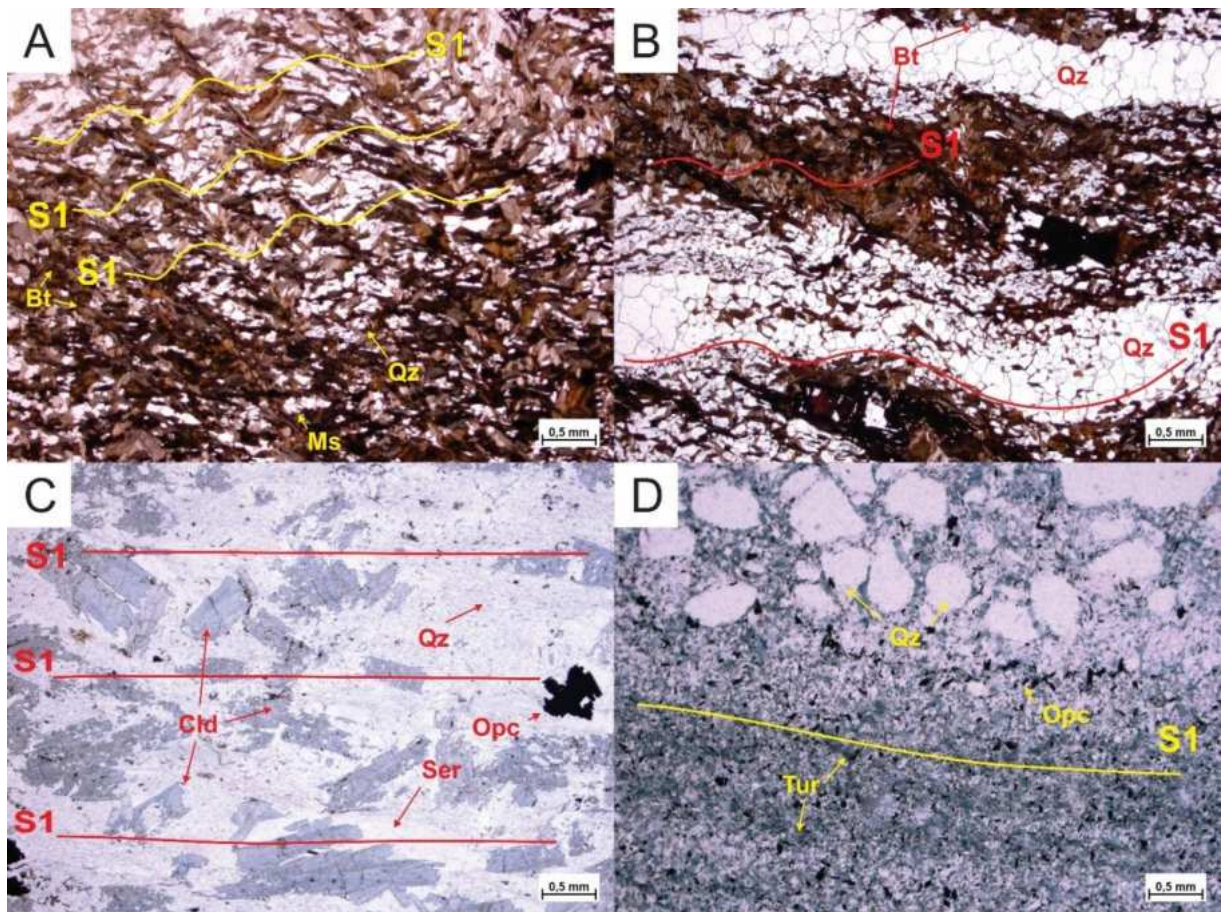


Figura 7 - Fotopetrografia das amostras de metapelitos com (A e B) Biotita-filito com biotita sin-S1 crenulada pela fase D2, (C) Cloritóide-filito com cloritóide sin-S1 e (D) Turmalina-filito.

4.1.3 Rochas metamáficas

Biotita-clorita-sericita-filito (Fig. 8A) com textura lepidoblástica, composto por 30% de sericita, 28% de biotita, 20% de quartzo, 10% de clorita, 7% de rutilo, 5% de minerais opacos (provavelmente ilmenita), além de epidoto, clinozoisita, zoisita e plagioclásio, que compõem até 3% da rocha. A rocha apresenta clivagem ardosiana S1 (Tabela 2) marcada pela orientação preferencial de sericita, biotita e clorita. A sericita como a clorita, possuem granulação muito fina, ocorrem dispersas pela rocha, compondo a matriz. A biotita apresenta cristais subédricos de granulação muito fina a fina, cresce a partir da clorita, marcando condições de metamorfismo na zona da biotita, sin- e pós-tectônica em relação à S1. Localmente, é possível observar que os cristais são defletidos pelas coronas de minerais opacos com titanita e por cristais maiores de quartzo. O quartzo ocorre disseminado ou como agregados de cristais subédricos, com granulação muito fina a fina, hábito granular e contatos retilíneos. O rutilo ocorre como cristais anédricos, com granulação muito fina, hábito granular e contatos arredondados. Os cristais de rutilo ocorrem como textura corona ao entorno de minerais opacos e ocorrem dispersos pela rocha, defletindo fracamente a foliação. Além disso, os cristais de rutilo ocorrem formando aglomerados centimétricos que também ocorrem pela rocha defletindo fracamente a foliação. Os minerais opacos possuem cristais anédricos, de granulação muito fina a fina, ocorrem como parte interna de texturas coronas, defletindo a foliação. Epidoto, clinozoisita e zoisita têm cristais subédricos, com granulação muito fina a fina, hábito granular, podendo ser tabular, ocorrendo dispersos pela rocha ou em agregados de cristais. Plagioclásio ocorre como cristais reliquias que são anédricos, com granulação muito fina a fina, hábito granular e contatos serrilhados, dispersos pela rocha e defletindo a foliação.

Zoisita-hornblenda-actinolita metabasito (Fig. 8B) com textura granoblástica, composto por 45% de zoisita, 20% de hornblenda, 13% de actinolita, 8% de clorita, 5% de epidoto, 4% de biotita, 2% de plagioclásio, 2% de quartzo e 1% de titanita. A zoisita constitui a matriz da rocha, com cristais de granulação muito fina e hábito granular, que estão dispersos, formando aglomerados que possivelmente foram pseudomorfizados por saussuretização do plagioclásio. A hornblenda tem cristais finos a médios, tabulares a granulares, que se encontram dispersos pela matriz em contato mútuo com os cristais

presentes na rocha, principalmente com os aglomerados de zoisita. A actinolita tem cristais finos e fibrosos, que se encontram dispersos e sempre com cloritas em contato e, localmente, biotitas bordejando os seus cristais. Além disso, cristais de actinolita por vezes estão em contato com a hornblenda e epidoto. A clorita é muito fina e lamelar, com cristais em contato com os aglomerados de zoisita e hornblenda, e estão com inclusões de titanita que, por si só, são anédricas, muito finas e granulares, com contatos sinuosos. Os cristais de epidoto são muito finos a finos, com hábito granular, e estão distribuídos pela rocha entre os aglomerados de zoisita e, majoritariamente, sempre em contato com os cristais de hornblenda. A biotita possui cristais finos e lamelares, que estão sempre em contato com as cloritas e substituindo-as, indicando que elas são fruto da alteração das cloritas e que possivelmente são mais bem desenvolvidas devido à diferença de granulação. Os cristais anédricos de plagioclásio são finos e tabulares, são remanescentes do seu protólito, estão alterados para minerais do grupo do epidoto e em contato com hornblenda. Os cristais de quartzo estão dispersos pela rocha, com granulação fina e hábito granular, e são encontrados majoritariamente entre as cloritas, anfibólios e os aglomerados de epidoto.

Clorita-muscovita(sericita)-filito (Fig. 8C) com textura lepidoblástica, composto por 30% clorita, 25% de muscovita(sericita), 4% de biotita, 21% de quartzo, 5% de epidoto, 6% de opacos, 1% de turmalina, 1% de carbonato, além de feldspato, apatita, rutilo e zircão compondo até 8% da rocha. A rocha apresenta granulação fina e clivagem contínua S1 marcada pela orientação de clorita, muscovita(sericita) e biotita, indicando o desenvolvimento da assembleia metamórfica sin-tectônica a S1(Tabela 2). A clorita pode ocorrer também, em menores quantidades, sobrecrecendo os planos de foliação na forma de agregados de cristais. Quartzo ocorre em agregados de cristais subédricos, com contatos poligonais, dispostos entre os planos de foliação juntamente com clorita. O epidoto apresenta cristais anédricos a subédricos, granulação muito fina, hábito granular e contatos arredondados. Os cristais maiores de epidoto estão dispersos pela rocha e seguem a foliação, enquanto os cristais menores formam aglomerados alongados dispersos pela rocha, mas sem orientação preferencial. Rutilo ocorre como agregados de microcristais anédricos pseudomorfizando minerais prismáticos de seções romboédricas, provavelmente Ti-magnetita, os quais defletem a foliação da rocha, o que sugere serem pré-tectônicos. A apatita ocorre como cristais anédricos a subédricos, com granulação fina, hábito granular, defletindo a foliação. Feldspato ocorre em cristais reliquias,

anédricos, de granulação muito fina a fina, tabulares e orientados segundo a foliação da rocha. Zircão ocorre como mineral traço, euédrico, prismático e apresentando halo pleocróico. A turmalina possui cristais variando de anédricos a subédricos, granulação muito fina a fina, hábito prismático. Ocorrem em aglomerados ou frequentemente formando estruturas radiais, sobrecrecendo a foliação, o que sugere serem pós-tectônicos. Os cristais de turmalina ocorrem majoritariamente como preenchimento de fraturas, ou disseminados na matriz da rocha. Carbonato ocorre em agregados de cristais anédricos a subédricos, de granulação muito fina a fina, disseminados pela rocha, sem orientação preferencial. Minerais opacos de granulação fina a média ocorrem disseminados na rocha ou seguindo a foliação, com formas anédricas, alongadas e com contatos difusos, sugerindo processos de substituição.

Epidoto-clorita-filito (Fig. 8D) com textura granoblástica presente como enclave em veio de quartzo com clorita. Além disso, a rocha é composta por 35% de epidoto zoisita e clinozoisita, 25% de clorita, 18% de plagioclásio, 10% de quartzo, 10% de actinolita e titanita e minerais opacos compondo até 2% da rocha. Os minerais do grupo do epidoto possuem cristais anédricos a subédricos, de granulação fina a média, hábito granular a tabular, contatos retilíneos e, além disso, encontram-se concentrados nos enclaves, principalmente nas bordas, formando grandes agregados e também saussuretizando os plagioclásios remanescentes. Ademais, alguns cristais de epidoto encontram-se com granulação média, formando veios que cortam a rocha, e alguns cristais de granulação mais fina encontram-se formando no veio de quartzo. Os cristais de clorita estão presentes tanto na rocha quanto nos xenólitos, são subédricos, possuem granulação muito fina, hábito tabular e contatos retilíneos. Os cristais de clorita estão dispersos pela rocha, não possuem orientação e formam pequenos agregados que geram hábito de “livro”. Além disso, estão presentes nos enclaves, contudo, estão mais anédricos e com contatos lobulados, sem apresentar o padrão em livro. Os cristais de plagioclásio são anédricos, com granulação fina, tabulares e com contatos lobulados. Os cristais de plagioclásio são remanescentes, encontram-se presentes apenas nos xenólitos e estão sendo saussuretizados pelos cristais de epidoto. Os cristais de quartzo que compõem o veio são grossos, apresentam extinção ondulante e, em alguns pontos, apresentam fraturas com percolação de ferro. Além disso, alguns xenólitos possuem injeções de sílica provenientes do veio, o que compõe até 10% da rocha. As actinolitas são anédricas, finas, granulares e estão dispersas pela rocha, ocorrendo em contato com os cristais de feldspato

e epidoto, que estão sobrecrecendo os cristais de actinolita. Os minerais opacos e a titanita possuem cristais anédricos, com granulação fina, hábito granular e contatos lobulados. Entretanto, os minerais opacos estão presentes apenas no veio de quartzo, enquanto a titanita se encontra dispersa pela rocha e em contato com as actinolitas.

