



Universidade de Brasília
Instituto de Geociências – IGD

Luís Antônio Spyridakis Pereira

**SKARN RICO EM FERRO ASSOCIADO AO SIENITO LINDA VISTA, SEGMENTO
ANICUNS-ITABERAÍ DO ARCO MAGMÁTICO GOIÁS: MINERALOGIA,
METASSOMATISMO E GEOQUÍMICA ISOTÓPICA**

DISSERTAÇÃO DE MESTRADO N° 480

BRASÍLIA – DF, 2021

**SKARN RICO EM FERRO ASSOCIADO AO SIENITO LINDA VISTA, SEGMENTO
ANICUNS-ITABERAÍ DO ARCO MAGMÁTICO GOIÁS: MINERALOGIA,
METASSOMATISMO E GEOQUÍMICA ISOTÓPICA**

DISSERTAÇÃO DE MESTRADO N° 480

Dissertação de mestrado apresentada ao Programa de Pós-Graduação em Geologia do Instituto de Geociências da Universidade de Brasília, como requisito parcial para obtenção do grau de Mestre em Geologia, na área de concentração **Geologia Econômica e Prospecção**.

Aluno: Luís Antônio Spyridakis Pereira

Orientador: Claudinei Gouveia de Oliveira

BRASÍLIA – DF, 2021

Ficha catalográfica elaborada automaticamente,
com os dados fornecidos pelo(a) autor(a)

AP436s Antônio Spyridakis Pereira, Luís
Skarn rico em Fe associado ao sienito linda vista,
segmento anicus-itaberaí do Arco Magmático Goiás:
mineralogia, metassomatismo e geoquímica isotópica / Luís
Antônio Spyridakis Pereira; orientador Claudinei Gauveia de
Oliveira. -- Brasília, 2021.
71 p.

Dissertação (Mestrado - Mestrado em Geologia) --
Universidade de Brasília, 2021.

1. Arco Magmático de Goiás. 2. Skarns. 3. Fe
metassomatismo. 4. Isótopos de carbono e oxigênio. I.
Gauveia de Oliveira, Claudinei, orient. II. Título.

- O conhecimento é uma arma. Arme-se bem antes de ir para a batalha..

George R. R. Martin

AGRADECIMENTOS

À minha família, pela força e por sempre acreditarem e apoiarem minhas decisões. Em especial, dedico ao meu pai, José Alair (*in memoriam*) que, de onde estiver, me inspira e dá forças. A minha mãe, Sophia, e minha irmã, Mariana, que estão comigo em todos os momentos e me deram suporte durante toda vida.

Ao núcleo familiar que escolhi pra vida, que me deram forças pra continuar firme e manter minha cabeça no objetivo do mestrado ao longo dos últimos 2 anos. Fred, Gabriel Japa, Ana Luiza, Raissa, Ana Rita, Helder, Matheus Paracatu, Igor Dantas, Borges, Bernardo e Léo. Saibam que vocês são fodas!

Ao meu orientador, Claudinei que, por mais que houvessem divergências pelo caminho, confiou em mim e mais que orientar, sempre me aconselhou. Levarei pra vida as conversas geológicas e não-geológicas.

Aos novos amigos que o Programa de Pós-Graduação me deu a oportunidade de conhecer. Praxedes, Meyre, Júlia, Débora, Vitor e Pedro Abelha. Obrigado pelos momentos de troca de conhecimento geológico e aos momentos de descontração durante esse período.

Aos professores que passaram seu conhecimento adiante e, de alguma forma, auxiliaram nesta dissertação. Em especial, aos professores Nilson, Elton, Maria Emília e Betão.

A todos os funcionários do IG, que forneceram condições para que este trabalho fosse realizado.

Por fim, agradeço ao CNPq e CAPES pela concessão de bolsa de mestrado. O presente trabalho foi realizado com apoio da Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior- Brasil (CAPES) – Código de Financiamento 001.

RESUMO

Skarns são um tipo de rocha definida essencialmente por sua mineralogia, em geral, predominantemente calcissilicática como granada e piroxênio. Estão presentes em todos os continentes e em rochas de quase todas as idades. *Skarns* são relacionados a processos metassomáticos, podendo estar envolvido com grande diversidade de fluidos (magmático, metamórfico, meteórico e de origem marinha). O *Skarn* Linda Vista, localizado no Orógeno Brasília, representa uma ocorrência inédita no contexto do Arco Magmático de Goiás, constituindo um modelo clássico de *skarn*, com sua gênese relacionada a um plutón (Sienito Linda Vista) tardi-tectônico (649 ± 3.2 Ma) em meio a encaixantes (principalmente mármore e magnetita-quartzitos) da sequência metavulcanossedimentar Anicuns-Itaberaí. O contato entre plutón e encaixantes desenvolve uma série de processos isoquímicos e metassomáticos, com destaque para o enriquecimento em Ferro no interior da intrusão, descrevendo um *endoskarn*.

O *Skarn* Linda Vista é, essencialmente, descrito como um *endoskarn* rico em ferro com associação característica de magnetita-clinopiroxênio (aegirina-augita). Contudo, há zonas discretas, próximas ao contato com mármore, onde se desenvolvem rochas ricas em flogopita e rochas calcissilicáticas (*skarnóide* calcissilicático). Observações petrográficas e análises de química mineral permitiram discriminar estágios relacionados à formação do *skarn*. Foram descritos 3 principais estágios: (1) estágio progressivo isoquímico, onde não há mistura composicional das rochas em contato, marcada pela formação de tremolita em mármore dolomíticos recristalizados; (2) estágio progressivo metassomático, representado no *endoskarn* pela formação em larga escala pela associação magnetita-clinopiroxênio e formação de rochas ricas em flogopita na zona de contato com mármore; (3) estágio retrógrado, onde há substituição das mineralogias anteriores por fases hidratadas de baixa temperatura, com riebeckita, clorita e martitização da magnetita no *endoskarn*, assim como desenvolvimento das assembleias calcissilicáticas associadas a sulfetação na zona de contato com mármore.

As rochas do *endoskarn* fornecem claras evidências de um intenso Fe-metassomatismo com substituição das assembleias originalmente ígneas do Sienito Linda Vista pela associação magnetita-clinopiroxênio. A origem desse ferro pode ser explicada pela possível solubilização dos magnetita-quartzito encaixantes a intrusão através de fluidos ricos em HCl, que complexam o ferro sob a forma de FeCl_2 .

Dados isotópicos de Carbono e Oxigênio também revelam importantes aspectos para modelar o contato entre sienito e mármore, de acordo com curvas de Batch (sistema fechado) e Rayleigh (sistema aberto), para devolatilização de CO_2 no estágio progressivo isoquímico, onde predomina as feições de metamorfismo de contato por meio de decomposição de calcita e reações calcissilicáticas em alta temperatura.

PALAVRAS-CHAVE: Arco Magmático Goiás; *skarns*; fe-metassomatismo; isótopos de carbono e oxigênio.

ABSTRACT

Skarns are rocks defined essentially by their mineralogy, in general, predominantly calc-silicate minerals as Ca-rich garnet and pyroxene. Moreover, skarns are largely confined across all continents and in rocks of almost all ages. These occurrences are related to metasomatic processes and may be involved with a great diversity of fluids (magmatic, metamorphic, meteoric, and marine sources). Linda Vista Skarn, located in the Brasília Orogen, represents an unprecedented occurrence in the context of the Goiás Magmatic Arc, constituting a classic skarn model, with its genesis related to a post-tectonic intrusion (Linda Vista Syenite; 649 ± 3.2 Ma) into the basement (mainly marbles and magnetite-quartzites of the Anicuns-Itaberaí metavolcano-sedimentary sequence). The contact between pluton and basement rocks develops a series of isochemical and metasomatic processes with emphasis on the iron enrichment inside the intrusion, describing an endoskarn.

Linda Vista occurrence is essentially described as an iron-rich endoskarn with a typical magnetite-clinopyroxene association (aegirine-augite). However, discrete zones are observed close to the contact with marbles, where phlogopite-rich rocks and calc-silicate rocks (hornblende-epidote calc-silicate) develop. Petrographic observations and mineral chemistry analyses allowed to discriminate three main stages related to skarn formation: (1) Isochemical progressive stage, where there is no compositional mixing of rocks in contact, characterized by the neoformed tremolite in recrystallized dolomitic marble; (2) Progressive metasomatic stage, represented in the endoskarn by the large scale formation of the magnetite-clinopyroxene association and the formation of phlogopite-rich rocks in the marble contact zone; (3) Retrograde stage, where previous mineralogies are replaced by hydrated low-temperature phases, with riebeckite, chlorite, and magnetite martitization in the endoskarn, as well as the development of calc-silicate assemblages associated with sulfidation in the marble contact zone.

The endoskarn rocks provide clear evidence of an intense Fe-metasomatism with replacement of the originally igneous assemblages of Linda Vista Syenite by the magnetite-clinopyroxene association. This iron origin may be explained by the possible solubilization of the magnetite-quartzite basement rocks through HCl-rich fluids, which triggers the complexation of iron in the FeCl_2 form.

Carbon and Oxygen isotopic data also reveal important aspects to model the contact between syenite and marbles, according to Batch (closed system) and Rayleigh (open system) curves for CO_2 devolatilization in the isochemical progressive stage, where contact metamorphism features predominate through calcite decomposition and calc-silicate high-temperature reactions.

KEYWORDS: Goiás Magmatic Arc; skarns, Fe-metasomatism; Carbon and Oxygen isotopes.

SUMÁRIO

| | |
|--|----|
| CAPÍTULO 1 | 18 |
| 1.1. APRESENTAÇÃO E OBJETIVOS | 13 |
| 1.1. ESTADO DA ARTE | 13 |
| 1.2. CONTEXTO GEOLÓGICO..... | 16 |
| 1.3. ESTUDOS RECENTES | 21 |
| 1.4. GEOLOGIA DO <i>SKARN</i> LINDA VISTA..... | 22 |
| 1.5. MATERIAIS E MÉTODOS | 24 |
| CAPÍTULO 2 | 27 |
| 2.1. INTRODUÇÃO | 29 |
| 2.2. CONTEXTO GEOLÓGICO..... | 30 |
| 2.3. MÉTODOS ANALÍTICOS | 36 |
| 2.4. O <i>SKARN</i> LINDA VISTA | 38 |
| 2.5. QUÍMICA MINERAL..... | 46 |
| 2.6. ISÓTOPOS ESTÁVEIS DE CARBONO E OXIGÊNIO EM CARBONATOS | 54 |
| 2.7. GEOCRONOLOGIA U-PB EM ZIRCÃO | 60 |
| 2.8. DISCUSSÃO | 61 |
| 2.9. CONCLUSÕES | 66 |
| CAPÍTULO 3 | 67 |
| 3.1. DISCUSSÕES E CONCLUSÕES | 68 |
| 3.2. SUGESTÕES PARA FUTUROS TRABALHOS | 69 |
| REFERÊNCIAS | 70 |

LISTA DE FIGURAS

CAPÍTULO 1

Figura 1. Gráfico dos estados de oxidação em *skarns* de diferentes associações metalíferas relacionadas às características das rochas hospedeiras e plutônicas. O estado de oxidação é dada pela razão $Fe_2O_3/(Fe_2O_3+FeO)$. Outros indicadores para o estado de oxidação plutônico inclui a mineralogia de óxidos (ilmenita, magnetita, hematita) e o conteúdo de Fe de minerais máficos (piroxênio, anfibólio, biotita). O estado de oxidação das rochas hospedeiras é dado pela abundância de carbono, sulfetos e óxidos (Retirado de Newberry, 1991; Meinert et al., 2005)..... 14

Figura 2. Esquema de estágios evolutivos na formação de um *skarn* (Modificado de Einaudi et al., 1981, e retirado de Pirajno, 2019). (A) Intrusão do plutón causativo em estágio de metamorfismo isoquímico e início de reações com fluidos magmáticos-hidrotermais percolando em rochas carbonáticas, alterando a mineralogia das rochas existentes; (B) desenvolvimento extensivo do estágio metassomático controlado por fluidos e sua circulação, formando endo- e/ou exo*skarns*; (C) resfriamento do plutón associada à circulação de águas meteóricas de mais baixa temperatura, causando alteração retrógrada que substitui as assembléias mineralógicas dos estágios anteriores, com domínio de fases hidratadas e sulfetos. Destaca-se que, esse estágio, é bem marcado em zonas mais próximas da superfície..... 15

Figura 3. Gráfico da composição média dos plutóns em relação a sua afinidade metalogenética (Retirado de Meinert, 1992). 16

Figura 4. Mapa geológico simplificado do Orógeno Brasília apontando em (A) localização dentro da Província Tocantins e em (B) detalhamento das principais unidades tectônicas, estruturas e litologias (adaptado de Pimentel et al., 2004; Fuck et al., 2014; Praxedes, 2015; Macedo et al., 2018)..... 18

Figura 5. Mapa lito-estrutural realizado pelo Projeto Edeia (retirado de Oliveira et al., 2017)..... 22

Figura 6. Mapa geológico-estrutural de detalhe do *Skarn* Linda Vista, apontando área de ocorrência das principais rochas metassomáticas encontradas. 24

CAPÍTULO 2

Figura 1. (A) Mapa Geológico do Orógeno Brasília no contexto da Província Tocantins destacada em (B) (adaptado de Pimentel et al., 2004; Fuck et al., 2014; Praxedes, 2015; Macedo et al., 2018)..... 31

Figura 2. (A) Mapa geológico local exibindo as diversas intrusões tardi- a pós-tectônicas que ocorrem em litologias da sequência metavulcanossedimentar Anicuns-Itaberaí com destaque para a área de estudo; (B) Imagem de sinal analítico 3D (nT/m) destacado para área de estudo; (C) Imagem de canal de potássio (K%) com destaque para área de estudo. 33

Figura 3. Fotografias em pedreiras com destaque para relação de contato entre rochas intrusivas e mármore encaixantes evidenciando em (A) intrusão sienítica sub-paralela à foliação regional dos mármore com disposição geral 300/30; (B) Ramificações de intrusões de leucogranitos vizinhos ao sienito Linda Vista com mesma geometria e paralelas à foliação regional encontrada nos mármore..... 34

Figura 4. Imagens de rochas ígneas mostrando variação faciológica do sienito em (A) textura equigranular e maior proporção de quartzo; e (B) textura inequigranular com aglomerados formados por biotita cloritizada. Fotomicrografias sob luz transmitida a nicóis cruzados em (C) evidenciando textura granular ígnea preservada da rocha, com predominância de K-feldspato, em diferentes tamanhos, e ocorrência de plagioclásio e muscovita; (D) cristal de K-feldspato pertítico em contato com plagioclásio subedral. Abreviações: Bt = biotita; Chl = Clorita; KF = k-feldspato; Msc = muscovita; Pl = plagioclásio; Qtz = quartzo.35

Figura 5. Imagens das principais rochas encaixantes no contexto do SLV em (A) amostra de anfibolito fino bandado representante das rochas metavulcânicas máficas; (B) amostra de magnetita-quartzito com bandas quartzosas intercaladas com bandas ricas em magnetita; e (C) afloramento *in situ* mostrando contato entre os dois principais tipos de mármore encaixantes.37

Figura 6. Mapa geológico-estrutural do *Skarn Linda Vista*, incluindo rochas encaixantes e o sienito Linda Vista (LVS).39

Figura 7. Esquema evidenciando em (A) as zonas de *skarn* e a relação entre sienito (intrusivo) e mármore (encaixante) e detalhe em (B) da zona de contato com desenvolvimento de rochas ricas em flogopita e calcissilicática.40

Figura 8. (A) Apófise intrusiva em mármore evidenciando relação de recristalização dos mármore centro; e (B) disseminações de clinopiroxênio + magnetita) orientadas com lineação Lx medida igual a 20/290.41

Figura 9. Imagens do estágio isoquímico mostrando em (A) a zona de contato abrupta entre sienito e mármore, sem evidências de metassomatismo; e (B) zona de recristalização do mármore com formação de tremolita associada a este processo. Abreviações: Cal = calcita; Dol = dolomita; Tr = tremolita.42

Figura 10. Imagens do estágio progressivo no *endoskarn* evidenciando (A) disseminações de Mt-Pyx orientadas em substituição as assembleias ígneas quartzo-feldspáticas; (B) piroxênio-magnetitito de aspecto maciço e textura granoblástica da ocorrência de Mt-Pyx maciço; fotomicrografias de (C) textura granular ígnea quartzo-feldspática; (D) agregados quartzo-feldspáticos recristalizados em equilíbrio com clinopiroxênio e magnetita, e predominância de albita. Abreviações: Ab = albita; Fds = feldspatos; KF = K-feldspato; Mt = magnetita; Pl = plagioclásio; Pyx = piroxênio; Qtz = quartzito.43

Figura 11. Imagens do estágio progressivo na zona de contato. (A) contato transicional entre sienito e mármore, mostrando recristalização de calcita na parte externa e geração de bandas ricas em flogopita no interior da injeção ígnea; e (B) fotomicrografia de banda rica de flogopita em contato com calcita recristalizada.44

Figura 12. Imagens do estágio retrógrado no *endoskarn*: (A) brecha hidrotermal de estágio retrógrado mostrando aspecto dos fragmentos feldspáticos e matriz escura composta de anfibólio + martita + clorita; (B) fotomicrografia de brecha hidrotermal, destacando aspecto da matriz com clorita preenchendo zonas de fratura e riebeckita como cristais de tonalidade mais azulada e tamanho maior, e fragmentos feldspáticos fraturados sob luz transmitida a nicóis paralelos; (C) fotomicrografia de riebeckita pseudomorfizando cristais grossos de piroxênio em ocorrência de Mt-Pyx maciça sob luz transmitida a nicóis paralelos; (D) fotomicrografia sob luz refletida de cristal de magnetita em estágio inicial de martitização com precipitação de hematita acicular, nicóis paralelos. Abreviações: Chl = clorita; Fds = feldspatos; Hm = hematita; Mt = magnetita; Pyx = piroxênio; Rbk = riebeckita.44

Figura 13. Imagens do estágio retrogrado na zona de contato. (A) amostra de rocha calcissilicática com aspecto maciço; e (B) fotomicrografia evidenciando mineralogia calcissilicática orientada de epidoto+prehnita+hornblenda+titanita classificando-a como *skarnóide* sob luz transmitida a nicóis paralelos. Abreviações: Ep = epidoto; Hbl = hornblenda; Prh = prehnita; Ttn = titanita.45

Figura 14. Quadro de sequências paragenéticas. Os minerais foram separados segundo estágios pré-metassomáticos e de alteração hidrotermal. As barras representam a ocorrência de cada mineral. Espaços em branco significam ausência, linhas pontilhadas que são raras, linhas finas contínuas que são incomuns e linhas grossas contínuas que são comuns47

Figura 15. Diagramas de piroxênio apresentando dados adquiridos neste trabalho. (A) Diagrama Q-Jd-Ae seguindo esquema de classificação de Morimoto et al. (1988); (B) diagrama Na+K vs. Ca. Abreviações: DMP = Mt-Pyx disseminado; MMP = Mt-Pyx maciço.48

Figura 16. Diagramas para anfibólio apresentando dados adquiridos neste trabalho. (A) Diagrama Si vs $Mg/(Mg+Fe^{2+})$ para anfibólios sódicos seguindo esquema de classificação de Leake et al. (1997); (B) Diagrama Si vs $Mg/(Mg+Fe^{2+})$ para anfibólios cálcicos seguindo esquema de classificação de Leake et al. (1997).48

Figura 17. Diagrama ternário An-Ab-Or proposto por Deer et al. (1992), mostrando dados deste trabalho sobre a composição para plagioclásio e K-feldspato.51

Figura 18. Diagramas para micas apresentando dados adquiridos neste trabalho. (A) Diagrama $mgli$ vs. Feal proposto por Tischendorf et al. (2004) mostrando composição de micas analisadas; (B) Diagrama ternário de proporção atômica Ti-Mg-Na proposto por Miller et al. (1981) apresentando dados composicionais de análises plotadas no campo da muscovita.54

Figura 19. Amostras representativas de análises de isótopos de carbono e oxigênio evidenciando em: (A) contato do mármore com sienito não-alterado; (B) contato do mármore com sienito com aureóla de contato; (C) contato de mármore com rocha rica em flogopita; e (B) contato de mármore com sienito não alterado. Observa-se que as marcações indicam os pontos onde foram realizadas as análises. Os pontos analisados foram particionados em domínio do mármore e domínio *skarn*, que estão indicados na figura.57

Figura 20. Perfis de isótopos estáveis de C e O. (A) perfil $\delta^{18}O$ vs. Distância (cm). Destaque para as medidas de distância, o ponto 0 indica contato entre mármore e skarn, com valores <0 representando domínio *skarnitizado* e valores >0 representando domínio de mármore; (B) perfil $\delta^{13}C$ vs. Distância (cm). Destaque para as medidas de distância, o ponto 0 indica contato entre mármore e skarn, com valores <0 representando domínio *skarnitizado* e valores >0 representando domínio de mármore.59

Figura 21. Composições $\delta^{13}C$ e $\delta^{18}O$ de calcita em rochas do domínio do mármore e domínio do *skarn*. As retas sólidas indicam a evolução isotópica da composição da calcita quando afetado pelo processo de devolatilização de Batch e as curvas tracejadas indicam a evolução isotópica da composição da calcita pelo processo de devolatilização de Rayleigh. Os cálculos utilizaram parâmetros descritos no texto. As retas e curvas possuem a indicação da temperatura considerada. Os números de F(O) representam a fração restante de oxigênio que permanece na calcita após a devolatilização. O ponto X foi obtido utilizando os valores mais positivos de carbono e oxigênio para calcita no domínio do mármore.60

Figura 22. (A) Análises U-Pb em zircão reproduzindo diagrama de concórdia do Sienito Linda Vista e (B) imagens de MEV representativa da forma e tamanho dos grãos de zircão analisados. 61

Figura 23. Ilustração esquemática identificando a relação do plutón intrusivo (LVS) com suas encaixantes. É possível observar que a intrusão acompanha a deformação que afeta as rochas metavulcanossedimentares da sequência. Foram identificadas, também, zonas de Fe-metassomatismo no interior da intrusão, interpretado como rochas pertencentes ao *endoskarn*, e zona de *skarn*, a qual a intrusão interage com rochas carbonáticas, desenvolvendo processos de devolatilização em estágio isoquímico, seguido de formação de rochas ricas em flogopita em estágio metassomático e, por fim, formação de hornblenda-epidoto *skarn* em estágio retrogrado. 63

LISTA DE TABELAS

CAPÍTULO 2

| | |
|--|-------------------------------|
| Tabela 1. Análises de Clinopiroxênio do <i>endoskarn</i> | 49 |
| Tabela 2. Análises de Anfibólios..... | 50 |
| Tabela 3. Análises de feldspatos | Erro! Indicador não definido. |
| Tabela 4. Análises de micas | 55 |
| Tabela 5. Análises de carbonatos | 56 |
| Tabela 6. Composições isotópicas de Carbono e Oxigênio de carbonatos | 58 |
| Tabela 7. Dados U-Pb para cristais de zircão. | 61 |

CAPÍTULO 1

1.1. APRESENTAÇÃO E OBJETIVOS

Arcos magmáticos são ambientes geotectônicos caracterizados por intensa atividade hidrotermal com a formação de rochas derivadas de grande diversidade de processos magmáticos-hidrotermais (e.g. pórfiros, epitermais e *skarn*; Wilkinson e Kesler, 2007). Posto isto, o Arco Mágmatco de Goiás tem histórico de exploração mineral datada desde o início de 1970, com ocorrências de pórfiro (Chapada), vulcanogênico (Zacarias) e epigenético (Posse) no segmento Norte do arco (Mara Rosa; Oliveira et al., 2004). Recentemente, foram mapeadas por Oliveira et al. (2017) ocorrências de rochas geradas por possíveis processos magmático-hidrotermais no segmento Sul do arco (Arenópolis).