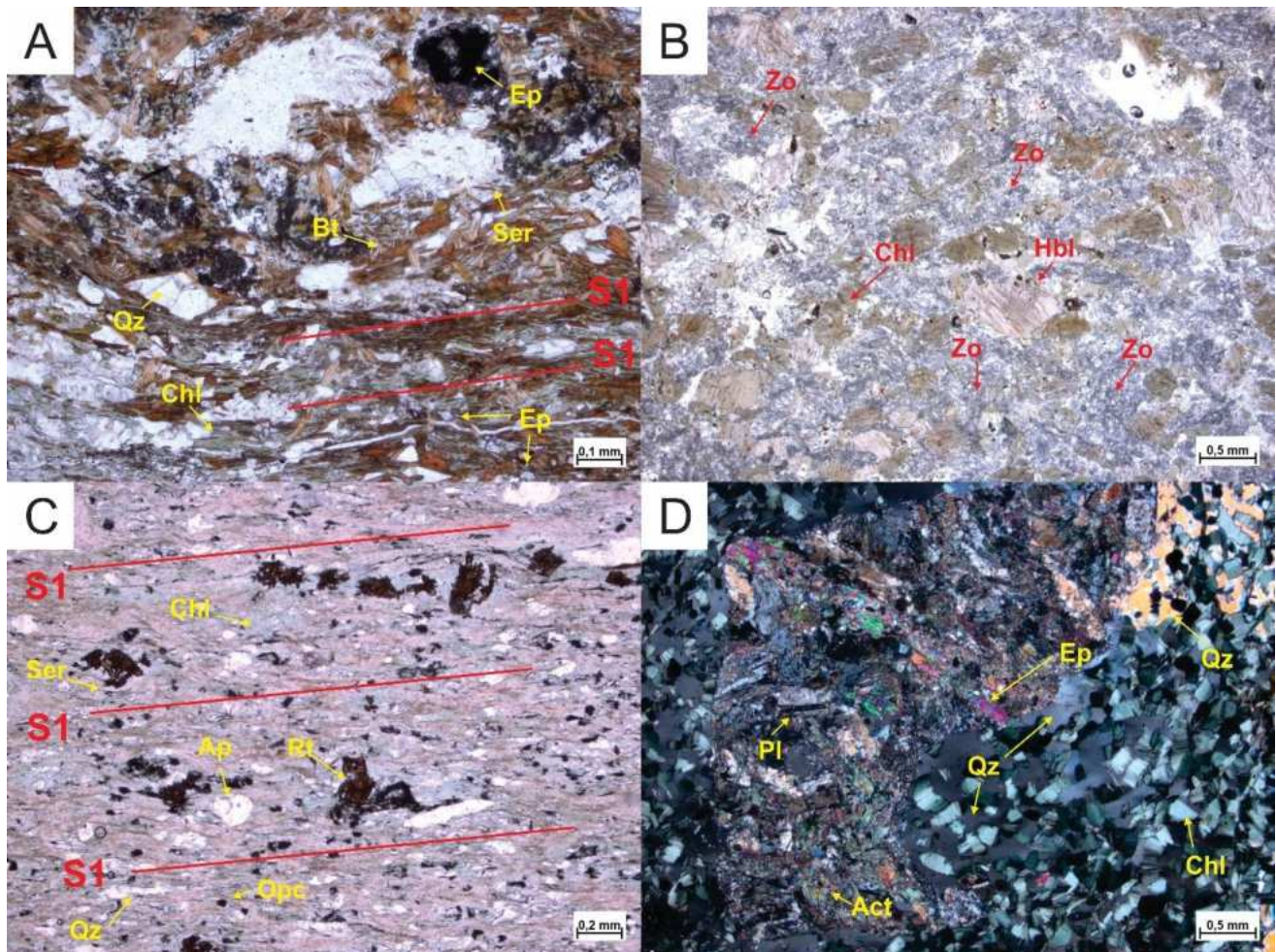


Figura 8 - Fotopetrografia das amostras de metamáficas. (A) Biotita-clorita-sericita-filito, (B) Clinozoisita-hornblenda-actinolita metabasito, (C) Clorita-muscovita(sericita)-filito e (D) Epidoto-clorita-filito.

Clorita-actinolita-xisto (Fig. 9A) com textura lepidoblástica, composto por 25% de clorita, 30% de actinolita, 20% de plagioclásio, 5% de biotita, 10% de epidoto, 5% de quartzo, 2% de sericita, 1% de titanita e 2% de minerais opacos. A rocha apresenta xistosidade S1 bem definida marcada pela orientação preferencial de clorita, biotita, actinolita, plaioclásio e sericita. A clorita é anédrica, com cristais finos a médios, lamelares e com contatos sinuosos a retilíneos. Os cristais de clorita estão dispersos pela rocha e comumente em contato com minerais do grupo do epidoto. Além disso, a clorita

encontra-se com cristais de titanita sobrecrecendo seus cristais. Os cristais de actinolita são anédricos, com granulação muito fina a média, granulares e possuem contatos esgarçados. As actinolitas são anédricas, finas, granulares e estão dispersas pela rocha, ocorrendo em contato com os cristais de feldspato e epidoto, que estão sobrecrecendo os cristais de actinolita. Os minerais opacos e a titanita possuem cristais anédricos, com granulação fina, hábito granular e contatos lobulados. Entretanto, os minerais opacos estão presentes apenas no veio de quartzo, enquanto a titanita se encontra dispersa pela rocha e em contato com as actinolitas. A actinolita encontra-se em contato mútuo com praticamente todos os minerais, exceto os plagioclásios, e, além disso, está dispersa pela rocha e com inclusões de titanita. Ademais, em algumas porções da rocha, os cristais de actinolita encontram-se com granulação mais fina e dispersos, compondo a matriz junto com a titanita e o quartzo. Os cristais de plagioclásio são remanescentes do seu protólito e estão alterados para sericita e, além disso, encontram-se com cristais de epidoto sobrecrecendo e saussuretizando-os. Por vezes, os cristais de feldspato encontram-se bordejados por cristais de clorita e possuem granulação grossa e contatos retilíneos arredondados. As biotitas possuem cristais anédricos, finos e lamelares, que ocorrem associadas às cloritas, alterando-as em pequenas quantidades. Os cristais de epidoto estão majoritariamente encontrados alterando os cristais de feldspato. Contudo, eles encontram-se dispersos na rocha, formando pequenos agregados que estão em contato com as cloritas e as actinolitas, sobrecrecendo-os. Além disso, os cristais de epidoto formam veios cuja espessura varia de 0,1 mm a ~2,5 mm. O veio de maior espessura é composto por cristais de granulação mais grossa, clorita, quartzo e minerais opacos. O quartzo está distribuído pela rocha com granulação muito fina, mas podendo chegar a uma granulação fina, compondo a matriz da rocha. Os cristais de titanita possuem cristais finos e granulares, que se encontram em contato ou sobrecrecendo a clorita ou a actinolita. Os minerais opacos encontram-se majoritariamente no veio de granulação mais grossa; contudo, alguns cristais estão localmente presentes na matriz da rocha e, além disso, os cristais de minerais opacos estão sempre englobando os epidotos.

Clorita-biotita-filito (Fig. 9B) com textura lepidoblástica, composto por 45% de clorita, 25% de quartzo, 16% de biotita, 6% de sericita, 5% de minerais opacos e 2% de carbonato, além de plagioclásio, apatita e zircão, que compõem até 1% da rocha. Clorita, biotita e sericita possuem cristais de granulação muito fina a fina, lamelares, e ocorrem dispersos pela rocha, seguindo a foliação S1 (Tabela 2). A biotita ocorre como lamelas

crescidas a partir da transformação da clorita, marcando a zona da biotita do metamorfismo progressivo. O quartzo possui granulação muito fina a média, com hábito granular e contatos lobados a serrilhados. Ocorre como agregados policristalinos entre os cristais de clorita e também orientados segundo a foliação da rocha, localmente com extinção ondulante. Os agregados de quartzo, juntamente com os cristais de sericita, encontram-se dispersos compondo a matriz da rocha. Cristais de minerais opacos encontram-se dispersos pela rocha e em contato ou sobrecrecendo o quartzo, a clorita e a sericita. Além disso, esses cristais formam pequenos agregados, são anédricos, possuem granulação fina e estão dispersos pela rocha. Os cristais de carbonato são anédricos, com granulação fina, estão dispersos pela rocha, não aparentam seguir a foliação e estão sobrecrecendo outros minerais, inclusive substituindo minerais opacos em texturas do tipo corona. O plagioclásio encontra-se anédrico, com granulação fina, hábito tabular e contatos lobados. Esses cristais estão dispersos pela rocha e seguem a foliação. Por fim, os cristais de zircão são anédricos, com granulação muito fina, hábito granular e contatos arredondados. Os cristais de zircão estão dispersos pela rocha, inclusos nos cristais de clorita, e apresentam halo pleocróico.

Clorita-sericita-actinolita-magnetita-filito (Fig. 9C) tem textura lepidoblástica, composto por sericita (40%), clorita (30%), quartzo (15%), magnetita (10%), turmalina (7%) e actinolita (3%). Com exceção da turmalina e da magnetita, todos os minerais presentes na rocha são sintectônicos à foliação principal S1 (Tabela 2). E, além disso, a mesma encontra-se crenulada por uma fase D2, mas com ausência de foliação de plano axial. Dessa forma, os cristais de sericita, clorita e quartzo encontram-se com granulação muito fina, anédricos, contatos retilíneos e hábitos variando de tabular a lamelar. Já a actinolita encontra-se subédrica a anédrica, com granulação fina, hábito tabular a granular e contatos retilíneos a serrilhados. Importante destacar que a actinolita encontra-se distribuída pela rocha, seguindo a foliação, mas, por vezes, em contato com os cristais de magnetita. Os cristais de magnetita são pré-tectônicos, logo magmáticos, defletindo a foliação e distribuídos pela rocha. Seus cristais possuem granulação fina, hábito típico da magnetita e contatos retilíneos. Por fim, os cristais de turmalina são subédricos e, às vezes, euédricos, com granulação fina, hábito prismático e contatos retilíneos. Os cristais de turmalina encontram-se agregados entre si, formando aglomerados radiais, sem compor ou defletir a foliação, logo, pós-tectônicos.

Clorita - biotita - epidoto - actinolita filito (com plagioclásio e apatita) (Fig. 9D)

possui textura lepidoblástica, composto por clorita (22,5%), biotita (18%), quartzo (17%), sericita (14%), plagioclásio (12,5%), minerais do grupo do epidoto (6%), rutilo (3,5%), apatita (2,5%), minerais opacos (2,5%) e, ocasionalmente, ocorrem alguns cristais de actinolita compondo até 1,5% da rocha. A rocha apresenta clivagem incipiente S1 (Tabela 2) marcada pela orientação dos filossilicatos, agregados de quartzo e cristais prismáticos de apatita presentes na rocha. A biotita ocorre compondo a matriz da rocha e seguindo a foliação, possuindo cristais subédricos, com granulação muito fina, hábito lamelar e contatos retilíneos. Em algumas porções da rocha, a biotita ocorre substituindo a clorita que se encontra também na matriz e, em certos casos, possui cor de interferência roxa, além de possuir as mesmas características da biotita. Os cristais de quartzo são subédricos, de granulação muito fina, hábito granular e contatos retilíneos. O quartzo ocorre em agregados compondo a matriz da rocha ou nas bordas dos plagioclásios, que, por sua vez, possuem minerais do grupo do epidoto (como o próprio epidoto, zoisita e clinozoisita) entre os cristais de quartzo. Além disso, os cristais de quartzo encontram-se disseminados pela rocha. A sericita possui as mesmas características da clorita e da biotita, contudo apresenta granulação muito fina e, eventualmente, ocorre substituindo o plagioclásio, mantendo apenas a forma dele. Os cristais de plagioclásio ocorrem disseminados pela rocha como fenocristais, são subédricos a anédricos, de granulação fina, hábito tabular e contatos majoritariamente retilíneos. Estes cristais são remanescentes do protólito e comumente ocorrem com inclusões de microcristais de epidoto, zoisita e clinozoisita. Os epidotos são subédricos a anédricos, com granulação muito fina, hábito granular e contatos variando de retilíneos a sinuosos. Estão presentes na matriz e também bordejando alguns minerais opacos. Os cristais de rutilo ocorrem como agregados de microcristais que, em algumas ocasiões, atuam defletindo a foliação e são bordejados por minerais opacos. São cristais anédricos, com granulação muito fina, hábito ocasionalmente prismático e contatos retilíneos. Os cristais de apatita ocorrem em certos casos como fenocristais, onde defletem e compõem a foliação principal S1. Além disso, são subédricos, com granulação fina, hábito variando de granular a prismático e contatos retilíneos. Os minerais opacos ocorrem na matriz, entre os cristais de biotita e clorita, e, em algumas porções, bordejam os cristais de rutilo (prováveis titanomagnetitas), enquanto em outras são bordejados por microcristais/agregados de epidoto. São cristais anédricos, com granulação muito fina a fina e contatos serrilhados. A actinolita ocorre dispersa pela rocha, compondo a matriz e a foliação, e possui cristais anédricos a subédricos, de granulação fina, hábito prismático a granular e contatos serrilhados.

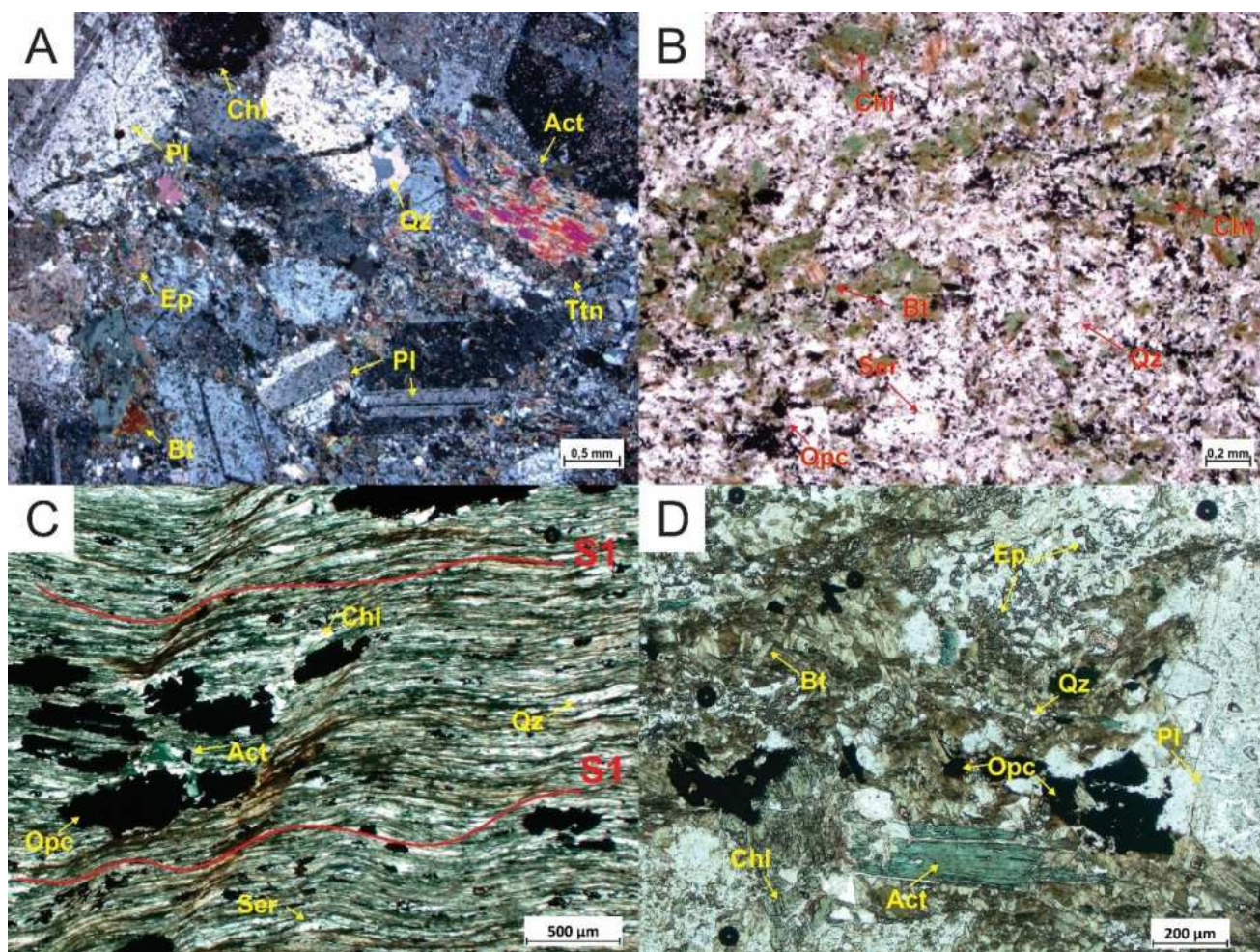


Figura 9 - Fotopetrografia das amostras de metamáficas. (A) Clorita-actinolita-xisto, (B) Clorita-biotita-filito, (C) Clorita-sericita-actinolita-magnetita-filito e (D) Clorita - biotita - epidoto - actinolita filito (com plagioclásio e apatita).

Tabela 2 - Quadro paragenético relacionando o surgimento de minerais índices com as fases deformacionais identificadas na petrografia.

Litotipos	D1		D2	
	Mineralogia	Estrutura	Mineralogia	Estrutura
Metaquarztoarenito com cianita e turmalina	Cianita e muscovita	S1	Muscovita	S2
Biotita filito	Biotita	S1	Biotita	Crenulação
Turmalina filito	Turmalina	S1//S0	-	-
Cloritóide filito carbonoso	Cloritóide	S1	-	-
Biotita - clorita - sericita filito	Sericita, biotita e clorita	S1	-	-
Zoisita - hornblenda - actinolita metabasito	Sem foliação			
Clorita - muscovita (sericita) filito	Clorita, muscovita e biotita	S1	Carbonato	-
Epidoto - clorita filito	Sem foliação			
Clorita - actinolita xisto	clorita, biotita e actinolita	S1	-	-

Clorita - filito	Clorita, biotita e sericita	S1	-	-
Clorita - sericita - actinolita filito (com magnetita)	Clorita e actinolita	S1	Clorita e actinolita	Crenulação
Clorita - biotita - epidoto - actinolita filito (com plagioclásio e apatita)	Clorita, biotita, actinolita e apatita	S1	-	-

4.2 Litogeoquímica

As amostras de metapelitos selecionadas para a litogeoquímica apresentaram teores próximos de K₂O, MgO e TiO e valores diferentes de Al₂O₃, SiO₂ e PCC entre si. A amostra SJ02, diferente das demais, apresenta teores de CaO e Na₂O acima do limite de detecção e todas as amostras apresentaram teores de MnO abaixo do limite de detecção. Por fim, a amostra SJ04 foi a única que apresentou teor elevado de Fe₂O₃ comparados com as demais amostras que apresentaram teores entre 5,1 e 5,7 % como indicado na tabela 3.

As amostras de metamáficas selecionadas apresentaram teores de CaO e MnO baixos e próximos ou abaixo do limite de detecção. Algumas amostras mostram teores de K₂O, MgO, TiO₂ e PCC significativamente mais altos que outras e teores de Al₂O₃ e Fe₂O₃ bem diferentes. E por fim, os teores de Na₂O nas rochas metamáficas apresentam variação expressiva. Em contraste, as metapelíticas exibem valores abaixo do limite de detecção, com exceção da amostra SJ02, que apresenta um teor baixo, porém mensurável (Tabela 3).

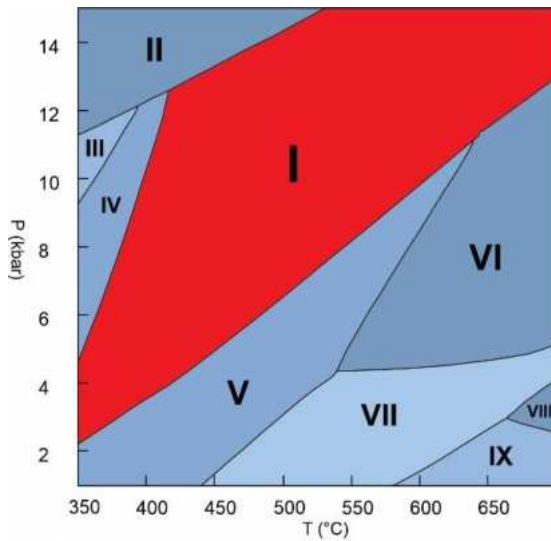
Tabela 3 - Composição química total (wt.%) por FRX dos metapelitos e metamáficas.

Protólito	Amostras	Al ₂ O ₃	CaO	Fe ₂ O ₃	K ₂ O	MgO	MnO	Na ₂ O	SiO ₂	TiO ₂	PPC
Metapelitos	SJ02	10,9	0,15	5,7	4,9	1,9	nd	0,22	72	0,48	3,2
	SJ03	19,8	nd	5,5	4,5	1	nd	nd	61,4	1,2	5,4
	SJ04	17,1	nd	16,8	2,3	0,27	< 0,1	nd	53	1,4	8,2
	SJ05	24,2	nd	5,1	5	1	nd	nd	53,9	1,3	8,7
Metamáficas	SJ09E	17,4	nd	14,2	2,6	0,26	nd	1,9	57,2	2,1	3
	SJ10	11,9	nd	5,8	2,4	1	nd	0,79	57,2	2,1	3
	SJ14B	22,2	1,7	12,6	5,8	0,98	nd	1,1	46,4	3,2	3,7
	SJ32	12	nd	6,8	2,7	2	0,11	0,31	71,7	0,82	3,1
	SJ89	17	2,1	3,4	8	9,5	0,03	0,08	48,5	4,1	5,7
	MB15	14,3	3,1	17	4,6	5,5	0,21	2,1	49	1,9	1,4

4.3 Geotermobarômetros baseados na estabilidade da associação metamórfica – Pseudoseções

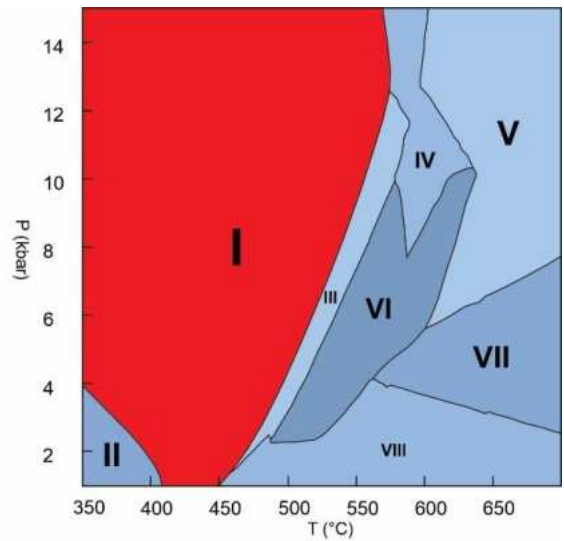
Com finalidade de estimar as condições de P-T do pico metamórfico das rochas da área de estudo, foram geradas pseudoseções individuais por amostra analisada, correlacionando a composição química via FRX e a assembleia metamórfica reconhecida em petrografia. Em seguida, considerando que todas as amostras analisadas provêm da mesma área, é razoável supor que tenham experimentado condições semelhantes de pressão e temperatura durante o metamorfismo regional. Dessa forma, as pseudoseções podem ser integradas, permitindo a construção de um único intervalo P-T representativo, com base na interseção dos campos de estabilidade das dez pseudoseções.