Assim, o *Skarn* Linda Vista está localizado na porção leste do segmento Sul do Arco Mágmatco de Goiás. Desenvolve-se no interior do Sienito Linda Vista e na zona de contato entre o sienito e mármore da sequência metavulcanossedimentar Anicuns-Itaberaí. É marcado no interior da intrusão por progressiva substituição das assembleias ígneas do sienito por minerais máficos ricos em ferro.

Esta dissertação objetiva a caracterização mineralógica e transformação das rochas relacionadas aos estágios de alteração hidrotermal do *Skarn* e dos processos e mecanismos que atuaram no intenso Fe-metassomatismo deste sistema. Adicionalmente, busca caracterizar as reações e evolução do fluido hidrotermal envolvido na interface de contato entre sienito e mármore. Para isto, foram utilizadas duas metodologias comuns no estudo de *skarns* (Meinert et al., 2005), química mineral e isótopos estáveis de Carbono (C) e Oxigênio (O), aliadas a petrografia e aspectos observados em campo.

1.1. ESTADO DA ARTE

Skarns são definidos, simplificadaamente, como o conjunto de rochas com mineralogia predominantemente calcissilicática como granada e piroxênio (Burt, 1977; Einaudi et al., 1981; Meinert, 1992; Meinert et al., 2005). De maneira geral, são produtos do metamorfismo de contato e substituição metassomática relacionada a intrusões ígneas em rochas carbonáticas (Robb, 2005), apesar de poder ser formados em ampla diversidade de ambientes como falhas e zonas de cisalhamento, sistemas geotermiais rasos, assoalho oceânico e terrenos metamórficos profundos (Meinert et al., 2005). Contudo, este trabalho se centrará na ocorrência de *skarns* adjacente a plutóns.

A granitogênese relacionada aos processos magmáticos-hidrotermais formadores de *skarn* pode ser ligada à distintas associações metalíferas e estados de oxidação (Figura 1). Simplificadamente, granitóides orogênicos tipo I frequentemente são metaluminosos e mais oxidados (série da magnetita) e granitóides tipo S são peraluminosos e reduzidos (série da ilmenita; Ishihara, 1997; 1977; Robb, 2005). Contudo, granitóides anorogênicos ou pós-tectônicos, não seguem esse padrão, podendo ser, por exemplo, alcalinos e polimetálicos (Robb et al., 2000; Robb, 2005). Essas relações podem ser utilizadas para relacionar e classificar a composição das intrusões ígneas ao tipo de metal dominante no *skarn* (Einaudi, 1981).

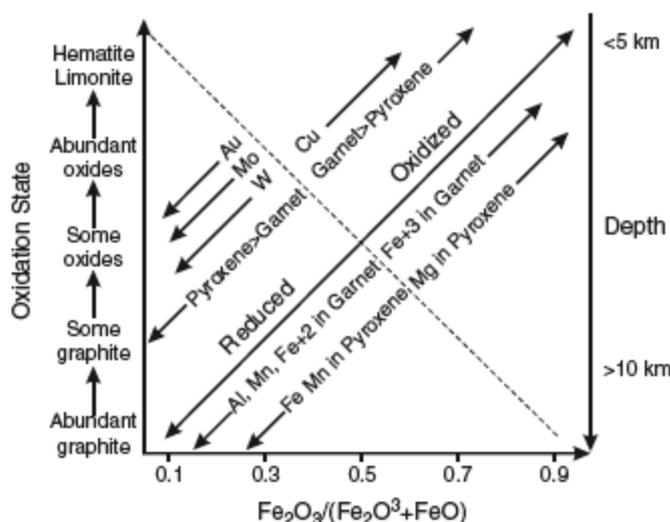


Figura 1. Gráfico dos estados de oxidação em *skarns* de diferentes associações metalíferas relacionadas às características das rochas hospedeiras e plutônicas. O estado de oxidação é dada pela razão $Fe_2O_3/(Fe_2O_3+FeO)$. Outros indicadores para o estado de oxidação plutônico inclui a mineralogia de óxidos (ilmenita, magnetita, hematita) e o conteúdo de Fe de minerais máficos (piroxênio, anfibólio, biotita). O estado de oxidação das rochas hospedeiras é dado pela abundância de carbono, sulfetos e óxidos (Retirado de Newberry, 1991; Meinert et al., 2005).

Outros critérios podem ser utilizados para subdividir e classificar *skarns* segundo suas características espaciais e composicionais. Utiliza-se endo- e exo*skarn* como referência a alteração estar alojada no plutón ou na rocha encaixante (Meinert, 1992; Meinert et al., 2005). Enquanto para se referir à composição dominante da encaixante carbonática, a classificação amplamente utilizada é de *skarn* cálcico ou magnesiano - referindo-se a calcários e dolomitos, respectivamente (Meinert et al., 2005; Robb, 2005).

A formação de *skarn* em plutóns intrusivos a sequências vulcanossedimentares está relacionada a uma série de processos relacionados a estágios magmáticos tardios e metassomáticos. A colocação e resfriamento dos corpos plutônicos estão associados ao metamorfismo de contato e metassomatismo em rochas destas sequências, definindo três

principais estágios relacionados a geração de *skarns* (Pirajno, 2009): (1) metamorfismo de contato progressivo isoquímico, (2) metassomatismo progressivo e (3) alteração retrógrada (Figura 2).

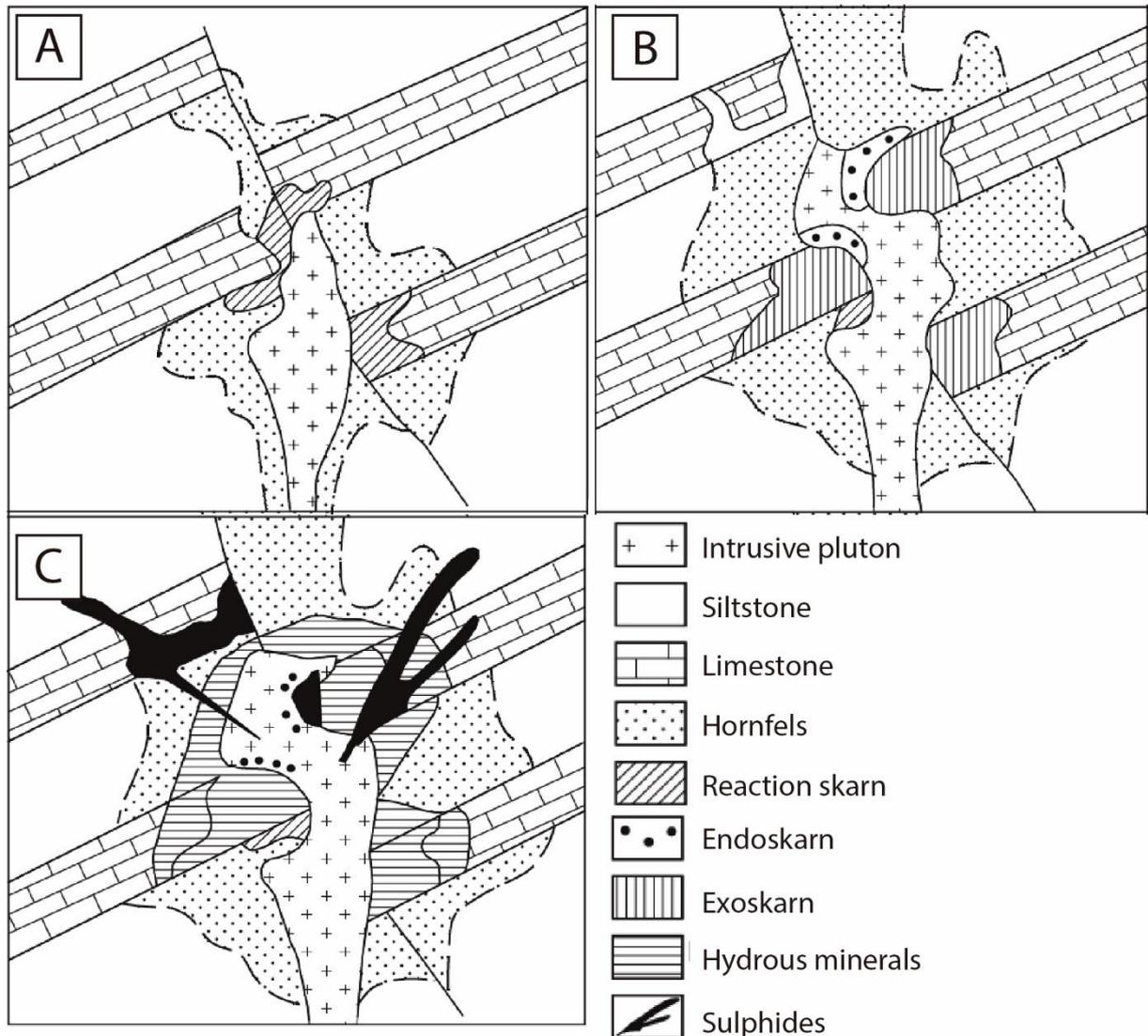


Figura 2. Esquema de estágios evolutivos na formação de um *skarn* (Modificado de Einaudi et al., 1981, e retirado de Pirajno, 2009). (A) Intrusão do plutón causativo em estágio de metamorfismo isoquímico e início de reações com fluidos magmáticos-hidrotermais percolando em rochas carbonáticas, alterando a mineralogia das rochas existentes; (B) desenvolvimento extensivo do estágio metassomático controlado por fluidos e sua circulação, formando endo- e/ou exoskarns; (C) resfriamento do plutón associada a circulação de águas meteóricas de mais baixa temperatura, causando alteração retrógrada que substitui as assembléias mineralógicas dos estágios anteriores, com domínio de fases hidratadas e sulfetos. Destaca-se que, esse estágio, é bem marcado em zonas mais próximas da superfície.

O *skarn* investigado neste estudo possui relevante enriquecimento em ferro, o que motivou levantamentos bibliográficos sobre depósitos de *Fe-skarn* para fundamentação teórica do estudo. Os *skarns* são também classificados em função do metal base dominante (Fe, W, Au, Cu, Zn, Mo e Sn; Figura 3). De maneira geral, *Fe-skarns* são distinguidos com base na composição de suas rochas encaixantes (Einaudi et al., 1981; Hammarstrom et al., 2004;

Meinert et al., 2000; 2005; Pirajno, 2009). São classificados como *Fe-skarn* cálcico se intrude calcários e rochas vulcânicas ou *Fe-skarn* magnésiano se intrude rochas ricas em Mg (e.g. dolomitos). Contudo, segundo estudos recentes (Go et al., 2014; Kim et al., 2014; Seo et al. 2019) reportaram depósitos *Fe-skarns* sódico e sódico-cálcico intrusivos em rochas ultramáficas e albititos

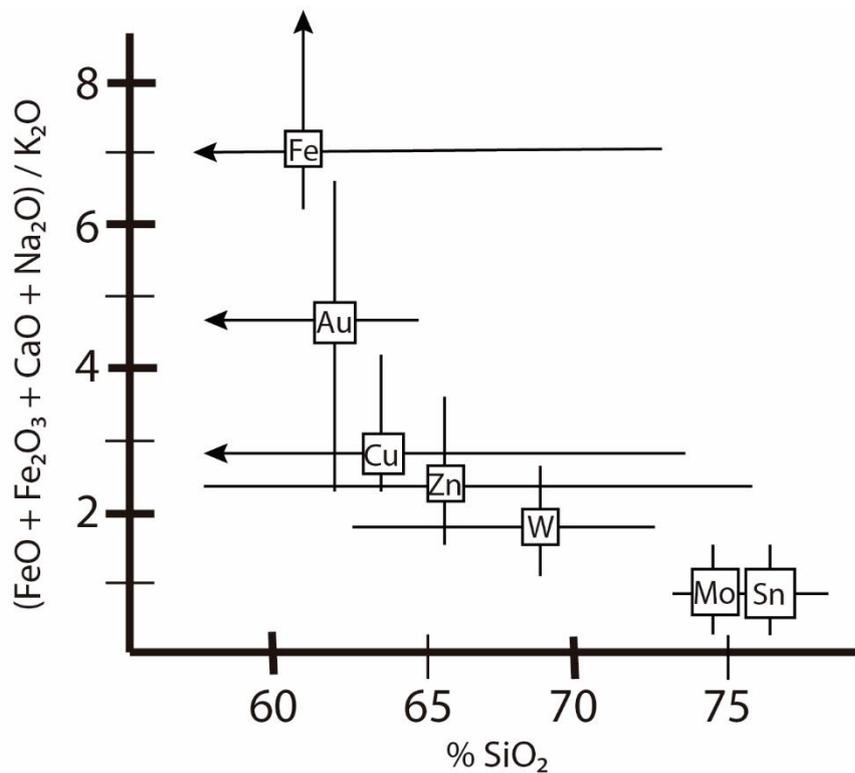


Figura 3. Gráfico da composição média dos plutões em relação a sua afinidade metalogênica (Retirado de Meinert, 1992).

Outros importantes estudos que auxiliaram no levantamento bibliográfico são em referência a intrusões alcalinas relacionadas ao contexto de *skarn*. Yiming et al. (2005) compilam e resumem brevemente os principais estudos deste contexto, discutindo sobre a formação de *skarns* associados a carbonatitos, granitoides alcalinos e sienitos. Estrade et al. (2015) descrevem detalhadamente a ocorrência de *skarn* associado a um conjunto de intrusões sieníticas a graníticas em complexo alcalino em Madagascar. A mineralogia destes *skarns* é tipicamente formada por piroxênios sódicos (aegirina, aegirina-augita), anfibólios sódicos (riebeckita) e flogopita e, também, são *skarns* enriquecidos em elementos terra-rara.

1.2.CONTEXTO GEOLÓGICO

A área de estudo está situada na Orógeno Brasília (Figura 4), um dos mais complexos e completos orógenos Neoproterozoicos, pertencente à Província Tocantins (Almeida et al.,

1967; 1977; 1981). É relacionada à orogenia Brasileira, evento de convergência dos cratões Amazônico, São Francisco e Paranapanema na porção leste do supercontinente Gondwana, e desenvolvida ao longo da margem oeste do cráton São Francisco (Brito Neves e Cordani, 1991; Pimentel, 2000a).

O Orógeno Brasília é compartimentado em um cinturão de dobras e empurrões subdivididos em três zonas (Fuck et al., 1994; Dardenne, 2000; Pimentel et al., 2000a; Valeriano et al., 2008): cratônica, interna e externa, constituídas por sequências metassedimentares empurradas em direção ao cráton São Francisco; Arco Magmático de Goiás, formado por exposições ao norte (Arco Mara Rosa), sul (Arco Arenópolis a sudoeste e Arco Anicuns-Itaberaí a sudeste); e o Maciço de Goiás, tido como um bloco alóctone acrescido nos últimos estágios de evolução do orógeno (Brito Neves e Cordani, 1991; Fuck, 1994; Pimentel, 2000a; Fuck et al., 2005) ou área pericratônica de protocontinente durante orogenia Paleoproterozoica (Cordeiro e Oliveira, 2017; Saboia et al., 2020).

O Arco Magmático de Goiás (Pimentel et al., 1992; Pimentel, 2000b), local da área de estudo, constitui-se de exposições entre estreitas faixas NNW (porção sul) a NNE (porção norte) de sequências metavulcanossedimentares neoproterozoicas associadas à rochas plutônicas calcioalcalinas e, também, ortognaisses (Pimentel et al., 1991; 1997; 2000a; Pimentel e Fuck, 1992), e intrudidos por granitos pós-tectônicos. O prolongado histórico de atividade de arco indica amálgama progressiva de diversos arcos magmáticos, estabelecendo um extenso terreno de arco (Pimentel, 2016). Os limites norte e sul são encobertos por rochas sedimentares Paleozoicas da Bacia do Parnaíba e Bacia do Paraná, respectivamente.

Ambas segmentos do Arco, sul e norte, evoluíram de forma diacrônica, com 3 fases deformacionais, sendo as fases D1 e D2 de direção WNW-ESE em ambas as porções e a fase D3 de direção WNW-ESE na porção norte e SW-NE na porção sul (D'el Rey et al., 2008; 2011; Martins-Ferreira et al., 2015). A evolução do Arco Magmático de Goiás é representada por dois eventos magmáticos neoproterozoicos, o mais antigo em 900-800 Ma, representado por rochas plutônicas de arco de ilha, comparadas a granitóides tipo M primitivos, e o episódio final em 670-600 Ma, ao final do orógeno brasileiro, representado por ortognaisses metaluminosos (Laux et al., 2005; Pimentel, 2016).

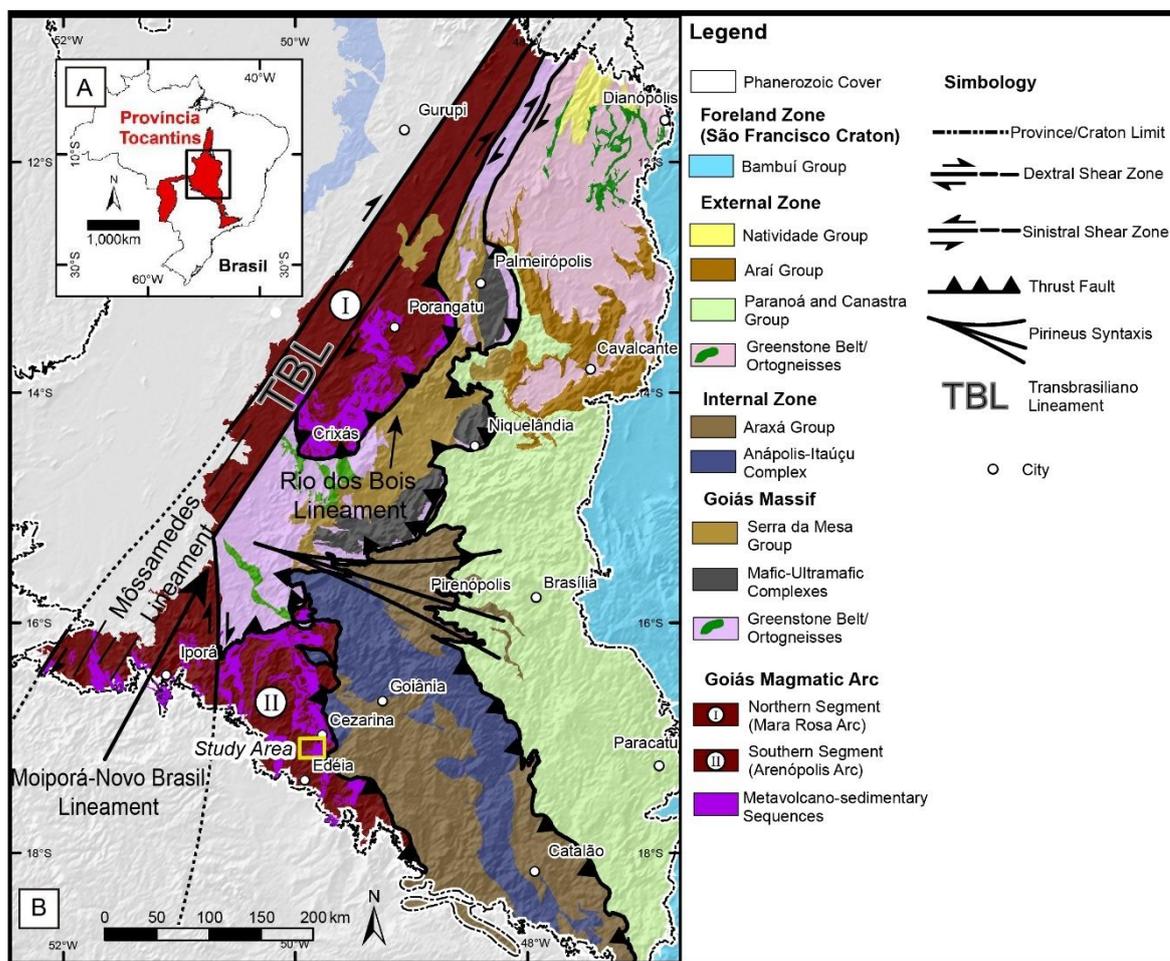


Figura 4. Mapa geológico simplificado do Orógeno Brasília apontando em (A) localização dentro da Província Tocantins e em (B) detalhamento das principais unidades tectônicas, estruturas e litologias (adaptado de Pimentel et al., 2004; Fuck et al., 2014; Praxedes, 2015; Macedo et al., 2018).