As pseudoseções das quatro amostras de metapelitos (Fig. 10) indicam intervalos de P-T amplos com assembléia estável composta por Biotita, Clorita, Cloritoide, Cianita, Moscovita, Quartzo, Rutilo, Ilmenita, Albita e Esfena. A ausência ou baixa representação de certos minerais como albita, cianita, esfena e antofilita pode estar relacionada a múltiplos fatores. Um deles é a granulação muito fina das rochas analisadas, o que dificulta a identificação petrográfica. Além disso, a própria natureza das rochas, com texturas muito finas ou metamorfismo de baixo grau, pode inibir a preservação desses minerais (Bucher & Grapes, 2011), tornando sua detecção ainda mais desafiadora. Vale ressaltar que esses minerais apresentam amplos campos de estabilidade devido à sua natureza filossilicática, o que permite sua ocorrência em uma extensa faixa de pressões e temperaturas (Bucher & Grapes, 2011). A integração das quatro pseudoseções, realizada por campos em comum entre elas, indica um intervalo de pressão de 5 - 10,5 kbar e temperatura de 415 – 510°C (Fig. 11).



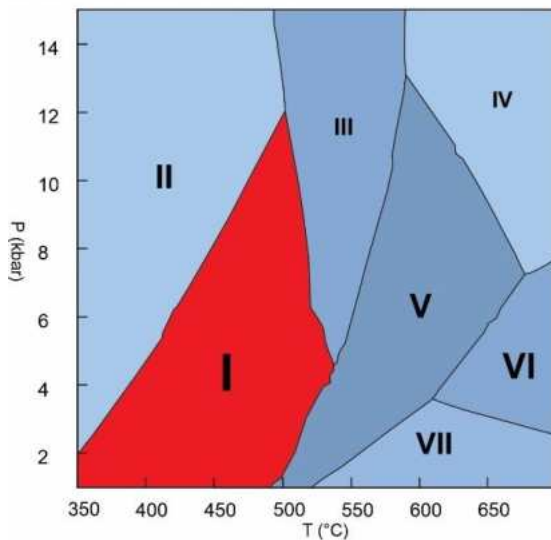
SJ02:

- I – Bt Chl Ms Qz Rt Spn Ilm Ab H₂O**
- II – Jd Lws Stp Bt Chl Ilm Ms Qz Rt Spn H₂O**
- III – Stp Chl Ms Qz Rt Spn Ab H₂O**
- IV – Stp Bt Chl Ms Qz Rt Spn Ab H₂O**
- V – Sa Bt Ms Qz Rt Spn Ab H₂O**
- VI – Sa Bt Ms Qz Ab H₂O**
- VII – Sa Bt Ms Qz Spn Rt Ab An H₂O**
- VIII – Sil Sa Bt Qz Ab An H₂O**
- IX – And Sa Bt Qz Ab An H₂O**



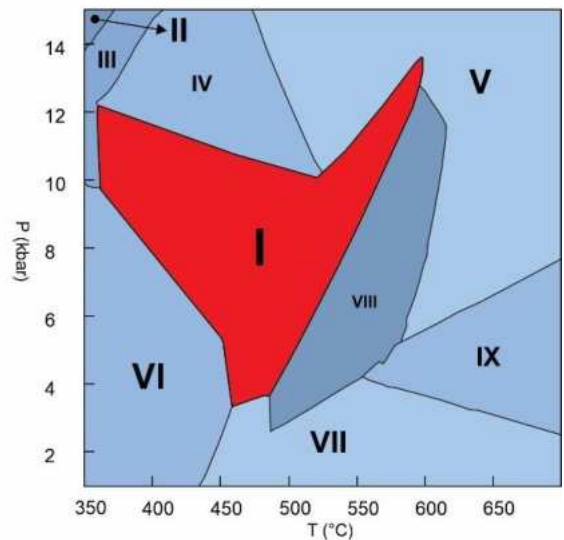
SJ03

- I – Chl Cld Ms Qz Rt H₂O**
- II – Tlc Chl Cld Ms Qz Rt H₂O**
- III – Rt Chl Cld Ilm Ms Qz H₂O**
- IV – Alm St Bt Chl Cld Ilm Ms Qz Rt H₂O**
- V – Ky Alm Bt Chl Ilm Ms Qz Rt H₂O**
- VI – St Bt Chl Cld Ilm Ms Qz H₂O**
- VII – Sil Sa Bt St Ilm Ms Qz Rt H₂O**
- VIII – And St Sa Bt Chl Cld Ilm Ms Qz Rt H₂O**



SJ04:

- I – Bt Chl Cld Ms Qz Rt Ilm H₂O**
- II – Stp Chl Cld Ilm Ms Qz Rt H₂O**
- III – Alm St Bt Chl Cld Ilm Ms Qz Rt H₂O**
- IV – Ky Alm Bt Chl Cld Ilm Ms Qz Rt H₂O**
- V – St Alm Ath Bt Chl Cld Ilm Ms Qz Rt H₂O**
- VI – Sil Alm Bt Ilm Ms Qz H₂O**
- VII – And Alm Bt Ilm Qz H₂O**



SJ05

- I – Chl Cld Ky Ms Qz Rt H₂O**
- II – Dsp Car Cld Ms Qz Rt H₂O**
- III – Prl Chl Cld Ms Qz Rt H₂O**
- IV – Cld H₂O Ms Qz Rt (Alta P)**
- V – Ky Alm St Bt Chl Cld Ilm Ms Qz Rt H₂O**
- VI – Tlc Chl Cld Ms Qz Rt H₂O**
- VII – St Ky Alm Bt Chl Cld Ilm Ms Qz Rt H₂O**
- VIII – And St Sa Bt Chl Cld Ilm Ms Qz Rt H₂O**
- IX – Sil St Sa Bt Chl Ilm Ms Qz Rt H₂O**

Figura 10 - Diagrama de fases em equilíbrio para as rochas metapelíticas.

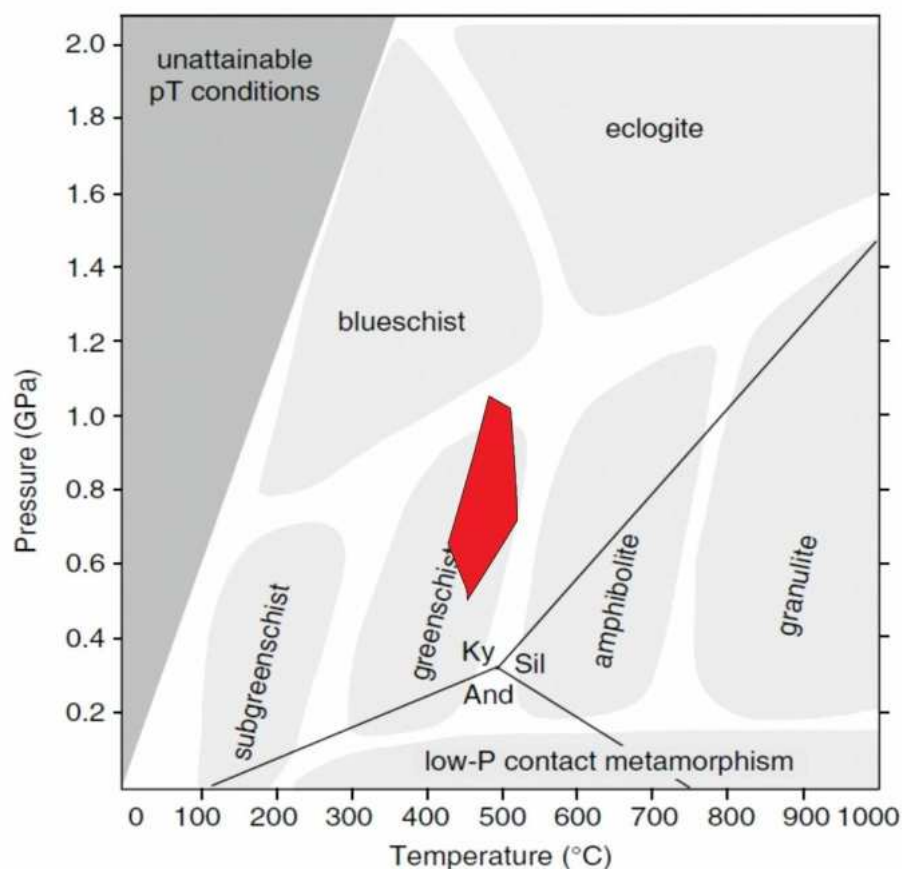
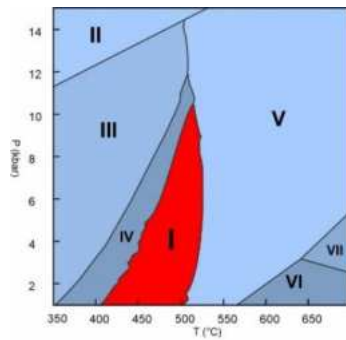


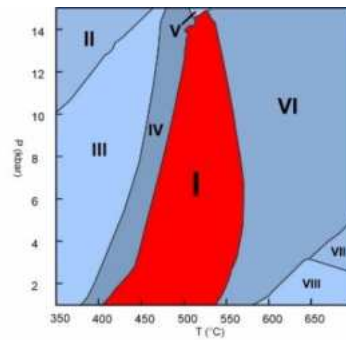
Figura 11 - Diagrama de fácies metamórficas com a platagem do campo integrado das pseudoseções das rochas metapelíticas.

As pseudoseções das seis amostras de rochas metamáficas (Fig. 12) apresentam de forma integrada condições de pressão 1 - 8,5 kbar e temperatura de 420 – 510 °C (Fig. 13), marcadas pela assembléia estável composta por Biotita, Clorita, Clinozoisita, Zoisita, Antofilita, Rutilo, Moscovita, Quartzo, Ilmenita, Plagioclásio e Esfena. Apenas as amostras SJ32 e MB15 de rochas metamáficas apresentaram intervalos mais amplos que as outras amostras trabalhadas. Com excessão da antofilita e da esfena, todos os outros minerais foram identificados na petrografia das rochas estudadas. A ausência desses minerais pode se dar pela mesma justificativa das rochas metapelíticas comentadas anteriormente. Devido à mineralogia mais restrita das rochas metamáficas, os minerais presentes estão associados a campos de estabilidade mais limitados, o que se reflete nas pseudosseções por meio de intervalos de pressão e temperatura igualmente estreitos.



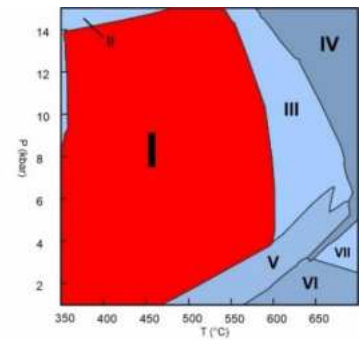
SJ09E

I – Chl Ath Ilm Ms Pl Qz Rt H₂O
 II – Jd Lws Spn Stp Chl Pg Qz Rt H₂O
 III – Stp Spn Chl Ms Pg Qz Rt H₂O
 IV – Spn Chl Ilm Ms Pl Qz Rt H₂O
 V – Jd Alm Crd Spn Chl Zo Ath Ilm Ms Pl Qz Rt H₂O
 VI – And Alm Crd Chl Ilm Ms Pl Qz H₂O
 VII – Sil Alm Crd Ilm Ms Pl Qz H₂O



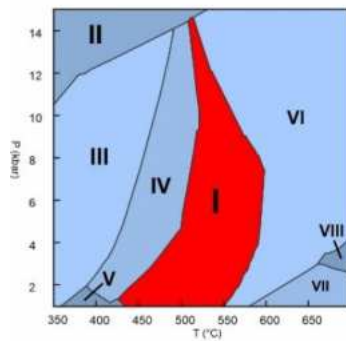
SJ10

I – Chl Ath Ilm Ms Pl Qz H₂O
 II – Jd Lws Spn Stp Chl Ms Qz Rt H₂O
 III – Rt Stp Spn Chl Ms Qz Ab H₂O
 IV – Rt Spn Chl Ms Qz Ilm Ab H₂O
 V – Jd Chl Ilm Ms Qz H₂O
 VI – Alm Crd Chl Ath Ilm Ms Pl Qz H₂O
 VII – Sil Alm Crd Kfs Ilm Qz Sil H₂O
 VIII – And Alm Crd Kfs Chl Ilm Ms Qz H₂O