O segmento sul do Arco, neste trabalho, é compartimentado em duas porções: sudeste, representada pelo segmento Arenópolis do Arco, composto de ortogneisses intercalados por seqüências metavulcanossedimentares (Bom Jardim de Goiás, Arenópolis, Iporá/Amorinópolis e Jaupaci) e sudoeste, representado pelo segmento Anicuns-Itaberaí do Arco, composto por ortogneisses e granitóides milonitizados intercalado pela seqüência metavulcanossedimentar Anicuns-Itaberaí. Em ambos os segmentos as rochas plutônicas ígneas são de composição granodiorítica a tonalítica em fácies anfibolito com texturas ígneas reliquiare, protólito metaluminoso, cálcico a calcioalcalino (Pimentel et al., 2000b). No entanto, as seqüências se diferem, com associações de basaltos com riolitos, típico de seqüência bimodal (seqüências Iporá e Jaupaci), ou séries calcialcalinas completas (seqüências Bom Jardim de Goiás e Arenópolis) e a seqüência Anicuns-Itaberaí, onde metabasaltos são as únicas rochas metavulcânicas, similar a seqüência Mara Rosa, situada no segmento norte (Laux et al. 2010).

Em ambas as porções (sudoeste e sudeste) do segmento sul do arco, são identificados dois principais grupos de rochas ígneas plutônicas, com base nas suas características de campo e estruturais. O primeiro de rochas graníticas a granodioríticas milonitizadas, pré- a sintectônicas, consistindo pequenos corpos alongados paralelos à falhas strike-slip direção NNW-NNE. O segundo de largas intrusões bimodais de suítes diorito-graníticas, tardi- a pós-orogênicas, ricas em K, associadas a diques de microgranitos porfiríticos (Pimentel et al., 2000b; Laux et al., 2005).

Datações U-Pb em zircões indicam que os protólitos ígneos se cristalizaram em 3 principais eventos (Pimentel, 2016): 1 – evento magmático mais antigo entre 900-804 Ma, representado pelos ortognaisses juvenis Arenópolis e Sancrerlândia, análogos a Mara Rosa ao norte. Dados isotópicos de Nd exibem idade TDM variando de 0.89 a 1.2 Ga e $\epsilon\text{Nd(T)}$ entre +0.37 e +6.0 (Pimentel et al., 1991; Pimentel e Fuck, 1992; Pimentel et al., 1996; Laux et al., 2005); 2 – segundo evento representado por granitos peraluminosos gerados entre 790-786 Ma a leste do arco sul, exibindo idade TDM entre 1.46 e 1.1 Ga e $\epsilon\text{Nd(T)}$ de -1.8 a +3.6 (Laux et al., 2005); 3 – o evento mais recente entre 669-630 Ma, representado pelos ortognaisses Matrinxã, Firminópolis e Turvânia, de idade TDM variando de 0.99 a 2.2 Ga e $\epsilon\text{Nd(T)}$ entre -15.1 e +2.2.

A Sequência Metavulcanossedimentar Anicuns-Itaberaí (Barbosa, 1987) ocorre no limite oriental do Arco Mágmatco de Goiás e o terreno de alto grau Anápolis-Itauçu, compreendendo anfibolitos (metavulcânico e metaplutônico) e rochas metapelíticas, subordinadamente formações ferríferas, cherts, mármore e ultramáficas (Laux et al., 2004; Laux et al., 2010). A área onde a sequência está exposta coincide com uma importante descontinuidade gravimétrica, delineando um importante limite crustal que separa as rochas juvenis de arco para oeste e o complexo Anápolis-Itauçu para leste.

Datações U-Pb em zircões sugerem idade entre 830-815 Ma para cristalização ígnea associado a sequência Anicuns-Itaberaí (Laux et al., 2004), e análises isotópicas Sm-Nd em metavulcânicas e metaplutônicas revelam idade modelo TDM entre 0.98 e 1.1 Ga, e $\epsilon\text{Nd(T)}$ entre +1.8 e +4.4 (Laux et al., 2004; 2010). Os dados geocronológicos, isotópicos e geofísicos regionais sugerem que a sequência supracrustal possa representar de *fore-* ou *backarc*, com sedimentos derivados de fonte mais antiga, principalmente Paleoproterozoica (Laux et al., 2004; 2010).

Rochas de alto grau em fácies granulito representando metamorfismo em condições de alta temperatura e pressão do Orógeno Brasília ocorrem em séries de complexos: os mais antigos são complexos máfico-ultramáfico acamadados (Barro Alto, Niquelândia e Cana Brava; Ferreira Filho et al., 1998; Moraes e Fuck, 2000; Pimentel et al., 2000b), a norte do orógeno; e os mais jovens representados por orto- e paragranelitos do Complexo Uruaçu (Oliveira et al., 2006; Della Giustina, 2007), a norte do orógeno, e Complexo Anápolis-Itaçu (Piuzana et al., 2003b; Della Giustina et al., 2011).

O Complexo Anápolis-Itaçu, um dos terrenos de alto grau da Faixa Brasília, está exposto em sua parte centro-sul, apresentando uma zona alongada NW-SE de rochas de alto grau confinado entre o Arco Magmático de Goiás e as rochas metassedimentares de baixo grau do Grupo Araxá. Contatos geológicos são delimitados por zonas de cisalhamento de alto ângulo no segmento norte e nappes de baixo ângulo no segmento sul. É composto, essencialmente, por orto- e paragranelitos e intrusões graníticas (Pimentel, 2016).

Os ortogranelitos são representados por gnaises de composição tonalítica a granodiorítica, assim como por rochas máficas. Já os paragranelitos são representados por granelitos aluminosos em que são identificadas assembleias minerais UHT (safirina+quartzo, ortopiroxênio+silimanita+quartzo, wollastonita+escapolita e hercinita +quartzo), indicando temperaturas acima de 1.100°C a pressões de ~10kbar (Baldwin et al., 2005; Moraes et al., 2002; 2006). E, por fim, os granitos são peraluminosos e portam assinaturas isotópicas que sugerem representar produto da anatexia dos paragranelitos do complexo ou rochas metassedimentares do Grupo Araxá. Cabe destacar que dados geocronológicos dão suporte ao qual os paragranelitos do Complexo Anápolis-Itaçu sejam interpretados como equivalentes de alto grau do Grupo Araxá (Piuzana et al., 2003a).

Datações U-Pb em zircões de ortogranelitos e granitos variam entre 760 e 630 Ma, com crescimento metamórfico em 650-640 Ma, indicando que metamorfismo UHT, colocação de magmas máficos e anatexia são parcialmente contemporâneos (Piuzana et al., 2003b; Della Giustina et al., 2011). Análises isotópicas Sm-Nd em ortogranelitos apresentam 2 intervalos de idades modelo TDM, 2.3 – 1.9 Ga e 1.7 – 1.4 Ga, e $\epsilon_{Nd}(T)$ variando de -9.3 a -1.4. Os dados evidenciam que os terrenos de alto grau correspondem ao núcleo metamórfico da Faixa Brasília.

O Grupo Araxá (Barbosa et al., 1970; Fuck e Marini, 1981; Lacerda Filho et al., 1999), tem exposições descontínuas nas porções centro-sul da Faixa Brasília, consistindo predominantemente de quartzito micáceo e mica xistos incluindo calco-xistos, clorita-

muscovita xisto, biotita-granada xisto, estauroilita xisto e feldspato xistos, com intercalações de paragneisse e mármore. A sua estratigrafia interna é pouco conhecida devido a intensa deformação com desenvolvimento de nappes de baixo ângulo (Pimentel, 2016). Há rochas vulcânicas (anfíbolitos, meta-andesitos e riolitos) associadas aos mica-xistos, conhecidas como sequências Maratá e Rio Veríssimo. Além disso, presença de raras lentes ultramáficas (serpentinó, anfíbolito e talco xisto), localmente em associação com cromititos, intercalando com os metassedimentos do grupo, são interpretadas como mélange ofiolítica para o Grupo Araxá (Strieder e Nilson, 1992; Valeriano et al., 2004).

Estudos de proveniência baseados em idades U-Pb de zircões detríticos revelam duas fontes: a primeira, menos expressiva, tem origem paleoproterozoica, supostamente relacionada a rochas do Cratón São Francisco; e a segunda, de origem neoproterozoica, relacionada a erosão das rochas que compõe o Arco Magmático de Goiás (Piuzana et al., 2003b; Falci et al., 2016).

1.3. ESTUDOS RECENTES

Com base no contexto geológico abordado no tópico anterior, foi realizado mapeamento 1:50.000 pela Universidade de Brasília como Projeto Edéia (Oliveira et al., 2017; Figura 5) na região do segmento sul do Arco, refinando dados litoestratigráficos de trabalhos anteriores na região (Baeta Junior, 1994; Moreira et al., 2008). Foram diferenciados anfíbolitos finos em unidade metavulcânica máfica de ortognaisses tonalíticos a dioríticos e granitos milonitizados (Granito Edéia). A unidade metavulcânica máfica representando a base da sequência Anicuns-Itaberaí e Granito Edéia uma suíte peraluminosa de ambiente colisional ou arco continental.

Rochas descritas inicialmente como de alto grau metamórfico no Complexo Anapólis-Itauçu (Moreira et al., 2008) foram diferenciadas por Complexo Varjão, composto principalmente por ortognaisses. Esse conjunto de rochas identificam processos magmáticos-hidrotermais e hidrotermais, denotando um possível núcleo plutônico de arco intraoceânico (Oliveira et al., 2017).

Cabe destacar um conjunto de rochas graníticas que intrudem toda área do Projeto Edéia, com ênfase para intrusivas alcalinas representadas por sienitos e sienogranitos onde se desenvolve um metassomatismo rico em ferro, descrevendo rochas do tipo *skarn*, contexto excepcional no Orógeno Brasília. Assim como a existência de rochas ricas em cianita e pirita, permitindo estabelecer um paralelo a depósitos ricos em Cu-Au no Arco Norte, na região de Mara Rosa (Oliveira et al., 2017).

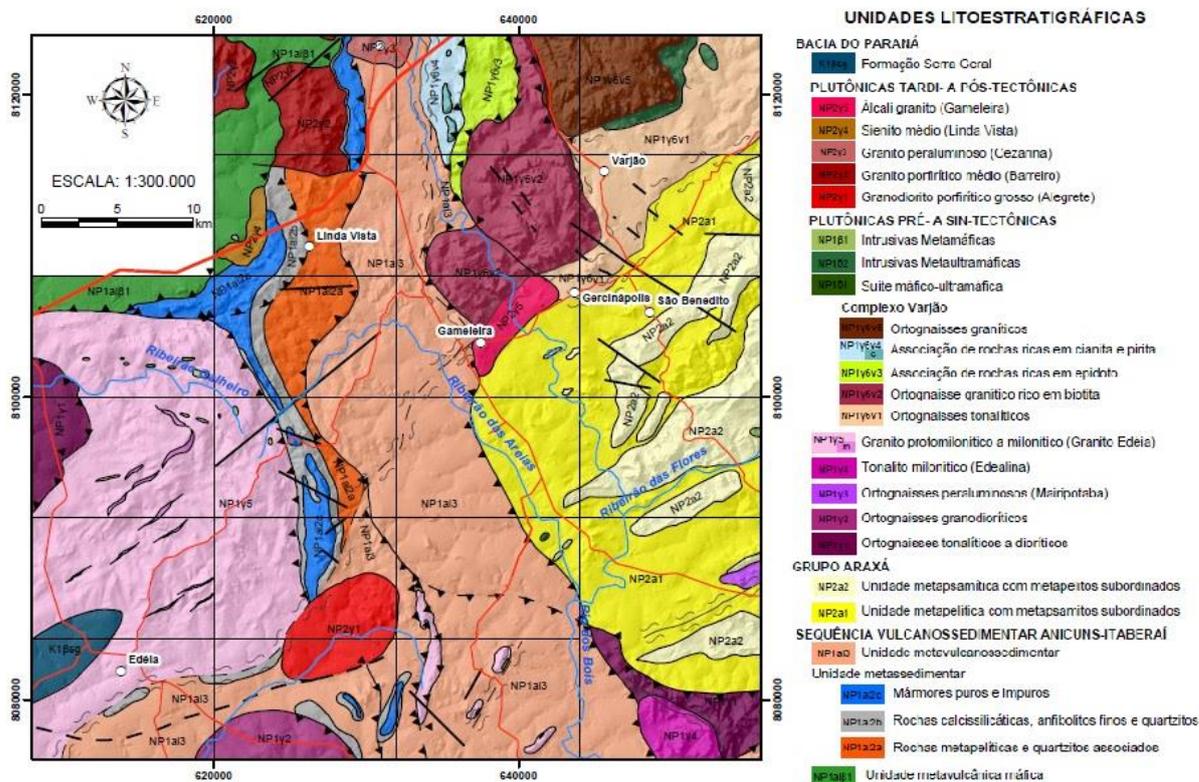


Figura 5. Mapa lito-estrutural realizado pelo Projeto Edeia (retirado de Oliveira et al., 2017).

1.4. GEOLOGIA DO SKARN LINDA VISTA

O *Skarn* Linda Vista está localizado em região centro sul do Goiás, há aproximadamente 90 km de Goiânia. Encontra-se na área onde aflora grande parte da sequência metavulcanossedimentar Anicuns-Itaberaí, de idade Neoproterozoica (Figura 6). A sequência tem foliações com *trend* em direção NW-SE e mergulho W-NW variando entre aproximadamente 20-30°. É composta principalmente de ortognaisses, anfíbolitos, xistos, mármore e quartzitos. As metavulcânicas da sequência indicam idade de formação entre 0.9-0.64 Ga, baseado em datações U-Pb em zircão (Pimentel et al., 1991; Rodrigues et al., 1999; Dantas et al., 2002, Laux et al. 2004, 2005, 2010; Junges et al., 2008). Estudos nas intrusivas máficas da sequência têm idade de cristalização entre 0.89-0.815 Ga utilizando, também, método U-Pb (Laux et al., 2004, 2010).

As principais estruturas relacionadas ao *skarn* são zonas de empurrão de baixo ângulo e cisalhamento. Essas zonas deformam as rochas da sequência Anicuns-Itaberaí e controlam a distribuição espacial das intrusões, com destaque para o Sienito Linda Vista, que acompanha a deformação de mármore da sequência e é o corpo em que se desenvolve o *skarn*.

As rochas ígneas na área incluem uma intrusão sienítica e apófises pegmatíticas que compõe a unidade Sienito Linda Vista. São rochas sin a tardi- tectônicas na formação do Arco Magmático de Goiás. A intrusão sienítica tem formato alongado na direção N-S, paralelo as principais estruturas da área, com uma mudança de direção a E-W na porção sul do corpo, compreendendo uma área total de aproximadamente 12 km². Seus afloramentos se dão, principalmente, na forma de blocos rolados em pequenos morros com as alterações metassomáticas do tipo *skarn* ocorrendo nos contatos com mármore e no interior da intrusão. As apófises pegmatíticas não afloram naturalmente na área, só sendo passíveis de observação devido a cortes em pedreira desativada.

O *skarn* é controlada, principalmente, pela relação entre as rochas encaixantes e a intrusão sienítica. Rochas ricas em magnetita ocorrem sistematicamente por toda a extensão do corpo ígneo de forma disseminada e maciça, essas assembléias são determinadas como *endoskarn*, ou rochas diretamente relacionadas à intrusão. Essas rochas, também, podem ser associadas a uma incorporação do material que se encontra na base da intrusão, o magnetita-quartzito da sequência Anicuns-Itaberaí. Há, ainda, um conjunto de rochas ricas em flogopita e calcissilicáticas de ocorrência mais restrita, relacionadas diretamente ao contato entre corpo ígneo e mármore da sequência Anicuns-Itaberaí. Essas rochas estabelecem *skarn* de reação na zona de contato entre mármore e sienito.

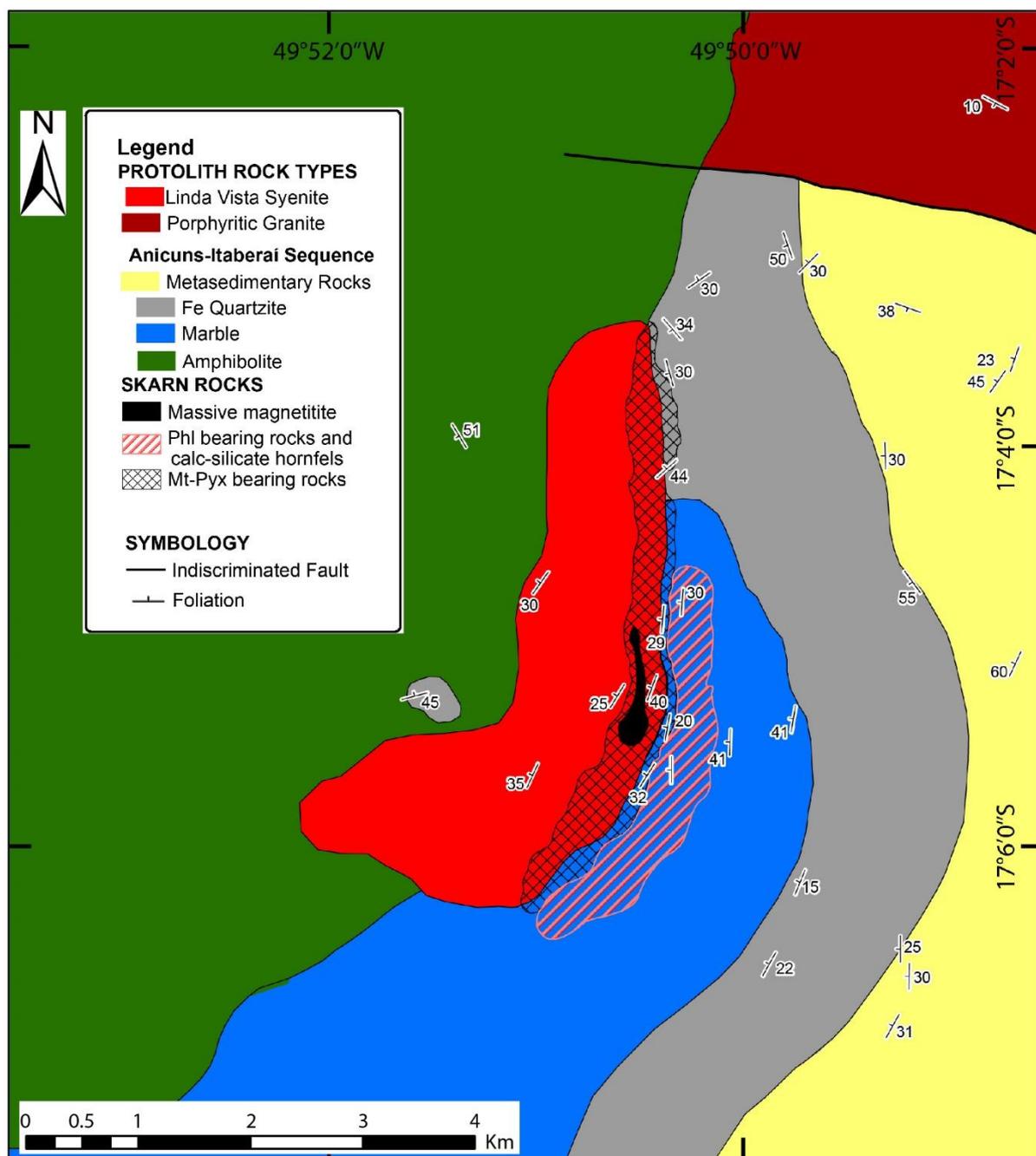


Figura 6. Mapa geológico-estrutural de detalhe do Skarn Linda Vista, apontando área de ocorrência das principais rochas metassomáticas encontradas.