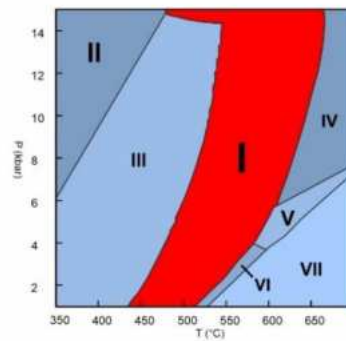
SJ32

I – Chl Ilm Ms Qz Rt Ab H₂O
 II – Stp Ctd Chl Ms Qz Rt H₂O
 III – Alm Chl Ilm Ms Pl Qz Rt H₂O
 IV – Spn Alm Kfs Crd Chl Ilm Ms Pl Qz Rt H₂O
 V – Kfs Alm Chl Ilm Ms Ab Qz H₂O
 VI – And Spn Alm Kfs Chl Ilm Ms Qz H₂O
 VII – Sil Spn Alm Crd Kfs Chl Ilm Ms Qz H₂O



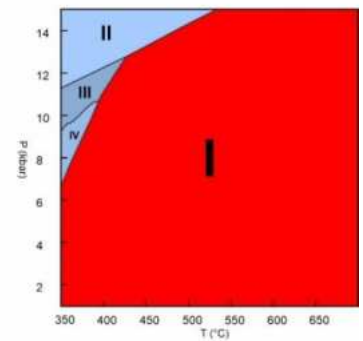
SJ14

I – Bt Chl Ath Zo Pl Ilm Ms Qz H₂O
 II – Jd Lws Spn Stp Alm Chl Ath Zo Ilm Ms Qz Rt Ab H₂O
 III – Lws Stp Spn Chl Ilm Ms Qz Rt Ab H₂O
 IV – Spn Bt Chl Ath Zo Ilm Ms Pl Qz H₂O
 V – Kfs Stp Spn Bt Chl Ilm Ms Pl Qz H₂O
 VI – Alm Kfs Spn Hd Crd Bt Chl Ath Zo Ilm Ms Pl Qz H₂O
 VII – Sil Alm Kfs Crd Ilm Qz H₂O
 VIII – And Alm Kfs Crd Chl Ilm Ms Qz H₂O



SJ89

I – Bt Chl Zo Ms Pl Qz Rt H₂O
 II – Lws Spn Chl Ms Qz Rt H₂O
 III – Spn Bt Chl Zo Ms Qz Rt H₂O
 IV – Ky Bt Chl Ms Pl Qz Rt Tan H₂O
 V – Sil Crd Bt Chl Ms Pl Qz Rt H₂O
 VI – And Crd Bt Chl Ms Pl Qz Rt H₂O
 VII – Crd Bt Chl Ilm Ms Pl Qz Rt Tan H₂O



MB15

I – Bt Chl Czo Zo Ms Qz Spn Pl Rt Ilm H₂O
 II – Jd Lws Bt Chl Zo Ms Qz Spn H₂O
 III – Lws Bt Chl Ms Qz Spn Ab H₂O
 IV – Pmp Bt Chl Ms Qz Spn Ab H₂O

Figura 12 - Diagrama de fases em equilíbrio para as rochas metamáficas.

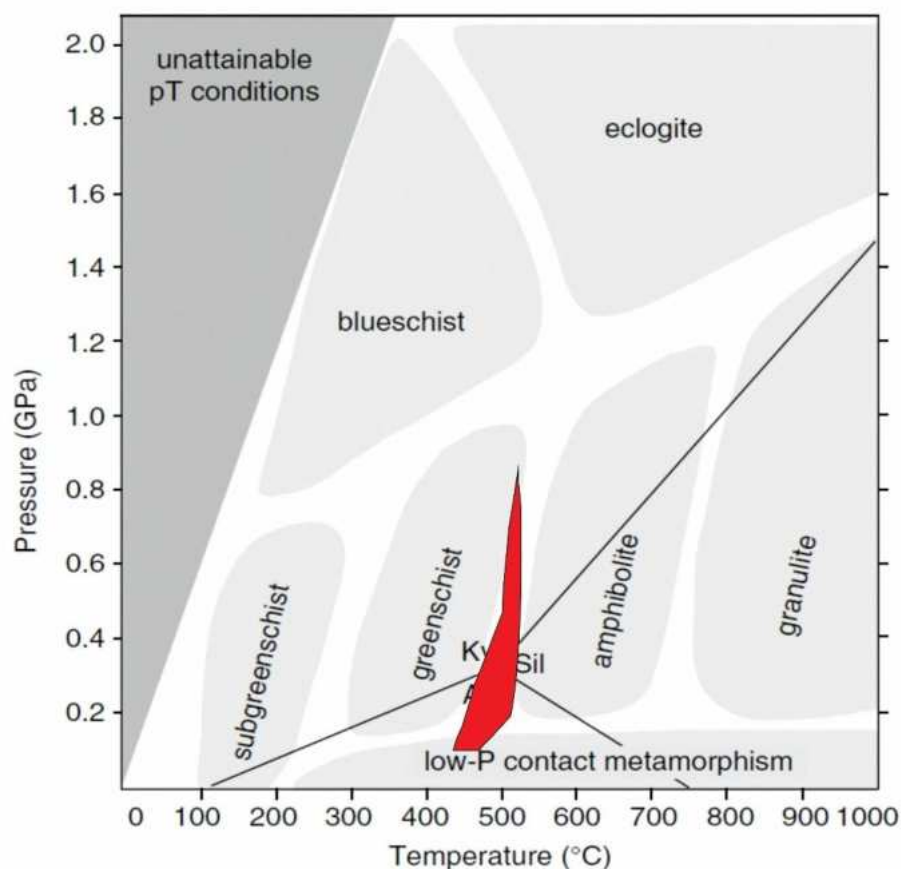


Figura 13 - Diagrama de fácies metamórficas com a plotagem do campo integrado das pseudoseções das rochas metamáficas.

4.4 Termômetro da grafita

A presença de grafita nos filitos SJ03 e SJ04 (Fig. 14) permitiu estimar o intervalo de temperatura do pico metamórfico experimentado por essas rochas. A aplicação de um termômetro independente é fundamental como complemento/balizador para a petrografia e pseudoseções. A termometria de grafita (Beyssac *et al.*, 2002; Linsdorf *et al.*, 2013) indicou temperaturas entre 416-512°C, corroborando o intervalo de temperatura obtido nas pseudoseções destas amostras.

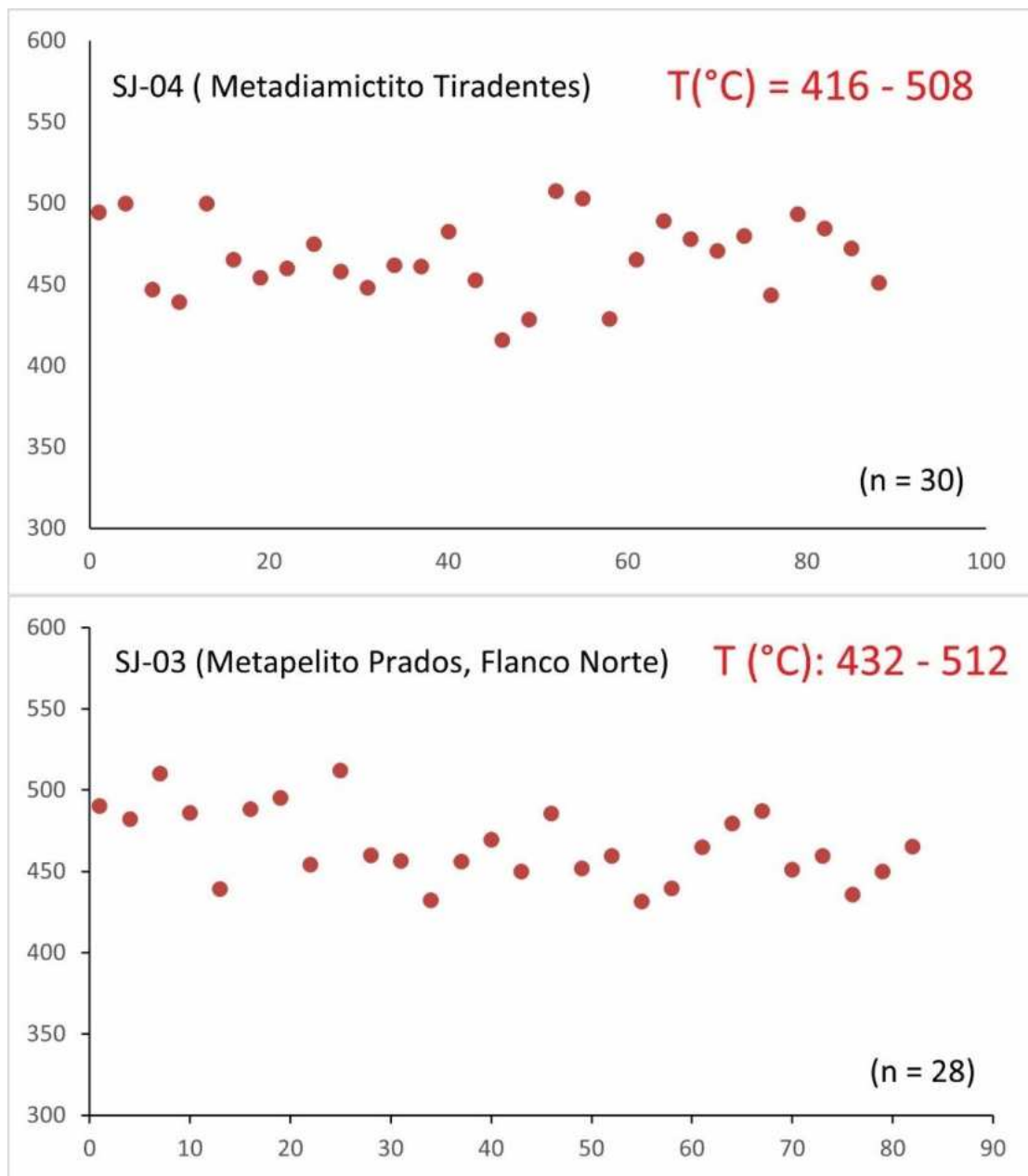


Figura 14 - Gráficos dos intervalos de temperatura de cristalinidade das grafitas das amostras SJ03 e SJ04.

5. DISCUSSÕES

5.1 Assembléias metamórficas e modelagem de condições P-T de metamorfismo

A caracterização petrográfica de detalhe permitiu identificar as associações metamórficas de equilíbrio nos três conjuntos de rochas caracterizados. Foi possível observar que em todos os casos o desenvolvimento do pico metamórfico foi contemporâneo à formação da foliação principal S1. Na petrografia, o metaquartzarenito apresenta associação com muscovita e cianita, os metapelitos apresentaram associação com biotita, clorita, cloritóide, rutilo, quartzo, seiricta e ilmenita, enquanto as rochas metamáficas apresentaram associação de biotita, clorita, clinozoisita, zoisita, epidoto, actinolita, hornblenda, magnetita, opacos, plagioclásio, quartzo, muscovita, rutilo, sericita e titanita. A diferença entre a mineralogia reconhecida na petrografia e a modelada no software são (1) a presença de albita, cianita e esfena e ausência de grafita nos metapelitos modelados, (2) a presença de antofilita e ausência de hornblenda e actinolita nas metamáficas modeladas. A primeira diferença se deve à presença de albita, que pode ocorrer pela possível confusão entre cristais de plagioclásio e quartzo, já que a granulação dessas rochas varia de muito fina a fina. Da mesma forma, cristais de esfena podem ser confundidos ou associados a cristais de rutilo, também devido à granulação muito fina. Embora a cianita não tenha sido observada nas rochas metapelíticas, ela foi identificada em outras litologias da mesma unidade, como nos metaquartzarenitos. Quanto à segunda diferença, pode estar relacionada às limitações petrográficas na distinção de anfibólios de coloração esverdeada, como antofilita, hornblenda e actinolita, sendo necessário o uso de análises de química mineral para diferenciar e classificar corretamente os anfibólios presentes nessas rochas.

Todas as associações metamórficas corroboram condições de metamorfismo compatíveis com o fácies xisto verde para a região de São João del Rei, em conformidade com o que foi descrito anteriormente por Valeriano (1993) e Ribeiro *et al.* (2003).

Os intervalos de pressão e temperatura de metamorfismo obtidos nas pseudoseções para o conjunto de rochas metapelíticas (415 – 510 °C e 5 - 10,5 kbar; Fig. 11) e metamáficas (420 – 510 °C e 1 - 8,5 kbar; Fig. 13) são similares e se sobrepõem ao intervalo de temperatura obtido na aplicação do termômetro da grafita (416 a 512 °C; Fig. 14) correspondente com as temperaturas da zona da biotita (425-500°C; e.g., Best, 2003).

Assim, a integração dos métodos independentes pertine estimar o intervalo de 505 - 510 °C e 7,5 - 8 kbar (Fig. 15) como sendo representativo do pico metamórfico na região. A sobreposição entre os intervalos de temperatura e pressão obtidos de métodos independentes corrobora a credibilidade dos resultados, que são condizentes com os resultados petrográficos e reforça a abordagem de integração multimetodológica na geotermobarometria de rochas metamórficas.

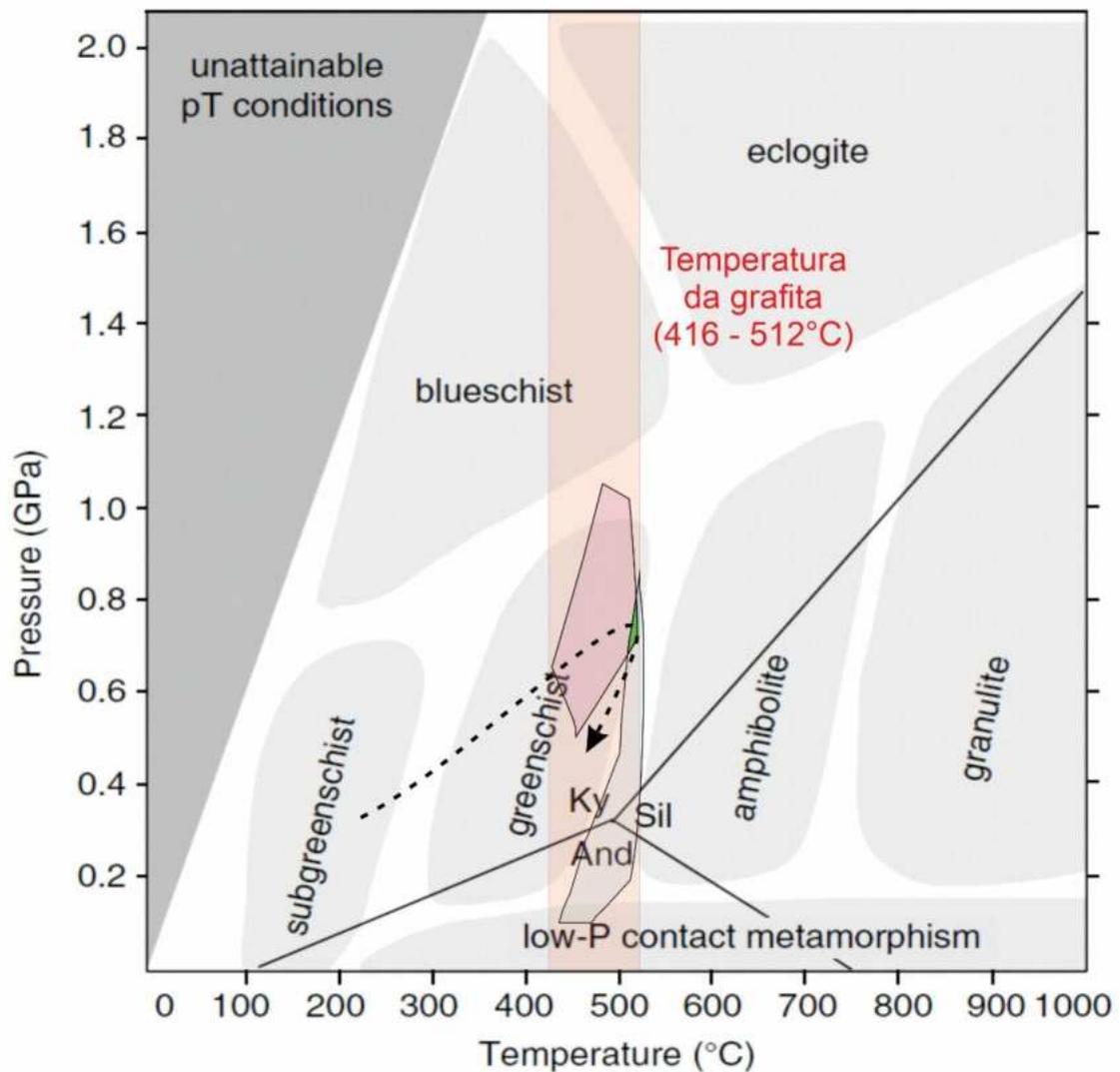


Figura 15 - Trajetória P-T-t para as rochas de São João del Rei. Pico metamórfico em verde, campo de estabilidade das metapelíticas em rosa, campo das metamáficas em azul e temperatura da grafita em laranja.

5.2 Evolução tectonometamórfica da região (P-T-t) e correlações regionais no contexto da orogenia brasileira

A integração dos dados de petrografia e microtectônica com as estimativas de P-T modeladas nas pseudosseções e na cristalinidade da grafita, conjugada às informações disponíveis na bibliografia, levou ao reconhecimento de dois estágios deformacionais locais nas rochas estudadas (D1 e D2), os quais são correlacionáveis aos estágios deformacionais identificados regionalmente na Faixa Ribeira (Nepomuceno *et al.*, 2021; Trouw *et al.*, 2013). A presença de minerais-índice sintectônicos à foliação S1 (Tabela 2), portanto relacionados à fase D1, indica que o pico metamórfico da área de estudo pode ser correlacionado ao pico metamórfico regional da Faixa Ribeira, datado de aproximadamente 600 Ma, durante o Ediacarano (Nepomuceno *et al.*, 2021). Esse evento está associado ao encurtamento NW-SE e ao desenvolvimento de clivagem de alto ângulo mergulhante para SE, típico da fase orogênica D1 local (Fig. 5C), e correlaciona-se à clivagem similar registrada ao sul da área, nos paragneisses da Megassequência Andrelândia, relacionados à fase Dn+1, ao sul da folha São João del Rei (Ribeiro *et al.*, 2003). Por outro lado, a fase D2 local (mais incipiente), associada a um encurtamento W-E, gerou crenulações suaves N-S e reativou falhas transcorrentes dextrais. Essa fase também é responsável, nos metaquartzoarenitos da área de estudo, pela geração da foliação S2 (Fig. 6), composta por cristais de muscovita associados à trajetória retrógrada, indicando campos de P-T mais baixos em relação ao pico metamórfico (<400 °C, compatíveis com a zona da clorita; Yardley, 1989). A fase D2 está relacionada à Orogenia Búzios, quando ocorreu o acoplamento do Terreno Cabo Frio ao Orógeno Ribeira, e sugere que a área de estudo não foi suficientemente afetada para desenvolver assembleias metamórficas de grau mais elevado, possivelmente devido à sua posição mais distal em relação ao núcleo do orógeno (Trouw *et al.*, 2013).

Com base nos dados obtidos neste trabalho e na bibliografia consultada, é possível afirmar que a área de estudo não se encontra na zona de interferência entre as faixas Brasília e Ribeira, uma vez que não registra evidências de deformações com vergência para NE, como ocorre no Domínio Andrelândia, ao sul da área (Ribeiro *et al.*, 2003). Segundo Trouw *et al.* (2013), as primeiras estruturas tectônicas apresentam vergência para E, associadas à Faixa Brasília Meridional, diferindo das estruturas posteriores, com vergência para NW, associadas à Faixa Ribeira e à fase D1 local da área de estudo. Além disso, o mapa metamórfico apresentado por Trouw *et al.* (2013) mostra o registro da interação metamórfica entre as faixas Brasília e Ribeira no Domínio Andrelândia, com a fase Dn+1 marcada por cianita e sobreposição de sillimanita associada à fase Dn+2. A

presença de sillimanita nesse domínio indica um grau metamórfico mais elevado ao sul de SJDR (fácies anfibolito), que diminui gradualmente em direção ao Cráton São Francisco (CSF). Por outro lado, o mesmo mapa sugere que as rochas da Faixa Ribeira na borda do cráton estariam em fácies xisto verde sem biotita, o que contradiz os dados deste trabalho, uma vez que muitas das amostras analisadas petrograficamente contêm biotita. Outro argumento a favor é fornecido pelo termômetro da grafita, que indicou intervalos de temperatura compatíveis com a zona da biotita.

Nesse contexto, com base nas evidências petrográficas, estruturais e termobarométricas, como as pseudoseções e o termômetro da grafita aqui apresentadas, é possível afirmar que o paleoambiente da área de estudo, situada no contexto de margem passiva do paleocontinente São Francisco (Terreno Ocidental da Faixa Ribeira, segundo Teixeira *et al.*, 2015), foi afetado pela orogênese neoproterozoica. Isso demonstra que a região de São João del Rei está inserida no contexto de faixa móvel, e não na transição entre cráton e faixa móvel, dado o registro de evidências metamórficas e deformacionais típicas de cinturões orogênicos. Tal interpretação é reforçada pela observação de estruturas e unidades geológicas ao norte de SJDR. Do ponto de vista metamórfico, a área de estudo se posicionaria no limite entre o CSF e a Faixa Ribeira. Unidades mapeadas na folha Entre Rios de Minas (SF.23-X-A-V; Baltazar *et al.*, 2021), como o metagranitoide Fé (~2191 Ma; Teixeira *et al.*, 2008), os anfibolitos da Fm. Butuca (Gp. Barbacena, ~2192 Ma; Teixeira *et al.*, 2005), as rochas da Suíte Rezende Costa (~2149; Baltazar *et al.*, 2021), o Gnaiss Fernão Dias (cristalização ~3200 Ga; Teixeira *et al.*, 1998) e o Ortognaisse Desterro (~2600 Ma; Campos *et al.*, 2003) (Fig. 16) apresentam apenas registros de fácies anfibolito relacionados à Orogênese Minas ou fácies granulito associados à Orogênese Rio das Velhas (Baltazar *et al.*, 2021). Contudo, Bongioiolo *et al.* (2024) apresenta dados com base em dados de $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ e dados $^{40}\text{K}/^{40}\text{Ar}$ a norte de SJDR indicando que o cinturão mineiro (CM) não se comportou como uma massa estável durante a Orogenia Brasileira sofrendo uma sobreimpressão tectonotermal. Essa sobreimpressão levou ao reajuste (resetting) ou abertura dos sistemas de cristais de biotita, com as datas de platô $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ mais jovens variando entre 651 e 526 Ma.

Bongioiolo *et al.* (2024) também indicam que as idades $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ mais antigas de sobreimpressão em cristais de biotita (>651 Ma) encontram-se ao norte da Zona de Cisalhamento do Lenheiro (ZCL), fazendo dela uma fronteira tectonotermal entre o Cráton São Francisco (CSF) e as frentes de empurrão neoproterozoicas. Essa

interpretação concorda com Ribeiro *et al.* (2003), que propôs que a ZCL poderia representar um limite razoável entre o CSF e a Faixa Ribeira. Do ponto de vista estrutural, alguns lineamentos arqueanos localizados ao norte da área de São João del Rei, como o Lineamento Congonhas (de direção NW–SE), truncado pela Falha do Lenheiro, podem ter sido reativados durante o Ciclo Brasileiro, em razão da incompatibilidade cinemática com o lineamento paleoproterozoico Jeceaba–Bom Sucesso. Embora a seção NW–SE da folha Entre Rios de Minas (Fig. 16) não apresente evidências claras de transporte tectônico brasileiro, como ocorre ao sul da área de estudo, onde se observam lascas tectônicas dos gnaisses Piedade e Serra das Matolas, além das dobras nas bacias de São João del Rei, percebe-se que, apesar de as rochas do Cinturão Mineiro (CM) encontrarem-se em fácies anfibolito (incompatíveis com o metamorfismo neoproterozoico, uma vez que o grau metamórfico diminui de sul para norte) e apresentarem poucos registros de deformação, o CM/embasamento da área de estudo representa uma zona de transição entre o cráton e a faixa móvel, com seu limite estimado justamente a norte região da ZCL.