1.5. MATERIAIS E MÉTODOS

Neste tópico serão abordados os métodos analíticos utilizados no desenvolvimento e cumprimento dos objetivos da pesquisa citados no tópico 1.1. Abaixo, segue descrição dos métodos e equipamentos utilizados:

Mapeamento de detalhe - Descrição de afloramentos, coleta de amostras e perfis geológicos em campo integrados com dados geofísicos (aeromagnetometria e gamaespectrometria), processadas pela equipe do Projeto Edeia em Oliveira et al. (2017), e sensoriamento remoto foram utilizados para adquirir dados litológicos e estruturais neste estudo.

Petrografia - Análises petrográficas em lâminas delgadas polidas para descrição de texturas, identificação de minerais e obtenção de fotomicrografias foram realizadas em microscópio Zeiss Axioscope 5 nos laboratórios de Micropaleontologia e Microscopia da Universidade de Brasília (UnB).

Química Mineral por Microsonda Eletrônica - Análises de Química Mineral foram executadas em lâminas selecionadas para microsonda eletrônica JEOL JXA-8230 no Laboratório de Microsonda Eletrônica da UnB. Durante as análises o equipamento funcionou com voltagem de 20 kV, corrente de 10 nA e feixe com diâmetro de 1 a 5 μm . Foram obtidas análises de química mineral em piroxênio, feldspatos, anfibólios, micas e carbonato em mármores, rochas ricas em flogopita, *endoskarn* e *skarnóide* calcissilicático a fim de determinar suas composições e dar suporte às observações petrográficas. Os dados para os cristais analisados são fornecidos em porcentagem em peso de óxidos (peso%) para elementos maiores e menores. A partir da porcentagem em peso, os dados de cada mineral analisado são recalculados para átomos por unidade de fórmula (apfu).

Isótopos Estáveis de Carbono e Oxigênio - Análises de isótopos estáveis de C e O para determinação de $\delta^{13}\text{C}$ e $\delta^{18}\text{O}$ foram executadas em espectrômetro de massa Delta V Plus conectado a Gas Bench II no Laboratório de Geocronologia e Geoquímica Isotópica da UnB. As amostras reagiram com H_3PO_4 a temperatura de 72°C após lavagem do frasco com hélio para remoção de gases atmosféricos. Os dados isotópicos de carbono e oxigênio são fornecidos em relação ao padrão de referência *Pee Dee Belemnite* (V-PDB; Craig, 1957). Para isótopos de oxigênio é realizada conversão de V-PDB para o padrão de referência *Vienna Standard Mean Ocean Water* (V-SMOW; Craig, 1961) segundo a equação: $\delta^{18}\text{O}$ (V-SMOW) = $1.03086 \cdot \delta^{18}\text{O}$ (V-PDB) + 30.86. Todas as análises incluíram material de referência padrão, NBS-18 e NBS-19. Os erros associados às medições dos isótopos são de 0.05‰ para carbono e 0.10‰ para oxigênio, baseado em múltiplas análises de padrão interno do laboratório.

Geocronologia U-Pb em Zircão por *Laser Ablation Inductively Coupled Plasma Mass Spectrometer* (LA-ICP-MS) - Geocronologia U-Pb em zircão foi executada em 1

amostra de sienito. O equipamento utilizado foi Multicollector LA-ICP-MS Thermo-Finnigan Neptune acoplado à sistema de ablação a laser Nd-YAG 213 nm NewWave do Laboratório de Geocronologia e Geoquímica Isotópica da UnB. Utilizou-se o padrão de zircão GJ-1 e foram seguidos os procedimentos padrão descritos por Bühn et al. (2009). O laser funciona com frequência de 10 Hz e intensidade de 2-3 j/cm² com diâmetro de spot de 30 µm a taxas de fluxo volumétrico médio de gás Ar a 0.90 L/min e He a 0.40 L/min. Os dados adquiridos são processados usando os softwares Chronus 2.0 e Isoplot 4.15.

SKARN RICO EM FERRO ASSOCIADO AO SIENITO LINDA VISTA, SEGMENTO
ANICUNS-ITABERAÍ DO ARCO MAGMÁTICO DE GOIÁS: MINERALOGIA,
METASSOMATISMO E IMPLICAÇÕES METALOGENÉTICAS

*Iron-rich skarn related with Linda Vista Syenite, Anicuns-Itaberaí segment of the Goiás
Magmatic Arc: mineralogy, metasomatism and metallogenetic implications*

CAPÍTULO 2

ABSTRACT Skarns are hydrothermally altered rocks formed in a wide variety of environments and are referred to very hard rocks composed dominantly of calc-silicate minerals, mainly Ca-rich garnet and pyroxene. Linda Vista constitutes an occurrence associated with skarn assemblages and it's typically the product of contact metamorphism associated with intrusion of a syenite into carbonate rocks which involves hydrothermal alteration processes. The predominant mineral is sodium-calcium clinopyroxene (aegirine-augite) formed by the input of alkalis from the syenite emplacement, where the hydrothermal alteration takes place. Garnet was not observed. Metasomatism is characterized by iron enrichment, generating the characteristic magnetite-clinopyroxene association. The skarn also develops in discrete zones of contact between the syenite and the marble, forming phlogopite-rich rocks and calc-silicate rocks. It was possible to identify stages related to metasomatic alterations that represent the evolution of this system. Isochemical progressive stage occurs without composition mixing between lithologies or external sources of chemical components. At this stage, tremolite crystallization occur in dolomitic marbles. Progressive metasomatic stage is characterized by the replacement of syenite by clinopyroxene-magnetite in the endoskarn and phlogopite-rich rocks formation in a close contact zone with the marbles. While the retrograde stage is represented by the replacement of clinopyroxene by amphibole and subsequent chloritization of this amphibole in the endoskarn and formation of skarn-type calc-silicate rocks in the marble contact zone. C and O stable isotope data were obtained for the syenite-marble contact. It was modeled according to Batch and Rayleigh curves and denote processes of CO₂ devolatilization of carbonates by calc-silicate reactions and by high-temperature decomposition, also demonstrating the importance of contact metamorphism in the context of the formation of Linda Vista Skarn.

RESUMO *Skarns* são rochas formadas em uma grande variedade de ambientes e relacionadas a processos de alteração hidrotermal com mineralogia característica formada por granada e clinopiroxênio. A ocorrência de Linda Vista constitui um típico *skarn*, envolvendo processos de intrusão de um sienito, metamorfismo de contato e alteração hidrotermal em encaixantes carbonáticas. O *skarn* possui como mineral característico e predominante o clinopiroxênio sódico-cálcico (aegirina-augita), formado pelo aporte de álcalis da intrusão, onde se desenvolve a alteração hidrotermal. O metassomatismo é caracterizado por enriquecimento em ferro, gerando a associação característica magnetita-clinopiroxênio. O *skarn* também se desenvolve em discretas zonas de contato do sienito com o mármore, formando rochas ricas em flogopita e calcissilicática. Foi possível identificar estágios relacionados à evolução deste sistema. Estágio progressivo isoquímico, sem que houvesse mistura de composição entre litologias ou fluxo externo de componentes químicos, marcado cristalização de tremolita em mármore dolomíticos. Estágio progressivo metassomático com substituição do sienito por clinopiroxênio-magnetita no *endoskarn* e formação de rochas ricas em flogopita em estreita zona de contato com os mármore. Estágio retrógrado com substituição do clinopiroxênio por anfibólio e subsequente cloritização destes anfibólios no *endoskarn* e formação de rochas calcissilicáticas tipo *skarn* na zona de contato com mármore. Dados de isótopos estáveis de C e O foram obtidos para o contato sienito-mármore, modelados segundo curvas de Batch e Rayleigh, e apontam processos de devolatilização de CO₂ dos carbonatos por reações calcissilicáticas e decomposição em alta temperatura, demonstrando, também, a importância do metamorfismo de contato no contexto de formação do *Skarn* Linda Vista.

2.1. INTRODUÇÃO

Skarns são um tipo de rocha formada por processos magmático-hidrotermais e composta predominantemente por minerais calcissilicáticos (Burt, 1977; Einaudi et al., 1981; Meinert et al., 2005). Possuem ampla distribuição global e temporal, podendo ser encontrados, também, em grande diversidade de ambientes: adjacentes a plútons, ao longo de falhas e zonas de cisalhamento, em sistemas geotermiais rasos, no assoalho oceânico ou em terrenos metamórficos profundos (Meinert, 1992; Meinert et al., 2005).

Podem ser subdivididos de acordo com diversos critérios. Os mais comuns são *endo-* e *exoskarn* para indicar se a mineralização e a alteração hidrotermal estão alojadas no plúton causativo ou na rocha encaixante, respectivamente (Meinert, 1992; Meinert et al., 2005). Para se referir à composição dominante da encaixante carbonática, a classificação amplamente utilizada é de *skarn* cálcico ou magnesiano - referindo-se a calcários e dolomitos, respectivamente (Meinert et al., 2005; Robb, 2005).

Grande parte dos *skarns* são espacialmente ligados a intrusões magmáticas e caracterizados por dois estilos de alteração. Um estágio inicial com minerais anidros (*e.g.*, granada e piroxênio) e predomínio de fluidos magmáticos, e um estágio tardio retrógrado com minerais hidratados (*e.g.*, epidoto, anfibólio e clorita) e predomínio de fluidos meteóricos (Kwak, 1986; Bowman, 1998; Meinert et al., 2003; 2005). Nesse sentido, o presente trabalho apresenta um *skarn* rico em ferro ligado espacialmente a uma intrusão, trazendo à tona uma ocorrência e um guia prospectivo inéditos para o Arco Magmático de Goiás.

O estudo foca na caracterização petrográfica com descrição das assembleias mineralógicas e química mineral para compreender os processos metassomáticos, destacando o Fe-metassomatismo que ocorre no interior da intrusão (*endoskarn*). Os dados permitem identificar os principais estágios e sequências paragenéticas relacionados à formação do *skarn*, contextualizando o Fe-metassomatismo na evolução deste sistema. Além disso, foram identificados eventos metassomáticos em uma discreta zona de contato entre intrusão e mármore, no qual houve formação de rochas ricas em flogopita e calcissilicática.

Análises de isótopos estáveis de C e O foram realizadas com o intuito de definir os processos formadores do *skarn*, caracterizando processo de devolatilização de CO₂ (descarbonatação) gerada no momento do contato entre intrusão e mármore por meio de reações calcissilicáticas e decomposição de calcita.

2.2. CONTEXTO GEOLÓGICO

A área de estudo está localizada no Orógeno Brasília (Faixa Brasília), unidade da Província Tocantins (Almeida et al., 1981; figura 1a), formado da colisão Neoproterozoica dos blocos São Francisco, Amazonas e Paranapanema. De acordo com vários autores (Fuck et al., 1994; Dardenne, 2000; Pimentel et al., 2000a; Valeriano et al., 2008), o Orógeno Brasília pode ser compartimentado em cinco domínios (Figura 1b): (1) zona de *foreland* de embasamento Arqueano-Paleoproterozoico cobertos por sedimentos Neoproterozoico (Dardenne, 2000); (2) zona externa de metassedimentos de baixo grau (Pimentel et al., 2011); (3) zona interna de alto grau, o núcleo metamórfico do Orógeno Brasília (Baldwin et al., 2005; Della Giustina et al., 2011) entre sistema de nappes de baixo grau; (4) o Maciço de Goiás, micro-contidente Arqueano-Paleoproterozoico alóctone acrescido ao final de orogenia Neoproterozoica (Jost et al., 2013; Pimentel, 2016) ou área pericratônica de protocontinente durante orogenia Paleoproterozoica (Cordeiro e Oliveira, 2017; Saboia et al., 2020); e (5) o Arco Magmático de Goiás, Neoproterozoico (Pimentel e Fuck, 1992; Fuck et al., 2005).

O Arco Magmático Goiás está posicionado no extremo oeste do Orógeno Brasília, sendo compostos pelos segmentos Mara Rosa (norte), Arenópolis (sudoeste) e Anicuns-Itaberaí (sudeste). A evolução do arco é marcada por 2 principais eventos, com início em 900-800 Ma e final entre 670-600 Ma (Pimentel et al., 1991; Pimentel e Fuck, 1992; Laux et al., 2005, Cordani et al., 2013; Pimentel 2016). Ortognaisses e plutônicas calcioalcalinas compõem as rochas granitóides de arco e estão associados a sequências metavulcanossedimentares. Estas sequências são, em geral, formadas por um pacote inferior metavulcânico e pacote superior metassedimentar, intrudidos por corpos máfico-ultramáficos e granitóides tardi- a pós-tectônicos (Delgado et al., 2003; Kuyumjian et al., 2004).

Idades U-Pb em zircão de protólitos ígneos (ortognaisses) do arco, são relacionadas aos 2 principais eventos magmáticos: (1) 900-800 Ma, representado por rochas plutônicas de arco de ilha, comparadas a granitóides tipo M primitivos, relacionados a deposição das sequências Arenópolis, Córrego da Boa Esperança, Anicuns-Itaberaí e Mara Rosa (Pimentel e Fuck, 1994; Laux et al., 2004); (2) 670-600 Ma, representado por gnaisses metaluminosos e relacionados as sequências Jaupaci, Bom Jardim e Santa Terezinha (Laux et al., 2005). Há, ainda, um evento magmático entre estes 2 principais eventos, datado de 790-786 Ma no Segmento Arenópolis, representado por granitóides peraluminosos portadores de muscovita (Laux et al., 2005; Pimentel, 2016).

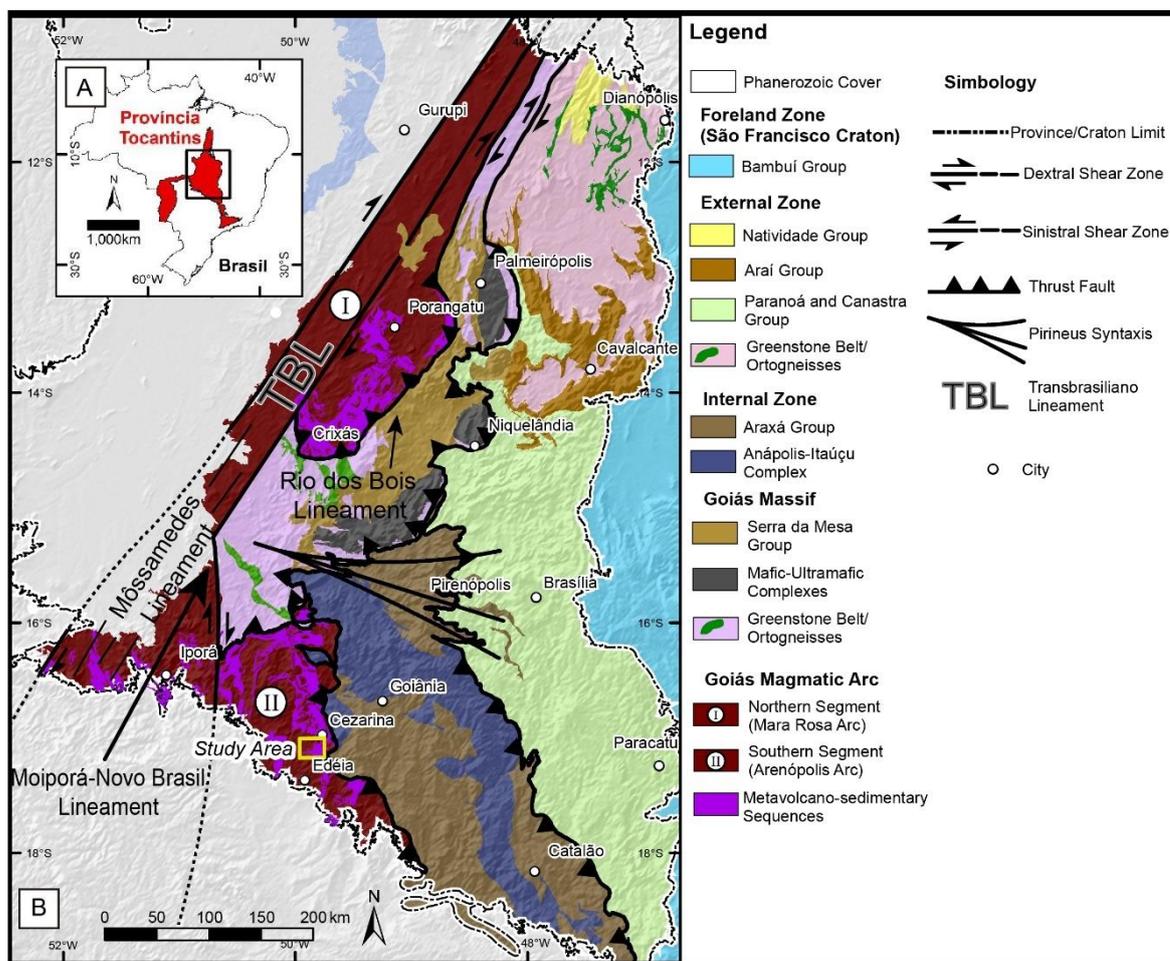


Figura 1. (A) Mapa Geológico do Orógeno Brasília no contexto da Província Tocantins destacada em (B) (adaptado de Pimentel et al., 2004; Fuck et al., 2014; Praxedes, 2015; Macedo et al., 2018).

A área de estudo está localizada no Segmento Anicuns Itaberaí do arco, que está relacionado, principalmente, à evolução da sequência metavulcanossedimentar Anicuns-Itaberaí (Barbosa, 1987; Nunes, 1990; Laux et al., 2010) e a intrusão de granitóides tardi- a pós-tectônicos de alto-K associados a plútons gabro-dioríticos (Pimentel et al., 1996; Laux et al., 2004). A sequência metavulcanossedimentar Anicuns-Itaberaí, inicialmente descrita por Barbosa (1987), pode ser dividida entre as sequências Córrego da Boa Esperança e Anicuns-Itaberaí, ambas com idade entre 890-830 Ma (Laux et al., 2010). Estas sequências supracrustais são intrudidas por granitóides e pequenos corpos máfico-ultramáficos. A sequência Anicuns-Itaberaí possui idade entre 890-830 Ma (Laux et al., 2004; 2010), relacionada ao evento magmático inicial no Segmento Anicuns-Itaberaí e compreende ortogneisses, metavulcânicas e metassedimentos em contexto de *fore-arc* com fonte sedimentar de origem paleoproterozoica (Laux et al., 2010).

2.2.1. O Sienito Linda Vista e suas rochas encaixantes

O Sienito Linda Vista (SLV) está estabelecido em contexto geotectônico ligado a eventos de acreção crustal durante orogenia Brasileira-Panafricana que resultou na formação do Orógeno Brasília (Almeida et al., 1981; Pimentel et al., 2000a; Fuck et al., 2005). A deformação observada na região do SLV durante estes eventos sugere duas fases deformacionais (Navarro, 2006). É, também, representado pelo conjunto de rochas plutônicas tardi- a pós tectônicas intrusivas em eventos finais de colisão do arco entre 650-630 Ma (Piuzeana et al., 2003b). Na região há uma série de intrusões relacionadas a esse estágio juntamente ao SLV (Figura 2a), apresentando baixo grau deformacional e alto teor de potássio, que está em acordo com as descrições de Pimentel et al. (2016) e Rodrigues et al. (1999).

Descrito inicialmente por Menezes e Casemiro (2017), o SLV é identificado e caracterizado como corpo intrusivo com alteração hidrotermal associada. É um corpo alongado com disposição N-S em sua parte norte e NE-SW em sua parte sul, tendo aproximadamente 6 km de comprimento e 2,5 km de largura, limitado a oeste por metavulcânicas máficas e a leste por rochas metassedimentares (mármore e quartzitos). A região onde está estabelecido é estruturada por empurrões de baixo ângulo e zonas de cisalhamento, constituída pela sequência metavulcanossedimentar Anicuns-Itaberaí e outros granitóides tardi- a pós-tectônicos (Figura 2). Entre as intrusões tardi- a pós-tectônicas está o SLV, que intrude e acompanha a deformação de mármore da sequência Anicuns-Itaberaí (Oliveira et al., 2017).

A intrusão está relacionada, principalmente, a uma estrutura de empurrão de direção NNE-SSW que sobrepõe rochas metavulcânicas máficas da sequência Anicuns-Itaberaí sobre quartzitos e mármore da mesma sequência em baixo ângulo (20°-30°). Subordinadamente há, também, falha indiscriminada de direção E-W associada a lineamentos ENE-WSW em produtos geofísicos aéreos.

A aerogeofísica também foi importante na delimitação do SLV notadamente em imagens gamaespectrométricas do canal de potássio (Figura 2c). Nos produtos aeromagnetométricos, destaca-se o sinal analítico 3D (Figura 2b), que evidencia anomalias magnéticas em profundidade com disposição semelhante à do LVS no canal de potássio.

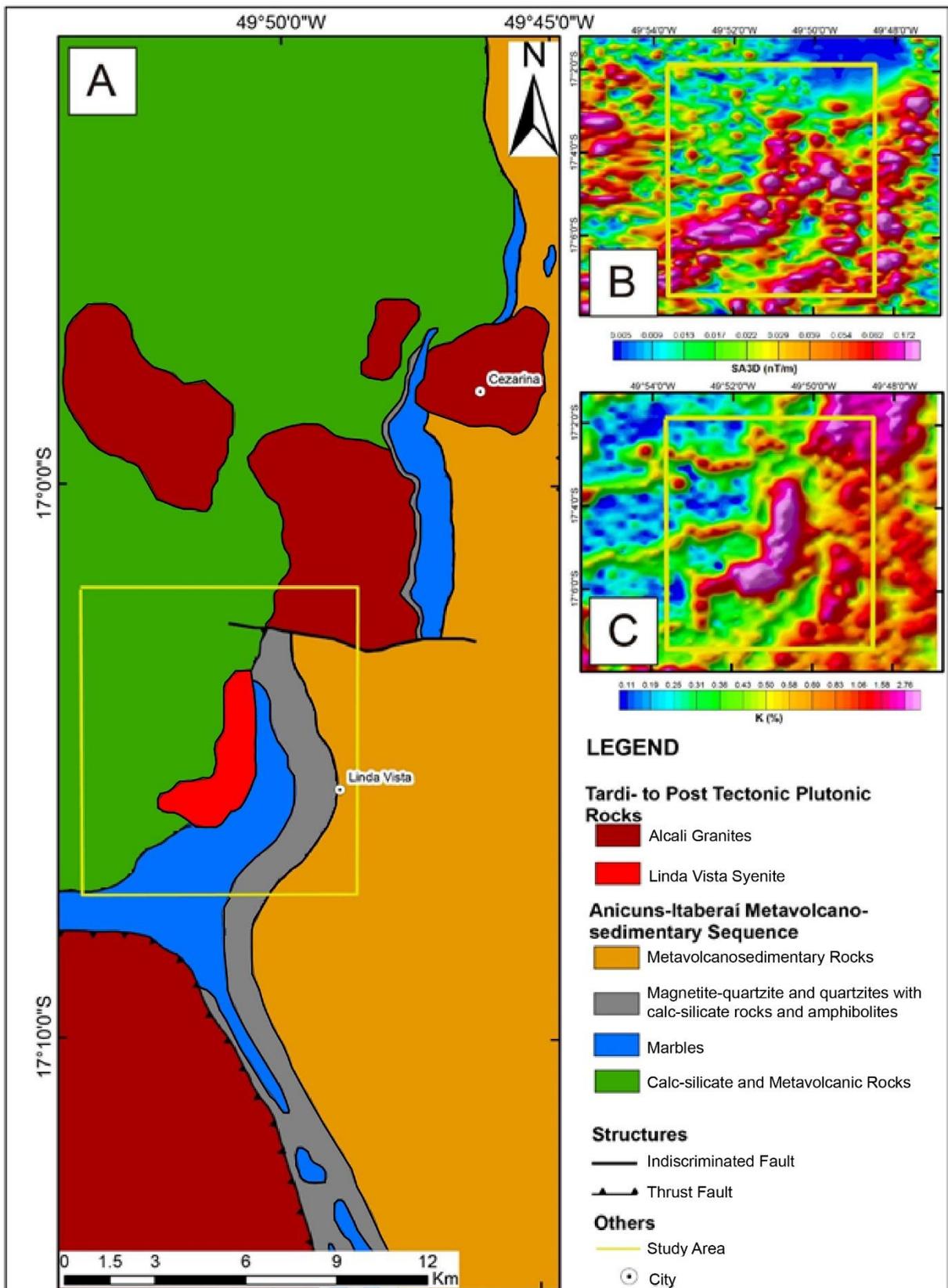


Figura 2. (A) Mapa geológico local exibindo as diversas intrusões tardi- a pós-tectônicas que ocorrem em litotipos da sequência metavolcanossedimentar Anicuns-Itaberaí com destaque para a área de estudo; (B) Imagem de sinal analítico 3D (nT/m) destacado para área de estudo; (C) Imagem de canal de potássio (K%) com destaque para área de estudo.

A geometria da intrusão é controlada por frentes de empurrão (Figura 3a) que acompanham a deformação regional de mármore e quartzitos da sequência Anicuns-Itaberai. Essas estruturas também podem ser observadas por outras injeções graníticas similares que ocorrem próximas ao sienito na região (Figura 3b). A foliação das encaixantes metassedimentares tem direção predominante NNE com mergulho NNW variando de 20° a 40°. O LVS está encaixado nessas zonas de deformação das encaixantes, que são essencialmente compostas por minerais metassomáticos, orientada segundo uma direção preferencial, chegando a formar bandamentos composicionais centimétricos.



Figura 3. Fotografias em pedreiras com destaque para relação de contato entre rochas intrusivas e mármore encaixantes evidenciando em (A) intrusão sienítica sub-paralela à foliação regional dos mármore com disposição geral 300/30; (B) Ramificações de intrusões de leucogranitos vizinhos ao sienito Linda Vista com mesma geometria e paralelas à foliação regional encontrada nos mármore.

As rochas do LVS têm pouca abundância de afloramentos, a exceção de sua ocorrência em pedreira desativada, e, em geral, ocorrem como blocos rolados, majoritariamente com intenso grau de alteração por processos hidrotermais. Contudo, algumas rochas preservam tanto mineralogia quanto texturas ígneas, mostrando composições predominantemente sieníticas (Figura 4a). A fácies predominante do sienito é equigranular e os minerais primários ígneos que compõem essas rochas são K-feldspato, plagioclásio e quartzo com muscovita subordinada em

menor quantidade (Figura 4c). O K-feldspato pode ser subdividido em dois tipos, o primeiro de granulação grossa, que comumente se encontram pertitizados e fraturados (Figura 4d) e o segundo são cristais de microclínio de granulação média com aspecto intersticial, associado a muscovita (Figura 4c), o que pode indicar duas gerações distintas de K-feldspatos. O plagioclásio se encontra, localmente, sericitizado (Figura 4c e d). Muscovita é fina, de ocorrência esparsa e se encontram, em grande parte, alteradas.

O sienito, também, possui uma fácies inequigranular composta predominantemente por K-feldspato do tipo microclínio com quartzo subordinado, além de aglomerados de biotita cloritizadas (Figura 4b). Os cristais de feldspato são anedrais de granulação grossa a fina, no seu interstício há pequenas quantidades de quartzo de granulação fina a média.

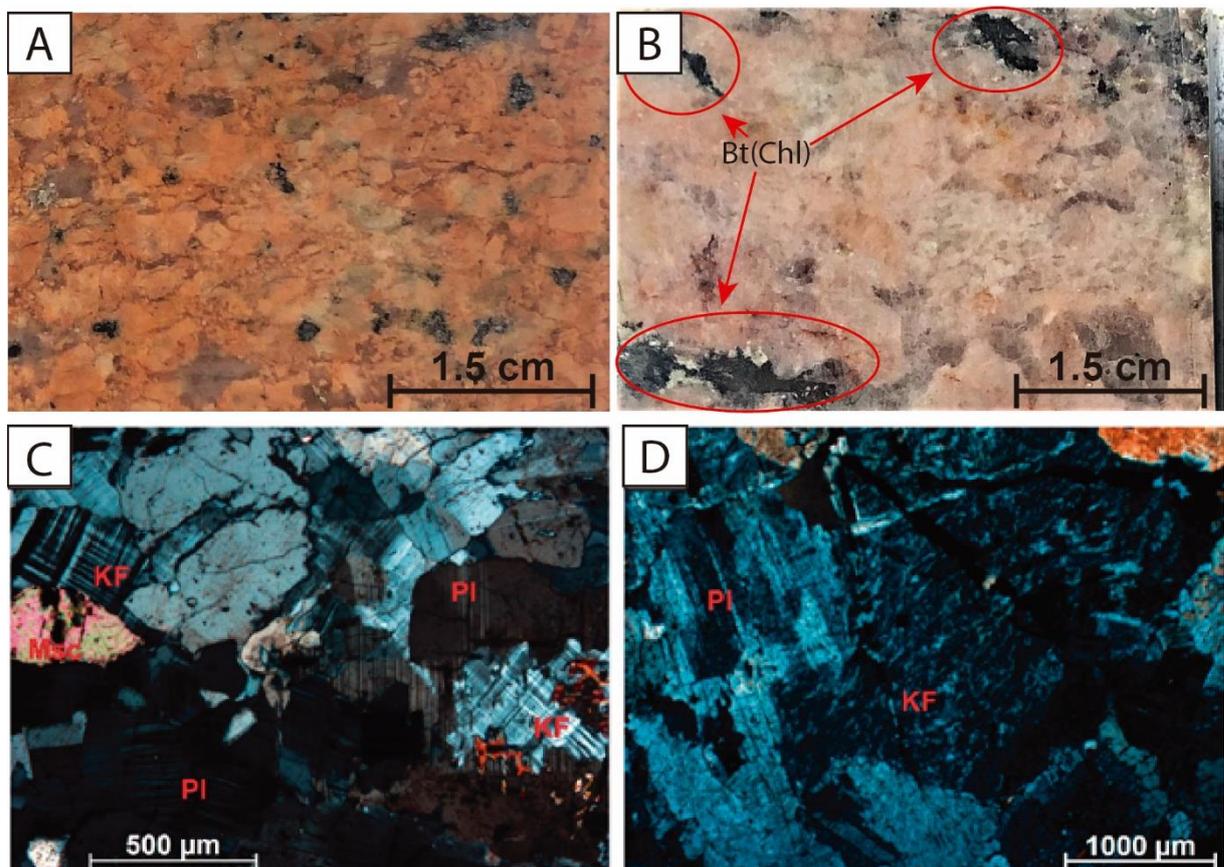


Figura 4. Imagens de rochas ígneas mostrando variação faciológica do sienito em (A) textura equigranular e maior proporção de quartzo; e (B) textura inequigranular com aglomerados formados por biotita cloritizada. Fotomicrografias sob luz transmitida a nicóis cruzados em (C) evidenciando textura granular ígnea preservada da rocha, com predominância de K-feldspato, em diferentes tamanhos, e ocorrência de plagioclásio e muscovita; (D) cristal de K-feldspato pertítico em contato com plagioclásio subedral. Abreviações: Bt = biotita; Chl = Clorita; KF = k-feldspato; Msc = muscovita; Pl = plagioclásio; Qtz = quartzo.

2.2.1.1. Rochas Encaixantes

O SLV intrude calcissilicáticas, mármore, magnetita-quartzito e xistos associados a quartzitos. As calcissilicáticas são anfíbolitos finos (Figura 5a) compostos, principalmente, de hornblenda, clinopiroxênio, epidoto e plagioclásio de textura nematoblástica. Não são observadas relações de contato das metavulcânicas máficas com o SLV. Há, também, ocorrência de talco-xistos, actinolita-xistos e tremolita-xistos subordinados a estas rochas metavulcânicas.

Entre os mármore (Figura 5c), duas variedades se destacam: a primeira possui coloração cinza com intercalação de bandas de tons claros e escuros, possivelmente material carbonoso, granulação média, composto predominantemente por calcita e quartzo subordinado, compondo textura granoblástica; e o segundo tipo possui coloração branca, granulação média, composto de calcita com menor quantidade de quartzo, também formando textura granoblástica. No segundo tipo de mármore, quando em contato com o SLV, há o aparecimento de dolomita e tremolita na interface sienito/mármore.

Os magnetita-quartzito (Figura 5b) são comuns nas proximidades do SLV, sendo rochas de coloração acinzentada e granulação média, possuindo bandamentos ferruginosos de escala milimétrica. São compostos essencialmente de quartzo e magnetita granoblásticos, formando bandamentos composicionais com domínios claros compostos por quartzo recristalizado e domínios escuros compostos por quartzo e magnetita.

2.3. MÉTODOS ANALÍTICOS

Trabalho de campo integrado com dados geofísicos e sensoriamento remoto foram utilizados para adquirir dados litológicos e estruturais. Análises petrográficas em lâminas delgadas polidas para descrição de texturas e identificação de minerais foram realizadas nos laboratórios de Micropaleontologia e Microscopia da Universidade de Brasília (UnB).

Análises de Química Mineral foram executadas em microsonda eletrônica JEOL JXA-8230 no Laboratório de Microsonda Eletrônica da UnB. Durante as análises o equipamento funcionou com voltagem de 20 kV, corrente de 10 nA e feixe com diâmetro de 1 a 5 μm . Foram obtidas análises de química mineral em piroxênio, feldspatos, anfíbolios, micas e carbonato em mármore, rochas ricas em flogopita, *endoskarn* e *skarnóide* calcissilicático a fim de determinar suas composições e dar suporte às observações petrográficas. Os dados para os cristais analisados são fornecidos em porcentagem em peso de óxidos (peso%) para elementos maiores

e menores. A partir da porcentagem em peso, os dados de cada mineral analisado são recalculados para átomos por unidade de fórmula (apfu).

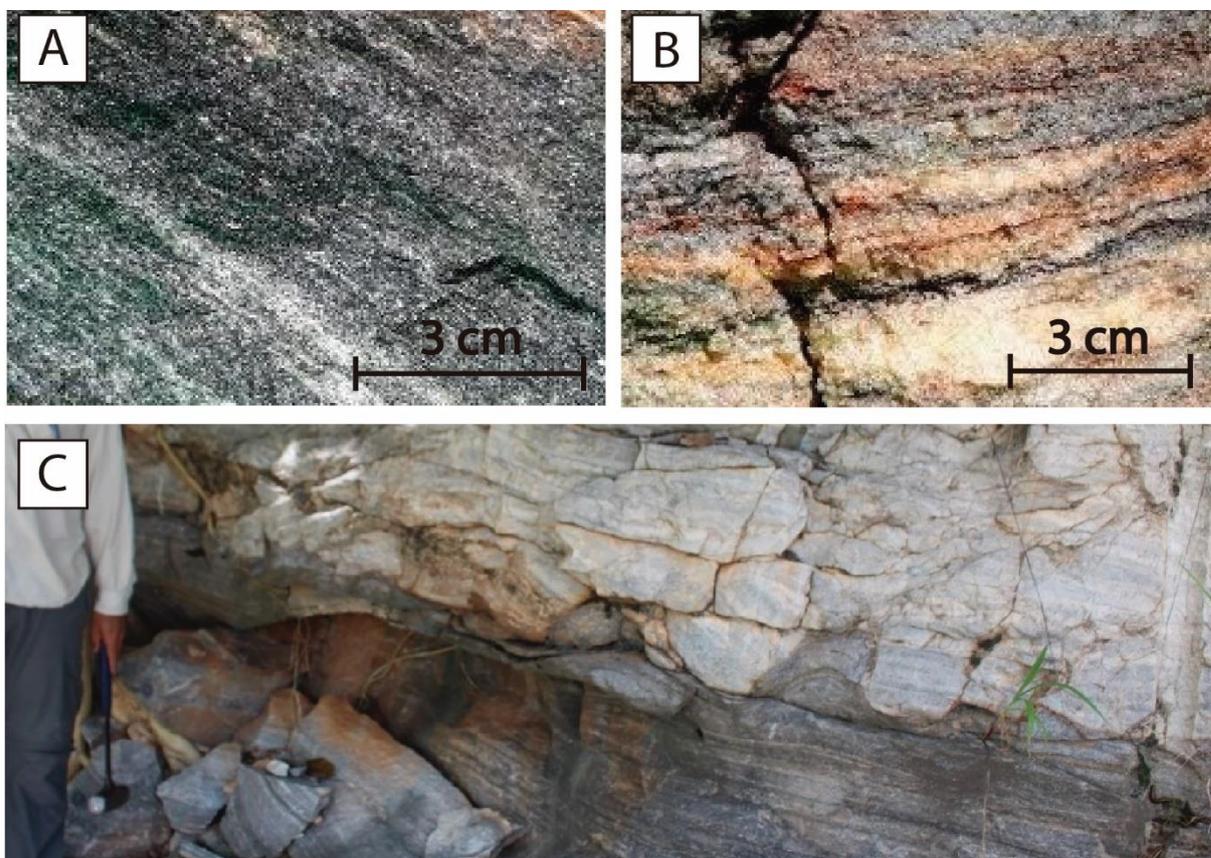


Figura 5. Imagens das principais rochas encaixantes no contexto do SLV em (A) amostra de anfibolito fino bandado representante das rochas metavulcânicas máficas; (B) amostra de magnetita-quartzito com bandas quartzosas intercaladas com bandas ricas em magnetita; e (C) afloramento *in situ* mostrando contato entre os dois principais tipos de mármore encaixantes.

Análises de isótopos estáveis de C e O para determinação de $\delta^{13}\text{C}$ e $\delta^{18}\text{O}$ foram obtidas do Projeto Edéia (2019) em 9 amostras de rochas do contato sienito/mármore sem evidências de alteração hidrotermal com amostras agrupadas em domínio do mármore e domínio *skarnitizado*. O equipamento utilizado foi o espectrômetro de massa Delta V Plus conectado a Gas Bench II do Laboratório de Geocronologia e Geoquímica Isotópica da UnB. Os dados isotópicos de carbono e oxigênio são fornecidos em relação aos padrões de referência *Pee Dee Belemnite* (V-PDB; Craig, 1957) e *Vienna Standard Mean Ocean Water* (V-SMOW; Craig, 1961). Todas as análises incluíram material de referência padrão, NBS-18 e NBS-19.

Geocronologia U-Pb em zircão foi executada em 1 amostra de sienito. O equipamento utilizado foi Multicollector LA-ICP-MS Thermo-Finnigan Neptune acoplado à sistema de ablação a laser Nd-YAG 213 nm NewWave do Laboratório de Geocronologia e Geoquímica Isotópica da UnB. Utilizou-se o padrão de zircão GJ-1 e foram seguidos os procedimentos

padrão descritos por Bühn et al. (2009). O laser funciona com frequência de 10 Hz e intensidade de 2-3 j/cm² com diâmetro de *spot* de 30 µm a taxas de fluxo volumétrico médio de gás Ar a 0.90 L/min e He a 0.40 L/min. Os dados adquiridos são processados usando os softwares Chronus 2.0 e Isoplot 4.15.

2.4. O SKARN LINDA VISTA

O *Skarn* Linda Vista (Figura 6) se trata de uma ocorrência no contexto do Arco Magmático de Goiás, descrito inicialmente por Menezes e Cassemiro (2017). A formação deste *skarn* está ligada temporalmente e espacialmente a intrusão tardi- a pós-tectônica Neoproterozoica do SLV, sendo concordante a colocação do plutón, orientado segundo a deformação regional. As estruturas que resultam deste contexto são lineações e bandamentos dos minerais metassomáticos orientados concordantemente ao SLV, atestando a temporalidade de plutón e *skarn*.

Observações de campo e petrografia permitiram a compartimentação em zonas do *Skarn* Linda Vista relativo à posição em relação ao SLV, de acordo com a classificação em endo- e exo*skarn* descrita em Meinert et al. (2005) e, também, a mineralogia metassomática que as caracterizam. Essencialmente, é um *endoskarn* com minerais máficos ricos em ferro, sendo os minerais típicos clinopiroxênio e magnetita, associado ao SLV. Contudo, há ocorrência de *skarnóide* de mineralogia tipicamente calcissilicática (epidoto, Mg-hornblenda, prehnita e titanita) limitado a uma estreita zona de contato entre mármore e sienito, além de ocorrência de rochas ricas em flogopita mais próximas aos mármore.

O *endoskarn* ocorre por toda extensão leste do SLV limitado em superfície pelos mármore e, eventualmente, pelo magnetita-quartzito em profundidade. É rico em clinopiroxênio (aegirina-augita) e magnetita (Figura 8b), apresentando fácies de ocorrências de magnetita-piroxênio (Mt-Pyx) variando de disseminado a maciço, que representam a evolução do metassomatismo nessas rochas. Nesse mesmo contexto, há a ocorrência de brechas metassomáticas com matriz rica em magnetita.

Identificou-se na interface entre sienito e mármore a existência de zona de contato (Figura 7a), onde há gradual substituição e mistura de composição de ambas unidades, culminando em dois produtos de alteração metassomática distintos (Figura 7b). O primeiro deles é composto por rochas ricas em flogopita, tipicamente bandadas e deformadas, com calcita associada. O segundo é composto por *skarnóide* – rocha calcissilicática parcialmente

modificada por *skarnitização*. Esta rocha é rica em epidoto e hornblenda, além prehnita, titanita e pirita subordinadas, embora a ocorrência destas rochas ser muito mais restrita no contexto do *skarn*. O contato apresenta heterogeneidades, variando de abrupto a transicional.