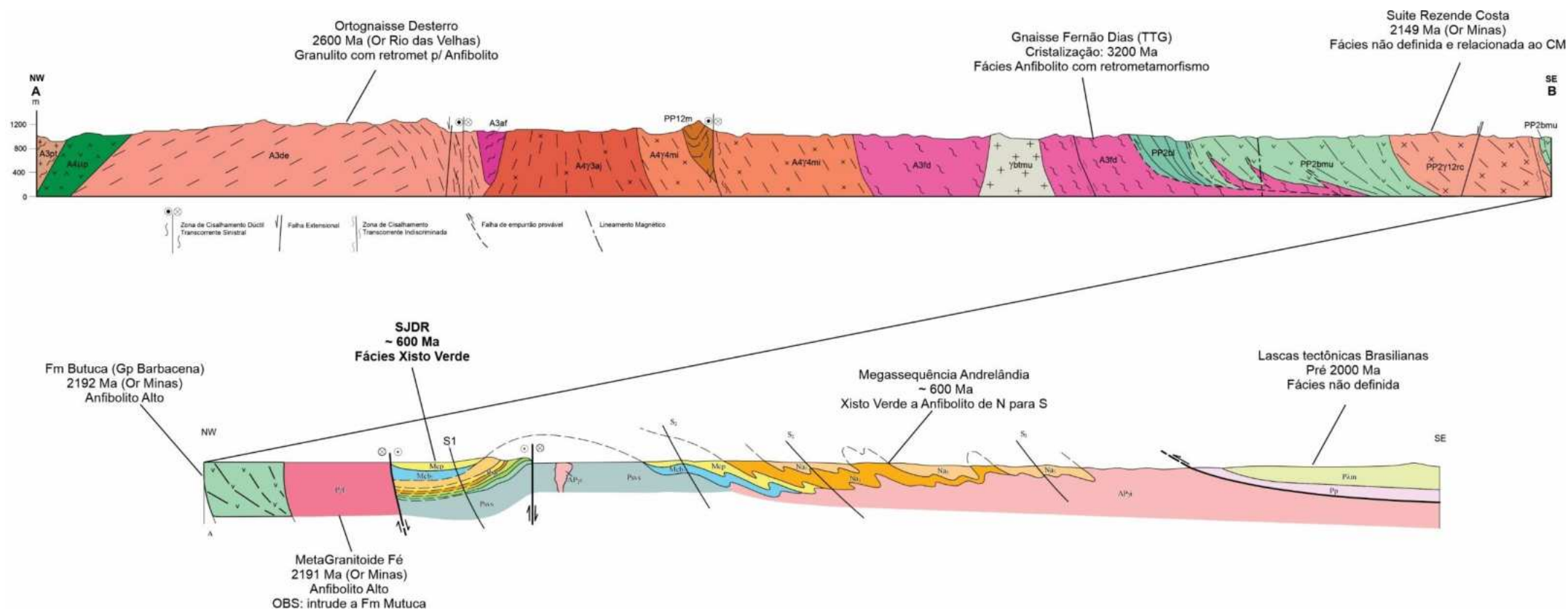


Figura 16 - Seção NW-SE modificadas das Folhas de São João del Rei (Ribeiro *et al.*, 2003) e Entre Rios de Minas (Baltazar *et al.*, 2021).
Legenda vide mapas mencionados.

5.3 Implicações nas condições das mineralizações de Au

As mineralizações auríferas (Au) da região de São João del Rei (SJDR) ocorrem em veios de quartzo estruturalmente controlados, encaixados nas rochas metassedimentares da Sequência Tejuco (fácies heterolíticas) e da Sequência Lenheiro (arenitos grossos seixosos), conforme descrito por Ribeiro *et al.* (2003). Os dados termobarométricos obtidos neste trabalho indicam que o pico metamórfico (505–510 °C e 7,5–8 kbar) foi alcançado em níveis crustais profundos, estimados entre 25 e 30 km de profundidade. Essas condições superam o intervalo mais comum documentado para depósitos orogênicos (cerca de 300 ± 50 °C e 1–3 kbar), mas se enquadram dentro da faixa ampliada descrita por Groves *et al.* (1998), que reconhecem a existência de depósitos orogênicos hipozonais, formados sob maiores profundidades e temperaturas, como os registros em terrenos arqueanos e paleoproterozoicos submetidos a intenso encurtamento crustal, como o depósito paleoproterozoico de Muruntau, no Uzbequistão.

Em contra partida, Pires *et al.* (2012) concluiu que os veios mineralizados da região de SJDR são paralelos a fraturas conjugadas geradas durante a fase D1 local, ou seja, formaram-se no mesmo evento que originou a foliação principal S1. No entanto, na porção sudoeste da área concentram-se os maiores volumes de veios dobrados e fraturados, além de sulfetos e óxidos que apresentam ouro associado. Dessa forma, é possível correlacionar o depósito a uma fase pós-pico metamórfico, uma vez que a remobilização hidrotermal ocorreu durante o dobramento de veios sin-D1. Essas características estão em consonância com o modelo proposto por Groves *et al.* (1998) para depósitos de ouro orogênico, que destaca a importância de múltiplos episódios de mobilização de ouro durante a evolução crustal de cinturões colisionais. A associação com estruturas compressivas e transpressivas, o controle estrutural por zonas de cisalhamento e o contexto de metassedimentos submetidos a metamorfismo regional reforçam essa interpretação.

6. CONCLUSÕES

A análise petrográfica e microtectônica dos três conjuntos de rochas permitiu a identificação de (i) muscovita e cianita sin-S1 nos metaquartzoarenitos, posteriormente crenuladas pela fase D2; (ii) biotita, clorita e cloritoide sin-S1 nos metapelitos, com porções de biotita também crenuladas pela fase D2 e (iii) biotita, clorita, muscovita, clinozoisita, hornblenda, actinolita e epidoto nas metamáficas, parcialmente crenuladas por D2. A partir dessas observações e dos minerais índice, foi possível identificar que as rochas da área de estudo registram condições metamórficas compatíveis com a fácies xisto verde. A integração dos cálculos de equilíbrio termobarométrico obtidos por pseudosseções com os dados do termômetro independente baseado na cristalinidade da grafita, analisada por espectrometria Raman permitiu estimar o pico metamórfico das rochas da área de estudo entre 505–510 °C e 7,5–8 kbar, compatíveis com as interpretações petrográficas.

A integração dos dados obtidos neste trabalho com informações da literatura possibilitou reinterpretar o contexto tectônico da região de São João del Rei. Os dados estruturais e metamórficos indicam que a área pertence à faixa móvel neoproterozoica e que o verdadeiro limite entre o Cráton São Francisco e a Faixa Ribeira está localizado ao norte da área estudada, onde há evidências de sobreimpressão térmica nas rochas do Cinturão Mineiro.

A mineralização aurífera em São João del Rei é compatível com depósitos orogênicos hipozonais, formados em grandes profundidades durante o pico metamórfico e remobilizados posteriormente por fluidos hidrotermais. A associação com estruturas compressivas e transpressivas reforça o modelo proposto por Groves *et al.* (1998) de múltiplos eventos de mobilização de ouro em cinturões colisionais.

Com o intuito de aprofundar a compreensão sobre a dinâmica do metamorfismo neoproterozoico na região, recomenda-se que trabalhos futuros realizem datações geocronológicas dos minerais índice presentes nas rochas estudadas, como biotita, muscovita e anfibólio, a fim de restringir com maior precisão a idade do pico metamórfico e sua correlação com os eventos tectônicos da orogenia brasileira.

7. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

ALKMIM, F. F.; MARSHAK, S.; FONSECA, M. A. **Assembling West Gondwana in the Neoproterozoic: clues from the São Francisco craton region, Brazil.** *Geology*, v. 29, n. 4, p. 319-322, 2001.

ALKMIM, F.; TEIXEIRA, W. The Paleoproterozoic mineiro belt and the Quadrilátero Ferrífero. **São Francisco Craton, eastern Brazil: tectonic genealogy of a miniature continent.** In: HEILBRON, M.; CORDANI, U. G.; ALKMIM, F. F. (Org.). *São Francisco Craton, Eastern Brazil: Tectonic Genealogy of a Miniature Continent*. New York, NY: Springer Berlin Heidelberg, 2017.

ALMEIDA, F. F. M. **O cráton do São Francisco.** *Revista Brasileira de Geociências*, v. 7, n. 4, p. 349-364, 1977.

ALMEIDA, F. F. M.; DE BRITO NEVES, B. B.; CARNEIRO, C. D. R. **The origin and evolution of the South American Platform.** *Earth-Science Reviews*, v. 50, n. 1-2, p. 77-111, 2000.

ÁVILA, C. A. *et al.* **Rhyacian (2.23–2.20 Ga) juvenile accretion in the southern São Francisco craton, Brazil: geochemical and isotopic evidence from the Serrinha magmatic suite, Mineiro belt.** *Journal of South American Earth Sciences*, v. 29, n. 2, p. 464-482, 2010.

ÁVILA, C. A. *et al.* **Rhyacian evolution of subvolcanic and metasedimentary rocks of the southern segment of the Mineiro belt, São Francisco Craton, Brazil.** *Precambrian Research*, v. 243, p. 221-251, 2014.

BALTAZAR, O. F.; GOULART, L. E. A.; LOMBELLO, J. C. (Org.). **Projeto Campos das Vertentes: geologia e recursos minerais das folhas** Divinópolis (SF.23-X-A-I), Igarapé (SF.23-X-A-II), Entre Rios de Minas (SF.23-X-A-V) e Conselheiro Lafaiete (SF.23-X-A-VI), estado de Minas Gerais, nota explicativa resumida, escala 1: 100.000. Belo Horizonte: CPRM, 2021. (Programa Geologia do Brasil Levantamentos Geológicos Básicos). ISBN 978-65-5664-146-1.

BEAUMONT, C.; NGUYEN, M. H.; JAMIESON, R. A.; ELLIS, S. **Crustal flow modes in large hot orogens.** In: *Geological Society Special Publication*. [S. l.: s. n.], 2006. p. 91–145.

BENÍŠEK, A.; DACHS, E.; KROLL, H. **A ternary feldspar mixing model based on calorimetric data: development and application.** *Contributions to Mineralogy and Petrology*, v. 160, n. 1, p. 1–15, 2010. DOI: 10.1007/s00410-010-0521-0.

BEST, M. G. **Igneous and Metamorphic Petrology.** 2. ed. Oxford: Wiley-Blackwell, 2003. xxi + 729 p. ISBN 1-4051-0588-7.

BEYSSAC, O.; GOFFÉ, B.; CHOPIN, C.; ROUZAUD, J.-N. **Raman spectra of carbonaceous material in metasediments: a new geothermometer.** *Journal of Metamorphic Geology*, v. 20, n. 9, p. 859–871, dez. 2002.