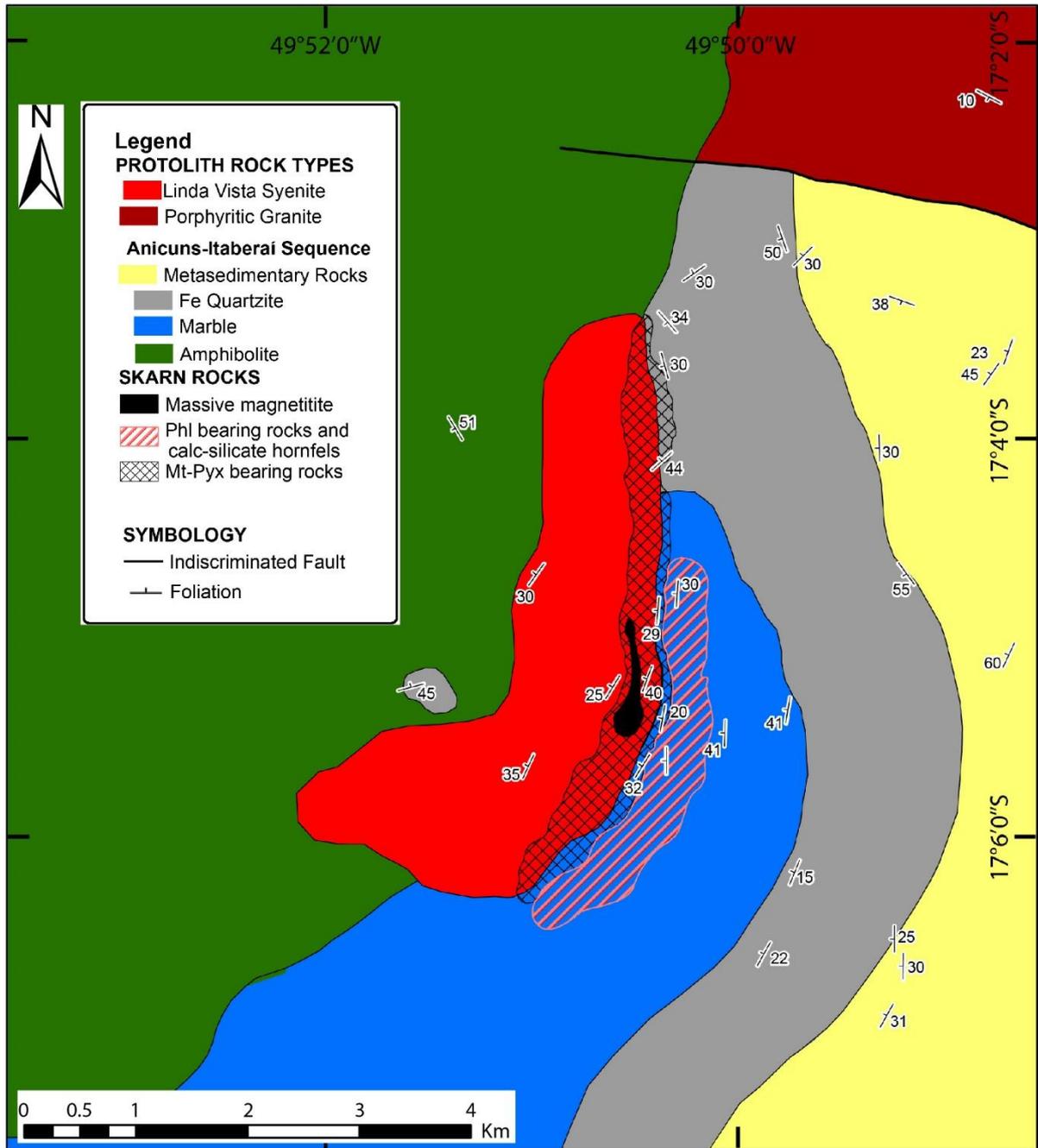


Figura 6. Mapa geológico-estrutural do *Skarn* Linda Vista, incluindo rochas encaixantes e o sienito Linda Vista (LVS).

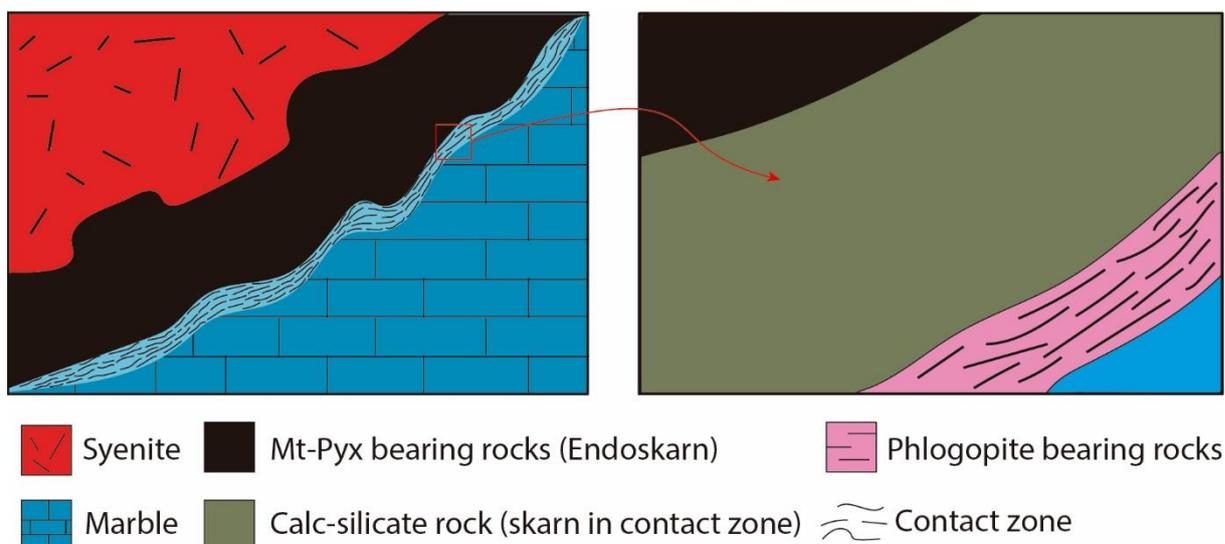


Figura 7. Esquema evidenciando em (A) as zonas de *skarn* e a relação entre sienito (intrusivo) e mármore (encaixante) e detalhe em (B) da zona de contato com desenvolvimento de rochas ricas em flogopita e calcissilicática.

2.4.1. Estágios de evolução do *Skarn* Linda Vista

A gênese de um *skarn* na intrusão de um plutón envolve processos na sua colocação que desencadeiam estágios de metamorfismo de contato isoquímico e metassomatismo, seguido de um estágio retrográdo relacionado ao resfriamento do plutón, com os minerais formados em fases anteriores substituídos por minerais hidratados. Segundo Pirajno (2009), a formação de um *skarn* está relacionada a estes 3 principais estágios: (1) progressivo isoquímico, (2) progressivo metassomático e (3) alteração retrógrada.

A classificação de Pirajno (2009) foi utilizada na individualização destes três estágios (progressivo isoquímico, progressivo metassomático e retrográdo) com base em observações de campo e petrografia, permitindo a identificação de um conjunto de texturas e associações minerais que expõe a progressão temporal da alteração hidrotermal que afeta tanto o interior do sienito quanto a zona de contato.

O estágio progressivo isoquímico é observado na zona de contato entre sienito e mármore e é representado pela recristalização dos mármore e formação de tremolita, causada pelo metamorfismo de contato inicial (Figura 8a). O estágio progressivo metassomático, no *endoskarn*, é representado pela substituição em larga escala e gradual do sienito pela associação magnetita-piroxênio, evidenciada por relações texturais de desequilíbrio com porções reliquias do sienito. Esta associação Mt-Pyx forma núcleos máficos disseminados com lineação mineral penetrativa (Figura 8b). A zona de contato tem este estágio representado pela

formação de rochas ricas em flogopita. Suas ocorrências são heterogêneas, ocorrendo desde a base ao topo dos mármore, e aparentam estar relacionadas a apófises intrusivas nos mármore.

O estágio retrógrado é representado no *endoskarn* pela substituição de clinopiroxênio por pseudomorfos de riebeckita e martitização da magnetita. Neste estágio há a ocorrência de brechas hidrotermais, onde além da substituição de clinopiroxênio por anfibólio, há a cloritização destes anfibólios. Na zona de contato, este estágio é representado por um processo extensivo de sulfetação.

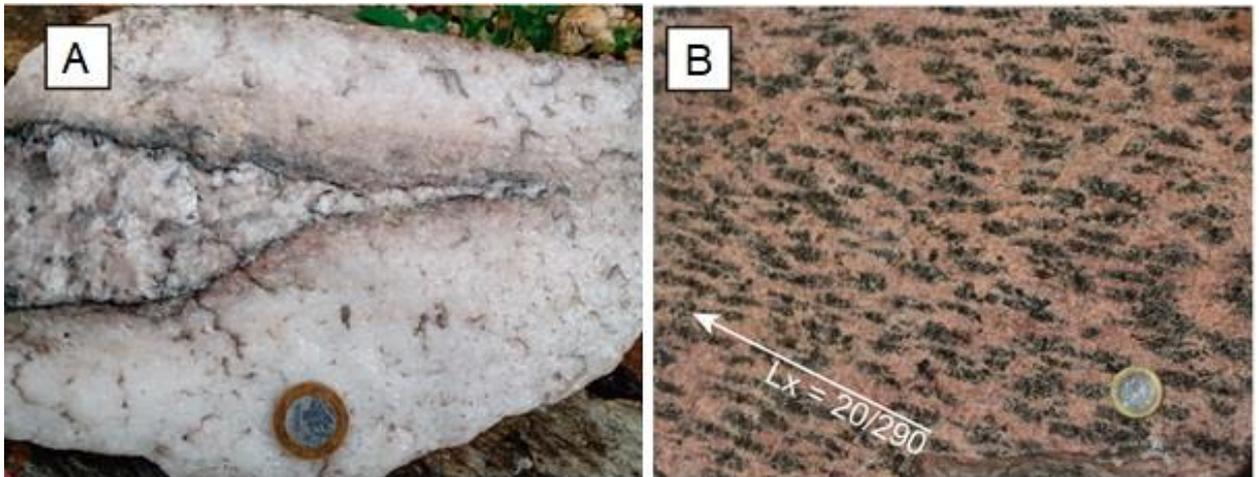


Figura 8. (A) Apófise intrusiva em mármore evidenciando relação de recristalização dos mármore ao centro; e (B) disseminações de clinopiroxênio + magnetita orientadas com lineação L_x medida igual a 20/290.

2.4.1.1. Estágio Progressivo Isoquímico

O estágio progressivo isoquímico é observado somente na zona de contato entre sienito e mármore (Figura 9a), não sendo observadas relações de contato com as demais rochas encaixantes da área. Destaca-se que neste contato não há adição externa ou mistura composicional na mineralogia destas rochas, predominando mudanças morfológicas e texturais nos minerais. Rochas carbonáticas relacionadas à zona de contato neste estágio desenvolvem textura granoblástica poligonal e cristalização de tremolita (Figura 9b).

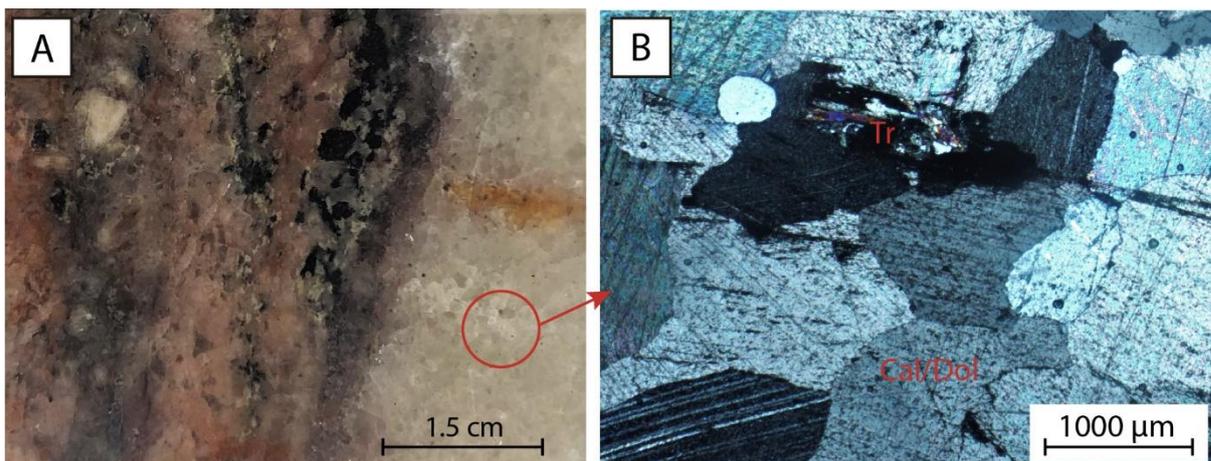


Figura 9. Imagens do estágio isoquímico mostrando em (A) a zona de contato abrupta entre sienito e mármore, sem evidências de metassomatismo; e (B) zona de recrystalização do mármore com formação de tremolita associada a este processo. Abreviações: Cal = calcita; Dol = dolomita; Tr = tremolita.

2.4.1.2. Estágio Progressivo Metassomático

Rochas do *endoskarn* neste estágio estão divididas em duas categorias de ocorrências, associações magnetita-piroxênio disseminadas (Figura 10a) e magnetita-piroxênio maciço, Figura 10b). A ocorrência de rochas de aspecto mais disseminado apresenta assembleia predominante de feldspato potássico, albita e quartzo com disseminações de clinopiroxênio e magnetita por toda a rocha. Porém, há variação nas texturas destas rochas. A porção quartzo-feldspática pode preservar a textura ígnea granular original com cristais grossos de K-feldspato e plagioclásio reliquiais (Figura 10c), ou ocorrer recrystalizada com feldspatos poligonais de granulação fina, predominando albita (Figura 10d). As disseminações Mt-Pyx, por sua vez, possuem titanita subordinada e formam núcleos esparsos, exibindo texturas de desequilíbrio com relictos ígneos ou bandamentos composicionais em equilíbrio com quartzo-feldspato recrystalizado. Essa variação pode ser referente a distribuição espacial do corpo, com as porções quartzo-feldspáticas recrystalizadas e bandamentos máfico serem relacionadas a borda do sienito, enquanto a rocha com relictos ígneos e núcleos máficos serem relacionados ao interior do sienito.

As rochas de aspecto maciço são tipicamente piroxênio-magnetititos com porções quartzo-feldspáticas restritas a pequenos espaços nos interstícios da associação clinopiroxênio-magnetita. A granulação da rocha é média a grossa e sua textura é granoblástica, de aspecto maciço.

Paralelamente, rochas relacionadas à zona de contato neste estágio desenvolvem bandas ricas em flogopita (Figura 11a) de espessura variando de centimétrica a decimétrica, chegando a formar, também, lamelas centimétricas do mineral. São compostas essencialmente de

flogopita (~90%) e, em menor quantidade, agregados quartzo feldspáticos, possuindo foliação muito penetrativa e textura predominantemente lepidoblástica (Figura 11b).

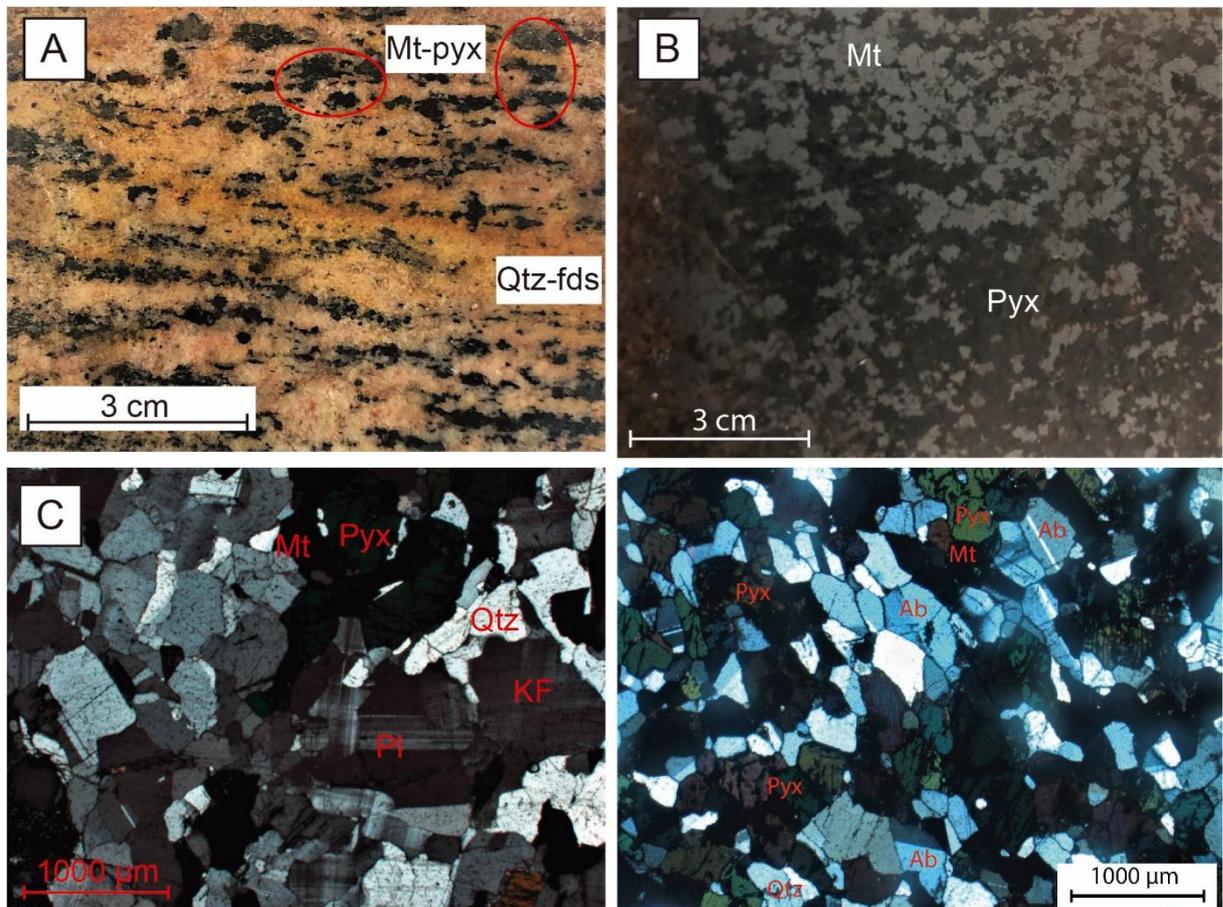


Figura 10. Imagens do estágio progressivo no *endoskarn* evidenciando (A) disseminações de Mt-Pyx orientadas em substituição as assembleias ígneas quartzo-feldspáticas; (B) piroxênio-magnetitito de aspecto maciço e textura granoblástica da ocorrência de Mt-Pyx maciço; fotomicrografias de (C) textura granular ígnea quartzo-feldspática; (D) agregados quartzo-feldspáticos recristalizados em equilíbrio com clinopiroxênio e magnetita, e predominância de albita. Abreviações: Ab = albita; Fds = feldspatos; KF = K-feldspato; Mt = magnetita; Pl = plagioclásio; Pyx = piroxênio; Qtz = quattzo.

2.4.1.3. Estágio Retrógrado

O estágio retrógrado no *endoskarn* é marcado pela substituição do clinopiroxênio por riebeckita. Em rochas disseminadas esta substituição é de borda em cristais maiores de clinopiroxênio e pseudomorfismo em cristais finos. Já em rochas maciças a substituição chega a formar pseudomorfos em cristais mais grossos de clinopiroxênio (Figura 12a). No entanto, a rocha que mais se destaca neste estágio são brechas hidrotermais (Figura 12b) com fragmentos de tamanho milimétricos a centimétricos compostos predominantemente por feldspatos e matriz constituída de magnetita, riebeckita e clorita, deixando a matriz de cor azulada.

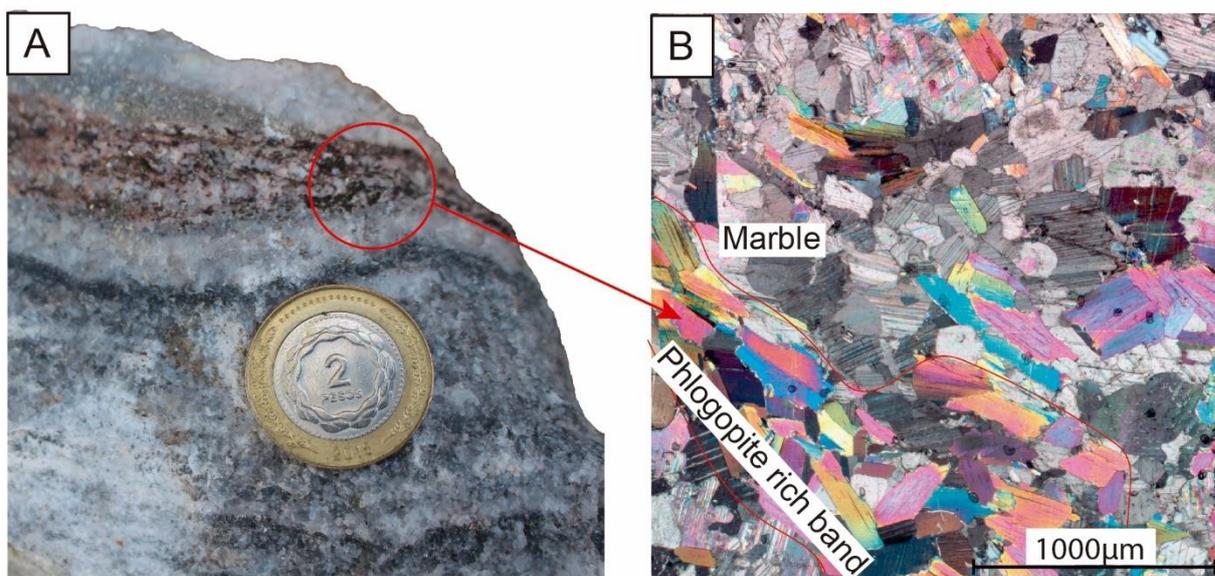


Figura 11. Imagens do estágio progressivo na zona de contato. (A) contato transicional entre sienito e mármore, mostrando recrystalização de calcita na parte externa e geração de bandas ricas em flogopita no interior da injeção ígnea; e (B) fotomicrografia de banda rica de flogopita em contato com calcita recrystalizada.