- BONGIOLO, E. M.; RENAC, C.; ÁVILA, C. A.; GALLET, S.; NEUMANN, R. **Neoproterozoic tectonothermal overprint on the Southern São Francisco Craton basement, Brazil**. *Precambrian Research*, v. 412, p. 107537, 2024. Disponível em: <https://doi.org/10.1016/j.precamres.2024.107537>.
- BROWN, M. **Metamorphism, Plate Tectonics, and the Supercontinent Cycle**. *Earth Science Front*, v. 14, p. 1–18, 2007. DOI: [https://doi.org/10.1016/s1872-5791\(07\)60001-3](https://doi.org/10.1016/s1872-5791(07)60001-3).
- BUCHER, K.; GRAPES, R. **Petrogenesis of Metamorphic Rocks**. Ed. rev. Heidelberg: Springer, 2011.
- CAMPOS, J. C. S.; CARNEIRO, M. A.; BASEI, M. A. S. **U-Pb evidence for Late Neoarchean crustal reworking in the southern São Francisco Cráton (Minas Gerais, Brasil)**. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, Rio de Janeiro, v. 7, p. 497–511, 2003.
- COGON, R.; HOLLAND, T. J. B. **Mixing properties of phengitic micas and revised garnet–phengite thermobarometers**. *Journal of Metamorphic Geology*, v. 20, n. 7, p. 683–696, set. 2002. DOI: 10.1046/j.1525-1314.2002.00395.x.
- DE CAPITANI, C.; PETRAKAKIS, K. **The computation of equilibrium assemblage diagrams with Theriak/Domino software**. *American Mineralogist*, v. 95, p. 1006–1016, 2010.
- DNIT – Departamento Nacional de Infraestrutura de Transportes. SNV_202501A: Sistema Nacional de Viação – 2025. Disponível em: <https://www.gov.br/dnit/pt-br>. Acesso em: mar. 2025.
- ESRI. Light Gray Canvas (BaseMap). Disponível em: <https://www.arcgis.com/home/item.html?id=979c6cc89af9449cbeb5342a439c6a76>. Acesso em: mar. 2025.
- GROVES, D. I. *et al.* **Definition and classification of orogenic gold deposits and their implications for exploration**. *Economic Geology*, v. 93, n. 8, p. 971–1003, out. 1998.
- HEILBRON, M.; CORDANI, U. G.; ALKMIM, F. F. (Org.). **São Francisco Craton, Eastern Brazil: Tectonic Genealogy of a Miniature Continent**. Switzerland: Springer International Publishing, 2017.
- HEILBRON, M. *et al.* The Ribeira Belt. In: HEILBRON, M.; CORDANI, U. G.; ALKMIM, F. F. (Org.). **São Francisco Craton, Eastern Brazil: Tectonic Genealogy of a Miniature Continent**. Switzerland: Springer International Publishing, 2017. Cap. 15, p. 277–301.
- HOLLAND, T. J. B.; POWELL, R. **An improved and extended internally consistent thermodynamic dataset for phases of petrological interest, involving a new equation of state for solids**. *Journal of Metamorphic Geology*, v. 29, n. 4, p. 333–383, jun. 2011. DOI: 10.1111/j.1525-1314.2010.00923.x.

HOLLAND, T. J. B.; POWELL, R. **An internally consistent thermodynamic data set for phases of petrological interest.** Journal of Metamorphic Geology, v. 16, n. 3, p. 309–343, jul. 1998. DOI: 10.1111/j.1525-1314.1998.00140.x.

IBGE – Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística. BR_UF_2023: Malha dos limites estaduais do Brasil – 2023. Disponível em: <https://www.ibge.gov.br/geociencias>. Acesso em: mar. 2025.

IBGE – Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística. MG_Municipios_2023: Malha municipal do estado de Minas Gerais – 2023. Disponível em: <https://www.ibge.gov.br/geociencias>. Acesso em: mar. 2025.

LANARI, P.; DUESTERHOEFT, E. **Modeling metamorphic rocks using equilibrium thermodynamics and internally consistent databases: past achievements, problems and perspectives.** Petrology, [s.l.], 2018. DOI: 10.1093/petrology/egy105.

LÜNSDORF, N. K. *et al.* **Towards a Higher Comparability of Geothermometric Data obtained by Raman Spectroscopy of Carbonaceous Material. Part I: Evaluation of Biasing Factors.** International Journal of Earth Science, v. 38, n. 1, p. 73-94, 2013. DOI: 10.1111/j.1751-908X.2013.12011.x.

NEPOMUCENO, F. *et al.* **Meso to Neoproterozoic polyphase rifting and tectonic inversion: The example of the São João del Rei region at the southern border of the São Francisco Craton, Brazil.** Journal of South American Earth Sciences, v. 109, p. 103294, 2021.

NEPOMUCENO, F. *et al.* **A tide influenced braided delta in a flexural rift margin, the Mesoproterozoic Lenheiro Sequence, São João del Rei basin, southern São Francisco Craton, Brazil.** Journal of South American Earth Sciences, v. 156, p. 105446, 2025

PASSCHIER, C. W.; TROUW, R. A. J. **Microtectonics.** 2. ed. Berlin: Springer, 2005.

PITZER, K. S.; JIANG, S. Y. **Equation of state for NaCl–H₂O: comparison with mineral dehydration equilibria.** Contributions to Mineralogy and Petrology, v. 122, p. 428–430, jan. 1996. DOI: 10.1007/s004100050138.

POWELL, R.; HOLLAND, T.; WORLEY, B. **Calculating phase diagrams involving solid solutions via non-linear equations, with examples using THERMOCALC.** Journal of Metamorphic Geology, v. 16, n. 4, p. 577-588, 1998.

POWELL, R.; HOLLAND, T. J. B. **On thermobarometry.** In: Journal of Metamorphic Geology. [S. l.: s. n.], 2008. p. 155–179.

RIBEIRO, A. **Estratigrafia e paleoambientes nas sucessões metassedimentares proterozoicas das serras do Lenheiro e São José, São João del Rei, Sul de Minas Gerais.** Rio de Janeiro, 1997.

RIBEIRO, A. *et al.* **Geologia da folha São João Del Rei.** In: PEDROSA SOARES, A. C. *et al.* (coord.). Geologia e Recursos Minerais do sudeste Mineiro. Projeto Sul de

Minas Gerais-Etapa I (COMIG-UFMG-UFRJ-UERJ), relatório final. Belo Horizonte: Companhia Mineradora de Minas Gerais, 2003.

RIBEIRO, A. *et al.* **U–Pb LA-ICP-MS detrital zircon ages of the São João del Rei and Carandaí basins: new evidence of intermittent Proterozoic rifting in the São Francisco paleocontinent.** *Gondwana Research*, v. 24, n. 2, p. 713-726, 2013.

SANTOS JUNIOR, M. N. dos. **PETROLOGIA DAS ROCHAS METAMÁFICAS NA BASE DA FORMAÇÃO TIRADENTES: PRIMEIROS REGISTROS DO RIFTEAMENTO MESOPROTEROZOICO NA REGIÃO DE SÃO JOÃO DEL REI/MG.** 2025. 83 f. Trabalho de Conclusão de Curso (Graduação em Geologia) – Departamento de Geologia, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, 2025.

SCHMITT, R. da S. *et al.* **Late amalgamation in the central part of West Gondwana: new geochronological data and the characterization of a Cambrian collisional orogeny in the Ribeira Belt (SE Brazil).** *Precambrian Research*, v. 133, p. 29-61, 2004. DOI: 10.1016/j.precamres.2004.03.010.

SCHMITT, R. da S. *et al.* **Cambrian orogeny in the Ribeira Belt (SE Brazil) and correlations within West Gondwana: ties that bind underwater.** *Geological Society, London, Special Publications*, v. 294, p. 279-296, 2008. DOI: 10.1144/SP294.15.

SCHOBENHAUS, C.; BRITO NEVES, B. B. de. **A geologia do Brasil no contexto da Plataforma Sul-Americana.** *Geologia, Tectônica e Recursos Minerais do Brasil*. Brasília, CPRM, p. 5-25, 2003.

SPEAR, F. S. **Metamorphic Phase Equilibria and Pressure-Temperature-Time Paths.** Washington: Mineralogical Society of America, 1993. 799 p.

TAJČMANOVÁ, L.; CONNOLLY, J. A. D.; CESARE, B. **A thermodynamic model for titanium and ferric iron solution in biotite.** *Journal of Metamorphic Geology*, v. 27, n. 2, p. 153–165, mar. 2009.

TEIXEIRA, W.; ÁVILA, C. A.; CORDANI, U. G.; MARTINS, V. T. S.; VALENÇA, J. **Dados isotópicos (U/Pb, Pb/Pb, Sm/Nd, Rb/Sr) do plutonismo paleoproterozoico do Cinturão Mineiro, porção meridional do Cráton São Francisco: implicações tectônicas.** In: SIMPÓSIO SOBRE O CRÁTON DE SÃO FRANCISCO, 3., 2005, Salvador. Anais.... Salvador: SBG, 2005. p. 174-177.

TEIXEIRA, W.; ÁVILA, C. A.; NUNES, L. C. **Nd-Sr isotopic geochemistry and U-Pb geochronology of the Fé Granitic Gneiss and Lajedo Granodiorite: implications for paleoproterozoic evolution of the Mineiro Belt, Southern São Francisco Cráton, Brazil.** *Geol. USP Série Científica*, São Paulo, v. 8, n. 1, p. 53-74, 2008.

TEIXEIRA, W.; CORDANI, U. G.; NUTMAN, A. P.; SATO, K. **Polyphase archaean evolution in the Campo Belo metamorphic complex, Southern São Francisco Cráton, Brazil. SHRIMP U-Pb zircon evidence.** *Journal of South American Earth Sciences*, n. 11, p. 279-289, 1998.

TEIXEIRA, W. *et al.* **A juvenile accretion episode (2.35–2.32 Ga) in the Mineiro belt and its role to the Minas accretionary orogeny: zircon U–Pb–Hf and geochemical evidences.** *Precambrian Research*, v. 256, p. 148-169, 2015.

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, 2013.

VALERIANO, C. M. **Geologia estrutural e estratigrafia do grupo de São João Del Rei na região de São João Del Rei.** *Anuário do Instituto de Geociências*, v. 16, p. 71-71, 1993.

VALERIANO, C. de M. The Southern Brasília Belt. In: HEILBRON, M.; CORDANI, U. G.; ALKMIM, F. F. (Org.). **São Francisco Craton, Eastern Brazil: Tectonic Genealogy of a Miniature Continent.** Switzerland: Springer International Publishing, 2017. Cap. 10, p. 189-204.

VERNON, R. H. **A Practical Guide to Rock Microstructure.** Cambridge: Cambridge University Press, 2004.

WHITE, R. W.; POWELL, R.; HOLLAND, T. J. B. **Calculation of partial melting equilibria in the system Na₂O–CaO–K₂O–FeO–MgO–Al₂O₃–SiO₂–H₂O (“NCKFMASH”).** *Journal of Metamorphic Geology*, v. 19, n. 2, p. 139–153, mar. 2001.

WHITE, R. W.; POWELL, R.; JOHNSON, T. E. **The effect of Mn on mineral stability in metapelites revisited: new a–x relations for manganese bearing minerals.** *Journal of Metamorphic Geology*, v. 32, n. 8, p. 809–828, nov./dez. 2014. DOI: 10.1111/jmg.12095.

WHITNEY, Donna L.; EVANS, Bernard W. **Abbreviations for names of rock-forming minerals.** *American Mineralogist*, Chantilly, v. 95, n. 1, p. 185-187, jan. 2010.

WILLIAMS, H.; TURNER, F. J.; GILBERT, C. M. **Petrography: An Introduction to the Study of Rocks in Thin Section.** San Francisco: W. H. Freeman, 1954.

XIANG, H.; CONNOLLY, J. A. D. **GeoPS: An interactive visual computing tool for thermodynamic modelling of phase equilibria.** *Journal of Metamorphic Geology*, [s.l.], p. 1-13, 2021. DOI: 10.1111/jmg.12626.

YAKYMCHUK, C.; CLARK, C.; WHITE, R. W. **Phase Relations, Reaction Sequences and Petrochronology.** *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, v. 83, p. 13–53, 2017. DOI: 10.2138/rmg.2017.83.2.

YARDLEY, B. W. D. **An Introduction to Metamorphic Petrology.** Harlow (Inglaterra): Longman Scientific & Technical; New York (EUA): Wiley, 1989. xii + 248 p. ISBN 0 582 30096 7.