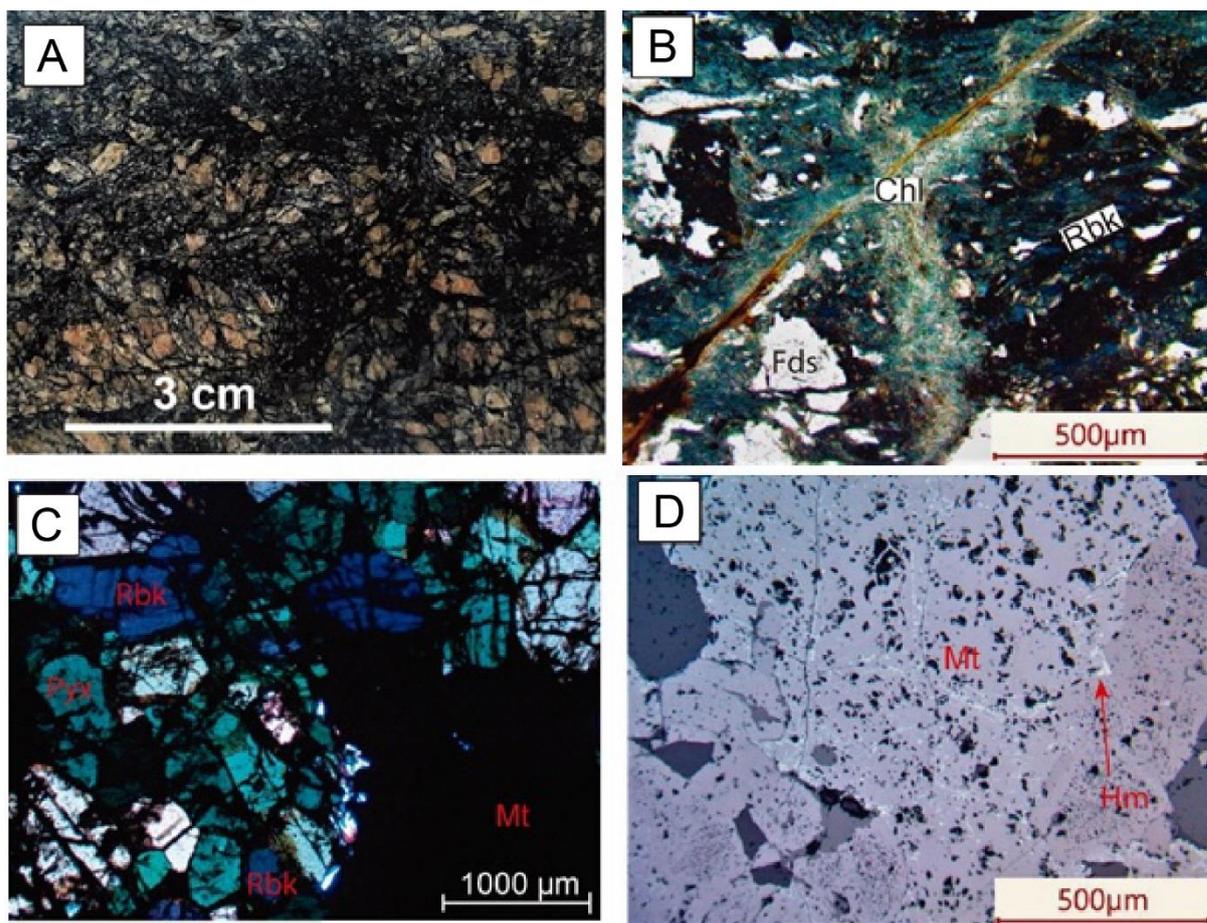


Figura 12. Imagens do estágio retrógrado no *endoskarn*: (A) brecha hidrotermal de estágio retrogrado mostrando aspecto dos fragmentos feldspáticos e matriz escura composta de anfibólio + martita + clorita; (B) fotomicrografia de brecha hidrotermal, destacando aspecto da matriz com clorita preenchendo zonas de fratura e riebeckita como cristais de tonalidade mais azulada e tamanho maior, e fragmentos feldspáticos fraturados sob luz transmitida a nicóis paralelos; (C) fotomicrografia de riebeckita pseudomorfizando

cristais grossos de piroxênio em ocorrência de Mt-Pyx maciça sob luz transmitida a nicóis paralelos; (D) fotomicrografia sob luz refletida de cristal de magnetita em estágio inicial de martitização com precipitação de hematita acicular, nicóis paralelos. Abreviações: Chl = clorita; Fds = feldspatos; Hm = hematita; Mt = magnetita; Pyx = piroxênio; Rbk = riebeckita.

Além da substituição de clinopiroxênio por riebeckita, há evidências nestas brechas da alteração da riebeckita para clorita, marcada por pleocroísmo que varia de azul a amarelo pálido (Figura 12c). Suas características petrográficas sugerem que se trate de clorita rica em ferro, possivelmente a chamosita.

Importante feição deste estágio retrogrado é a martitização da magnetita, que é marcada nas ocorrências disseminadas pela formação de hematita com hábito acicular (Figura 12d), evoluindo gradualmente até a magnetita se tornar fragmentos reliquiais no interior de cristais de hematita das rochas maciças e brechas hidrotermais.

Paralelamente, no estágio retrógrado da zona de contato é desenvolvida uma rocha calcissilicática de aspecto maciço (Figura 13a) associada às bandas de flogopita, com assembleia mineralógica composta por epidoto, prehnita, muscovita, hornblenda, titanita, calcita, quartzo e feldspatos. Possui granulação fina a média e textura granolepidoblástica (Figura 13b). O sulfeto característico dessas rochas é a pirita. Esta rocha é classificada como *skarnóide*.

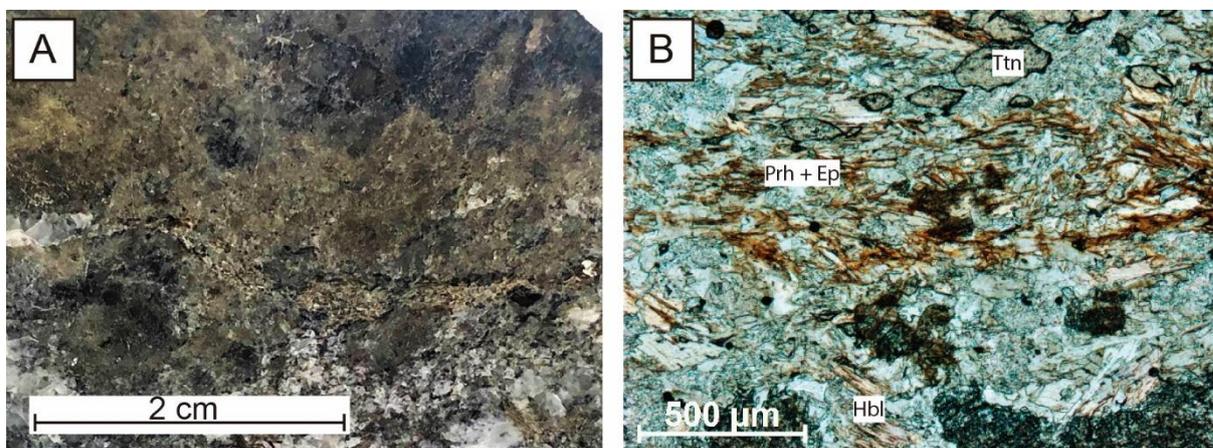


Figura 137. Imagens do estágio retrogrado na zona de contato. (A) amostra de rocha calcissilicática com aspecto maciço; e (B) fotomicrografia evidenciando mineralogia calcissilicática orientada de epidoto+prehnita+hornblenda+titanita classificando-a como *skarnóide* sob luz transmitida a nicóis paralelos. Abreviações: Ep = epidoto; Hbl = hornblenda; Prh = prehnita; Ttn = titanita.

2.4.2. Paragêneses e associações mineralógicas

As descrições de associações mineralógicas para os estágios progressivo e retrógrado permitiram a elaboração do quadro de sequências paragenéticas para o *endoskarn* e para a zona de contato (Figura 14). É considerado um estágio pré-metassomático que se divide em estágio

magmático, referente às associações mineralógicas encontradas originalmente no SLV e em mármores, e estágio isoquímico, referente ao momento inicial de contato entre LVS e as encaixantes.

O estágio progressivo está relacionado a um intenso Fe-metassomatismo no *endoskarn* e formação de rochas ricas em flogopita na zona de contato. Já o estágio retrógrado está relacionado a alteração dessas assembleias progressivas e foi subdividido. Isso ocorre porque há cloritização das assembleias minerais geradas inicialmente no estágio retrógrado.

2.5. QUÍMICA MINERAL

As análises de química mineral foram executadas em cristais de clinopiroxênio (51 análises em 5 amostras), anfibólios (17 análises em 6 amostras), feldspatos (74 análises em 7 amostras), micas (35 análises em 3 amostras) e carbonatos (24 análises). Foram selecionadas amostras que representam todo o sistema, as quais serão descritas nos tópicos de cada mineral.

2.5.1. Clinopiroxênio

Análises foram realizadas em 5 amostras distintas (disseminadas a maciças) do *endoskarn* (Tabela 1). A fórmula estrutural foi calculada com base em 6 oxigênios com total de 4 cátions, utilizando o programa de classificação WinPyrox (Yavuz, 2013). A nomenclatura adotada segue o esquema adotado pelo *International Mineralogical Association* (Morimoto, 1988). Os resultados obtidos foram usados para adquirir as proporções de cada *end-member* de sistemas *Quad* (wollastonita+enstatita+ferrosilita), Jd (jadeíta) e Ae (aegirina) e os plotar em diagramas Q-Jd-Ae (Figura 15a).

Petrograficamente, os cristais de clinopiroxênio possuem granulação média a grossa, ou formam cristais de granulação fina orientados junto à deformação, podendo formar bandamentos composicionais.

Os cristais de clinopiroxênio analisados plotam no campo da aegirina-augita, porém possuem variação razoável entre si (Figura 15b). A aegirina-augita das ocorrências maciças tendem a ser mais ricas em álcalis, enquanto a aegirina-augita das ocorrências disseminadas apresentam assinatura mais cálcica, em geral. Destacam-se os seus teores ricos em Fe, em torno de 30 peso%, e a frequente alteração para anfibólio (riebeckita).

| MINERALS | | PRE-METASSOMATIC | | METASSOMATIC ALTERATION (MAGMATIC-HYDROTHERMAL) | | |
|---------------------|---------------|-------------------|-----------------------|--|---------------------|--------------|
| | | MAGMATIC STAGE | ISO-CHEMICAL STAGE | PROGRADE STAGE | RETROGRADE STAGE | |
| | | | | I | II | III |
| <i>Endoskarn</i> | | | | | | |
| Silicates | Albite | [thick bar] | | [thin bar] | | |
| | K-feldspar | [thick bar] | | [thin bar] | | |
| | Biotite | [dashed bar] | | [thin bar] | | |
| | Muscovite | [dashed bar] | | [thin bar] | | |
| | Quartz | [thin bar] | | [thin bar] | | |
| | Clinopyroxene | [thin bar] | | [thick bar] | [thin bar] | |
| | Riebeckite | [thin bar] | | [thick bar] | | [thin bar] |
| | Titanite | [thin bar] | | [dashed bar] | [thin bar] | |
| | Chamosite | [thin bar] | | [thin bar] | | [thick bar] |
| Oxides | Magnetite | [thin bar] | | [thick bar] | [thin bar] | |
| | Hematite | [thin bar] | | [thick bar] | | |
| <i>Contact Zone</i> | | | | | | |
| Silicates | Albite | [thick bar] | | [thin bar] | | |
| | K-feldspar | [thick bar] | | [thin bar] | | |
| | Anorthite | [thin bar] | | [thick bar] | [thin bar] | |
| | Quartz | [thin bar] | | [thin bar] | | |
| | Tremolite | [thick bar] | | [thin bar] | | |
| | Hornblende | [thin bar] | | [thick bar] | [thin bar] | |
| | Biotite | [dashed bar] | | [thin bar] | | |
| | Muscovite | [dashed bar] | | [thin bar] | | |
| | Phlogopite | [thin bar] | | [thick bar] | [thin bar] | |
| | Prehnite | [thin bar] | | [thick bar] | | [thin bar] |
| | Titanite | [thin bar] | | [thick bar] | | [thin bar] |
| | Chlorite | [thin bar] | | [thin bar] | | [dashed bar] |
| | Epidote | [thin bar] | | [thick bar] | | [thin bar] |
| Sulfides | Pyrite | [thin bar] | | [thick bar] | | |
| Carbonates | Calcite | [thick bar] | | [thin bar] | | |
| | Dolomite | [thick bar] | | [thin bar] | | |

Figura 148. Quadro de seqüências paragenéticas. Os minerais foram separados segundo estágios pré-metassomáticos e de alteração hidrotermal. As barras representam a ocorrência de cada mineral. Espaços em branco significam ausência, linhas pontilhadas que são raras, linhas finas contínuas que são incomuns e linhas grossas contínuas que são comuns

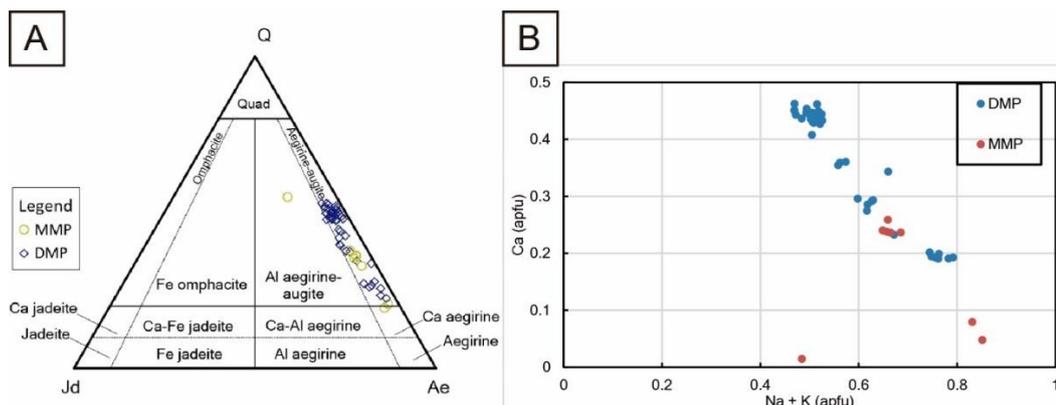


Figura 15. Diagramas de piroxênio apresentando dados adquiridos neste trabalho. (A) Diagrama Q-Jd-Ae seguindo esquema de classificação de Morimoto et al. (1988); (B) diagrama Na+K vs. Ca. Abreviações: DMP = Mt-Pyx disseminado; MMP = Mt-Pyx maciço.

2.5.2. Anfibólios

Análises foram realizadas em 6 amostras, entre *endoskarn*, *skarnóide* (calcissilicática) e rocha do contato entre o sienito e o mármore (Tabela 2). A fórmula estrutural foi calculada com base em 23 oxigênios, utilizando planilha do Excel para classificação química (Locock, 2014). A nomenclatura adotada segue o esquema proposto pela *International Mineralogical Association* (Hawthorne et al., 2012; Oberti et al., 2012).

Todos os anfibólios analisados pertencem ao grupo OH-F-Cl, porém se dividem em dois subgrupos, cálcico e sódico. Os anfibólios em amostras do *endoskarn* pertencem ao subgrupo sódico, classificados como riebeckita (Figura 16a), enquanto os cristais analisados no *skarnóide* calcissilicático e amostra do contato sienito/mármore pertencem ao subgrupo cálcico, classificados como tremolita e magnésio-hornblenda, respectivamente (Figura 16b).

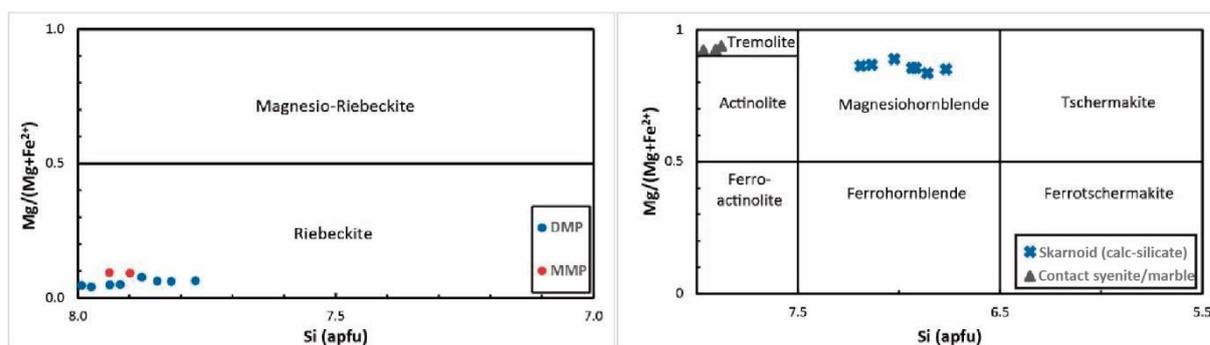


Figura 16. Diagramas para anfibólio apresentando dados adquiridos neste trabalho. (A) Diagrama Si vs $Mg/(Mg+Fe^{2+})$ para anfibólios sódicos seguindo esquema de classificação de Leake et al. (1997); (B) Diagrama Si vs $Mg/(Mg+Fe^{2+})$ para anfibólios cálcicos seguindo esquema de classificação de Leake et al. (1997). Abreviações: DMP = Mt-Pyx disseminado; MMP = Mt-Pyx maciço.

Tabela 1. Análises de Clinopiroxênio do *endoskarn*.

| Rock | Endoskarn | | | | | | | | | |
|--|--------------|--------------|--------------|--------------|--------------|--------------|--------------|--------------|--------------|--------------|
| | MMP | | | | | DMP | | | | |
| SiO ₂ | 53.96 | 53.04 | 52.46 | 53.00 | 54.11 | 50.96 | 50.65 | 51.38 | 53.10 | 53.94 |
| TiO ₂ | 0.048 | 0.324 | 0.256 | 0.197 | 0.246 | 0.313 | 0.283 | 0.241 | 0.331 | 0.345 |
| Al ₂ O ₃ | 0.856 | 0.717 | 0.782 | 0.670 | 0.792 | 0.887 | 0.884 | 0.308 | 1.218 | 0.826 |
| V ₂ O ₃ | 0.002 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0.006 | 0.027 | 0.024 | 0 | 0.016 |
| Cr ₂ O ₃ | 0.006 | 0 | 0 | 0 | 0.012 | 0.035 | 0.044 | 0.038 | 0 | 0 |
| FeO* | 35.34 | 29.11 | 29.77 | 29.82 | 29.14 | 28.26 | 28.23 | 28.20 | 28.66 | 28.72 |
| MnO | 0.964 | 0.696 | 0.664 | 0.647 | 0.632 | 1.21 | 0.919 | 1.11 | 0.687 | 0.612 |
| NiO | 0 | 0 | 0.023 | 0 | 0.019 | 0.062 | 0 | 0 | 0.016 | 0.026 |
| MgO | 1.06 | 0.497 | 0.454 | 0.395 | 0.436 | 0.380 | 0.472 | 0.388 | 0.301 | 0.261 |
| CaO | 0.339 | 5.67 | 5.72 | 5.72 | 5.82 | 10.26 | 8.24 | 10.22 | 4.73 | 4.67 |
| Na ₂ O | 6.17 | 8.82 | 9.15 | 8.73 | 8.68 | 6.28 | 8.73 | 6.74 | 10.06 | 10.32 |
| K ₂ O | 0.043 | 0 | 0 | 0 | 0.007 | 0.008 | 0.033 | 0 | 0.013 | 0 |
| Total | 98.80 | 98.90 | 99.30 | 99.21 | 99.92 | 98.68 | 98.53 | 98.66 | 99.13 | 99.76 |
| Number of ions based on 6 oxygens | | | | | | | | | | |
| T site | | | | | | | | | | |
| Si | 2.17 | 2.06 | 2.02 | 2.05 | 2.08 | 2.02 | 1.97 | 2.03 | 2.03 | 2.05 |
| Al | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0.030 | 0 | 0 | 0 |
| Total | 2.172 | 2.060 | 2.025 | 2.057 | 2.083 | 2.024 | 2.000 | 2.033 | 2.035 | 2.052 |
| M1 site | | | | | | | | | | |
| Fe ³⁺ | 0.041 | 0.033 | 0.036 | 0.031 | 0.036 | 0.042 | 0.010 | 0.014 | 0.055 | 0.037 |
| Fe | 0.095 | 0.473 | 0.556 | 0.481 | 0.416 | 0.364 | 0.625 | 0.407 | 0.574 | 0.571 |
| Ti | 0.002 | 0.010 | 0.007 | 0.006 | 0.007 | 0.009 | 0.008 | 0.007 | 0.010 | 0.010 |
| Cr | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0.001 | 0.001 | 0.001 | 0 | 0 |
| V | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0.001 | 0.001 | 0 | 0.001 |
| Ni | 0 | 0 | 0.001 | 0 | 0.001 | 0.002 | 0 | 0 | 0.001 | 0.001 |
| Mg | 0.064 | 0.029 | 0.026 | 0.023 | 0.025 | 0.023 | 0.027 | 0.023 | 0.017 | 0.015 |
| Fe ²⁺ | 0.799 | 0.456 | 0.374 | 0.460 | 0.515 | 0.560 | 0.293 | 0.527 | 0.343 | 0.343 |
| Mn | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0.030 | 0.021 | 0 | 0.020 |
| Total | 1.00 | 1.00 | 1.00 | 1.00 | 1.00 | 1.00 | 0.997 | 1.00 | 1.00 | 0.996 |
| M2 site | | | | | | | | | | |
| Fe ²⁺ | 0.296 | 0.017 | 0.031 | 0.027 | 0.007 | 0.015 | 0 | 0 | 0.001 | 0 |
| Mn | 0.033 | 0.023 | 0.022 | 0.021 | 0.021 | 0.041 | 0 | 0.017 | 0.022 | 0 |
| Ca | 0.015 | 0.236 | 0.237 | 0.238 | 0.240 | 0.437 | 0.344 | 0.433 | 0.194 | 0.191 |
| Na | 0.482 | 0.664 | 0.685 | 0.657 | 0.648 | 0.484 | 0.658 | 0.517 | 0.748 | 0.762 |
| K | 0.002 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0.002 | 0 | 0.001 | 0 |
| Total | 0.828 | 0.940 | 0.975 | 0.943 | 0.917 | 0.977 | 1.004 | 0.967 | 0.965 | 0.952 |
| Mol. % | | | | | | | | | | |
| Q | 54.89 | 35.71 | 35.71 | 35.71 | 35.71 | 35.71 | 35.71 | 35.71 | 35.71 | 35.71 |
| Jd | 13.50 | 4.17 | 4.17 | 4.17 | 4.17 | 4.17 | 4.17 | 4.17 | 4.17 | 4.17 |
| Aeg | 31.61 | 60.12 | 60.12 | 60.12 | 60.12 | 60.12 | 60.12 | 60.12 | 60.12 | 60.12 |
| Aug | 81.21 | 42.20 | 36.08 | 42.23 | 46.57 | 56.05 | 34.34 | 53.87 | 30.62 | 31.07 |

Tabela 2. Análises de Anfibólios

| Rock Mineral | MMP Riebeckite | | DMP Riebeckite | | Calc-silicatic (skarn) Mg-hornblende | | Syenite/Marble contact Tremolite | |
|--------------------------------|----------------|--------------|----------------|--------------|--------------------------------------|--------------|----------------------------------|--------------|
| SiO ₂ | 51.41 | 52.22 | 50.65 | 49.54 | 47.80 | 49.04 | 57.92 | 57.24 |
| TiO ₂ | 0.059 | 0.077 | 0 | 0.168 | 0.421 | 0.424 | 0.011 | 0 |
| Al ₂ O ₃ | 0.898 | 1.12 | 1.08 | 1.54 | 11.00 | 9.83 | 0.251 | 0.453 |
| V ₂ O ₃ | 0.028 | 0.002 | n.a. | n.a. | 0.084 | 0.154 | n.a. | n.a. |
| Cr ₂ O ₃ | 0 | 0 | 0.077 | 0 | 0.06 | 0.342 | n.a. | n.a. |
| MnO | 0.928 | 1.01 | 0.547 | 0.736 | 0.149 | 0.093 | 0 | 0.037 |
| FeO* | 35.54 | 35.12 | 35.44 | 35.22 | 6.38 | 5.44 | 3.62 | 4.00 |
| NiO | 0 | 0.023 | 0.039 | 0.004 | 0.027 | 0.002 | 0 | 0.012 |
| MgO | 1.05 | 1.11 | 0.989 | 0.869 | 16.96 | 17.43 | 22.55 | 22.53 |
| CaO | 0.36 | 0.432 | 0.769 | 1.86 | 12.85 | 12.88 | 13.03 | 13.11 |
| Na ₂ O | 5.75 | 5.82 | 6.34 | 5.86 | 1.21 | 1.08 | 0.133 | 0.168 |
| K ₂ O | 0.107 | 0.158 | 0.211 | 0.545 | 0.64 | 0.595 | 0.054 | 0.064 |
| F | 0 | 0 | 0.115 | 0.126 | 0.062 | 0.524 | 0.726 | 0.23 |
| Cl | 0.004 | 0 | 0 | 0.009 | 0.037 | 0.016 | 0.006 | 0.011 |
| Total | 96.153 | 97.12 | 97.85 | 97.87 | 97.68 | 97.67 | 98.01 | 97.77 |

Number of ions based on 23 oxygens

| | | | | | | | | |
|------------------|-------------|-------------|-------------|-------------|-------------|-------------|-------------|-------------|
| T site | | | | | | | | |
| Si | 7.89 | 7.93 | 7.87 | 7.77 | 6.76 | 6.93 | 7.96 | 7.87 |
| Al | 0.101 | 0.061 | 0.124 | 0.228 | 1.23 | 1.06 | 0.031 | 0.073 |
| Fe ³⁺ | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0.047 |
| Total | 8.00 | 7.99 |
| C site | | | | | | | | |
| Ti | 0.007 | 0.009 | 0 | 0.020 | 0.045 | 0.045 | 0.001 | 0 |
| Al | 0.061 | 0.141 | 0.075 | 0.058 | 0.604 | 0.575 | 0.009 | 0 |
| V | 0.003 | 0 | 0 | 0 | 0.010 | 0.017 | 0 | 0 |
| Cr | 0 | 0 | 0.009 | 0 | 0.007 | 0.038 | 0 | 0 |
| Fe ³⁺ | 2.17 | 2.01 | 1.82 | 1.60 | 0.126 | 0.020 | 0.028 | 0.110 |
| Ni | 0 | 0.003 | 0.005 | 0.001 | 0.003 | 0 | 0 | 0.001 |
| Mn ²⁺ | 0.121 | 0.131 | 0.072 | 0.098 | 0 | 0.005 | 0 | 0 |
| Fe ²⁺ | 2.39 | 2.44 | 2.78 | 3.01 | 0.625 | 0.624 | 0.336 | 0.264 |
| Mg | 0.242 | 0.252 | 0.229 | 0.203 | 3.58 | 3.67 | 4.62 | 4.62 |
| Total | 5.00 | 5.00 | 4.99 | 5.00 | 5.00 | 4.99 | 5.00 | 5.00 |
| B site | | | | | | | | |
| Mn ²⁺ | 0 | 0 | 0 | 0 | 0.018 | 0.006 | 0 | 0.004 |
| Fe ²⁺ | 0 | 0 | 0 | 0 | 0.005 | 0 | 0.052 | 0.039 |
| Ca | 0.059 | 0.070 | 0.128 | 0.314 | 1.95 | 1.95 | 1.92 | 1.93 |
| Na | 1.71 | 1.71 | 1.87 | 1.68 | 0.027 | 0.041 | 0.026 | 0.022 |
| Total | 1.77 | 1.78 | 2.00 | 2.00 | 2.00 | 2.00 | 1.99 | 1.99 |
| A site | | | | | | | | |
| Na | 0 | 0 | 0.042 | 0.098 | 0.308 | 0.257 | 0.009 | 0.022 |
| K | 0.021 | 0.031 | 0.042 | 0.109 | 0.116 | 0.107 | 0.009 | 0.011 |

A riebeckita está associada diretamente à alteração da aegirina-augita, o que está de acordo com o alto conteúdo de FeO deste mineral (20.95-36.17%). Os anfibólios cálcicos estão diretamente ligados ao contato e ao consequente metassomatismo entre sienito e mármore. Tremolita possui um conteúdo de MgO ligeiramente maior (21.15-22.55%) que Mg-hornblenda (16.50-18.33%), o que está de acordo com o processo inicial de metamorfismo de contato isoquímico dos mármore a partir do contato com o LVS e formação de minerais mais enriquecidos em Mg como flogopita. Já a Mg-hornblenda possui teor de Al₂O₃ relevante (8.08-11.00%), o que pode ser relacionado a uma possível reação de consumo dos feldspatos magmáticos e geração de Mg-hornblenda + anortita.

2.5.3. Feldspatos

Análises foram realizadas em 7 amostras envolvendo rochas de contato isoquímico entre sienito e mármore, *endoskarn*, rochas ricas em flogopita e *skarnóide* (calcissilicático) (Tabela 3). A fórmula estrutural foi calculada com base em 8 oxigênios (Deer et al., 2013). Os dados recalculados foram utilizados para adquirir as proporções dos membros finais albita-anortita-ortoclásio e plotar no respectivo diagrama ternário (Figura 17).

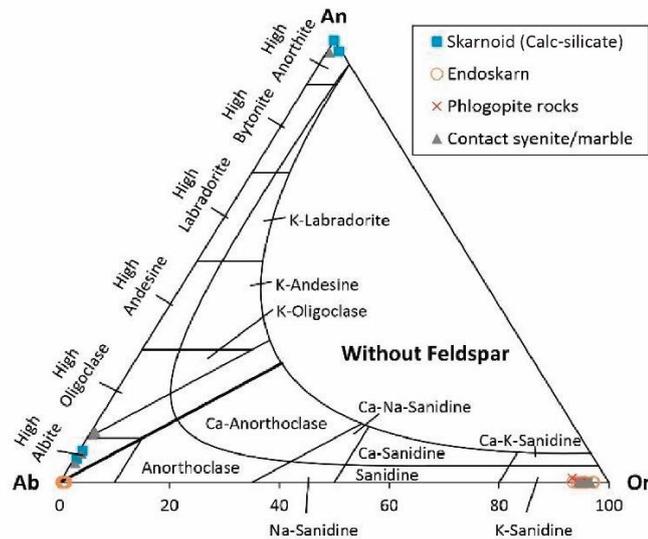


Figura 179. Diagrama ternário An-Ab-Or proposto por Deer et al. (1992), mostrando dados deste trabalho sobre a composição para plagioclásio e K-feldspato.

2.5.3.1. Plagioclásio

O plagioclásio é um dos minerais mais comuns no sienito não alterado. Petrograficamente, os cristais de plagioclásio magmático são grossos e predominantemente subedrais, podendo ser encontrado como relictos no *skarnóide* (calcissilicático). Enquanto cristais de plagioclásio relacionados ao *endoskarn* em rochas com disseminações de Mt-Pyx

são finos e recristalizados, com contatos irregulares no até atingir a recristalização completa formando contatos retos e poligonizados entre os grãos. Segundo critérios texturais, a albita metassomática é contemporânea à mineralização, composta pelo par cpx+mt.

Tabela 3. Análises de feldspatos

| Rock | Calcissilicatic (skarn) | Endoskarn | | Syenite/Marble contact | | Phlogopite rich rocks | Endoskarn | | Syenite/Marble contact | |
|--|-------------------------|-----------|-------|------------------------|-------|-----------------------|-----------|-------|------------------------|-------|
| Mineral | Pl | Pl | Pl | Pl | Pl | KF | KF | KF | KF | KF |
| SiO ₂ | 40.41 | 68.78 | 67.54 | 65.94 | 39.21 | 63.84 | 63.44 | 63.90 | 63.74 | 64.04 |
| TiO ₂ | 0 | 0.054 | 0 | 0 | 0.116 | 0 | 0.004 | 0 | 0 | 0.04 |
| Al ₂ O ₃ | 34.02 | 19.30 | 19.76 | 21.50 | 31.02 | 19.70 | 19.97 | 19.19 | 19.55 | 19.41 |
| FeO* | 0.314 | 0.254 | 0.406 | 0 | 5.38 | 0.027 | 0.139 | 0.104 | 0.076 | 0.052 |
| MnO | 0.047 | 0 | 0 | 0.049 | 0.099 | 0 | 0.029 | 0 | 0.035 | 0 |
| MgO | 0.04 | 0.045 | 0.013 | 0.011 | 0.046 | 0 | 0.014 | 0.003 | 0 | 0.014 |
| CaO | 24.58 | 0.029 | 0 | 2.24 | 23.46 | 0 | 0 | 0 | 0.001 | 0 |
| Na ₂ O | 0.024 | 11.34 | 12.07 | 9.65 | 0.008 | 0.582 | 0.526 | 0.575 | 0.541 | 0.553 |
| K ₂ O | 0.018 | 0.19 | 0.104 | 0.155 | 0.024 | 15.31 | 15.82 | 15.71 | 15.79 | 15.53 |
| Cr ₂ O ₃ | 0.027 | 0.029 | 0.033 | 0.027 | 0 | 0.05 | 0 | 0.034 | 0 | 0.029 |
| V ₂ O ₃ | 0.025 | 0.018 | 0 | 0.009 | 0.008 | 0 | 0 | 0.01 | 0 | 0.036 |
| NiO | 0 | 0.015 | 0 | 0 | 0.064 | 0.002 | 0.032 | 0.008 | 0.028 | 0 |
| Total | 99.53 | 100 | 99.93 | 99.6 | 99.45 | 99.53 | 100 | 99.54 | 99.77 | 99.71 |
| Number of ions based on 8 oxygens | | | | | | | | | | |
| Si | 1.883 | 3.013 | 2.990 | 2.926 | 1.854 | 2.961 | 2.927 | 2.963 | 2.948 | 2.966 |
| Al | 1.868 | 0.996 | 1.024 | 1.125 | 1.728 | 1.077 | 1.086 | 1.049 | 1.066 | 1.059 |
| Fe ³⁺ | 0.012 | 0 | 0 | 0 | 0.213 | 0 | 0.005 | 0.004 | 0.003 | 0 |
| Ti | 0 | 0.002 | 0.001 | 0 | 4 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0.001 |
| Cr | 0.001 | 0.001 | 0 | 0.001 | 0 | 0.002 | 0 | 0.001 | 0 | 0.001 |
| V | 0 | 0.001 | 0.002 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0.001 |
| Mg | 0.003 | 0.003 | 0 | 0.001 | 0.003 | 0 | 0.001 | 0 | 0 | 0.001 |
| Ni | 0 | 0.001 | 0.000 | 0 | 0.002 | 0 | 0.001 | 0 | 0.001 | 0 |
| Fe ²⁺ | 0 | 0.009 | 0.015 | 0 | 0 | 0.001 | 0 | 0 | 0 | 0.002 |
| Mn ²⁺ | 0.002 | 0 | 0.002 | 0.002 | 0.004 | 0 | 0.001 | 0 | 0.001 | 0 |
| Ca | 1.227 | 0.001 | 0 | 0.107 | 1.188 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 |
| Na | 0.002 | 0.963 | 0.959 | 0.830 | 0.001 | 0.052 | 0.047 | 0.052 | 0.047 | 0.052 |
| K | 0.001 | 0.011 | 0.007 | 0.009 | 0.001 | 0.906 | 0.931 | 0.930 | 0.931 | 0.930 |
| Mol.% | | | | | | | | | | |
| An | 99.73 | 0.140 | 0.034 | 11.27 | 99.81 | 0 | 0 | 0 | 0.005 | 0 |
| Ab | 0.176 | 98.77 | 99.27 | 87.79 | 0.062 | 5.45 | 4.81 | 5.26 | 4.94 | 5.13 |
| Or | 0.087 | 1.089 | 0.693 | 0.928 | 0.122 | 94.54 | 95.19 | 94.73 | 95.04 | 94.86 |

Em todas as amostras analisadas, os cristais de plagioclásio tendem a ser mais sódicos, com valores abaixo de An₁₅, situando-se no campo albita-oligoclásio. Apesar da sua baixa

variação composicional, é possível distinguir as variedades ígneas reliquiares das hidrotermais (Figura 17).

O plagioclásio magmático associado ao sienito é ligeiramente menos sódico, plotando no campo albita-oligoclásio. Os cristais de plagioclásio associados ao *endoskarn* alcançam composições quase puras de albita (i.e., An₂₋₁) (Figura 17). Adicionalmente, nas rochas de contato entre o mármore e o sienito e *skarnóide* calcissilicático é encontrado plagioclásio puramente cálcico, plotando no campo anortita (i.e., An₁₀₀₋₉₉), que pode estar relacionado à formação de anfibólios cálcicos encontrados nestas mesmas rochas.

2.5.3.2. K-feldspato

O k-feldspato é um mineral frequente no sienito, porém pouco abundante e incomum nas ocorrências disseminada de Mt-Pyx do *endoskarn*, bem como nas rochas ricas em flogopita. Sob o aspecto petrográfico, os grãos de K-feldspato no sienito ocorrem de forma subedral, por vezes como pertita, e em equilíbrio com a paragênese ígnea. Em rochas do *endoskarn* e ricas em flogopita, possuem aspecto reliquiar, em desequilíbrio com as assembleias minerais metassomáticas. Os cristais analisados não mostram grande variação composicional entre si (i.e., Or₉₃₋₉₇; Figura 17).

2.5.4. Micas

Análises foram realizadas em 3 amostras, envolvendo rochas ricas em flogopita, sienito e uma amostra da zona de contato sienito/mármore (Tabela 4). A fórmula estrutural foi calculada com base em 22 oxigênios (Tischendorf et al., 2004; 2007). Os dados foram plotados em valores numéricos de *mgli* (Mg – Li; Li não foi analisado) e *feal* (Fe_{total} + Mg + Ti – ^{VI}Al) em diagrama de classificação (Figura 18a).

As micas relacionadas ao sienito e à zona de contato foram individualizadas em biotita e muscovita. Sob o aspecto petrográfico, as raras ocorrências de biotita, pelo desequilíbrio textural com a aegirina-augita, sugerem que elas sejam magmáticas. Os cristais de biotita plotam no campo da annita.

Já as micas brancas plotam no campo da muscovita, além de serem classificadas como predominantemente secundárias segundo diagrama ternário Ti-Mg-Na (Miller et al., 1981) (Figura 18b), o que está em consonância com o que é observado petrograficamente. Apesar de ser possível encontrar muscovitas aparentemente preservadas, há o predomínio de micas com aspecto de alteração.

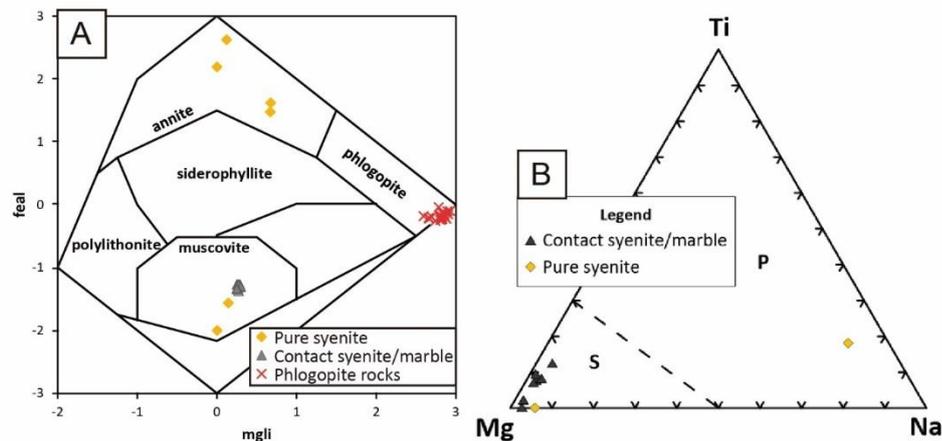


Figura 18. Diagramas para micas apresentando dados adquiridos neste trabalho. (A) Diagrama mgli vs. Feal proposto por Tischendorf et al. (2004) mostrando composição de micas analisadas; (B) Diagrama ternário de proporção atômica Ti-Mg-Na proposto por Miller et al. (1981) apresentando dados composicionais de análises plotadas no campo da muscovita.

Os cristais de flogopita podem variar de milimétricos a centimétricos, sempre fortemente orientados e associados ao contato com mármore. Todas as flogopitas analisadas em amostras de rochas ricas em flogopita são caracterizadas, principalmente, pelo alto teor de MgO (23.9-26.71%).

2.5.5. Carbonatos

Carbonatos foram analisados em 2 amostras de rochas ricas em flogopita (Tabela 5). Foram individualizadas duas populações de carbonatos: a primeira de calcita, proveniente dos mármore e alto teor de CaO (53.61-60.87%); e a segunda de dolomita, com alto teor de MgO (19.30-21.73%) e menor teor de CaO em relação à calcita (30.81-32.83%). A dolomita ocorre na proximidade dos cristais de flogopita, estando diretamente relacionada a formação deste mineral no contato gerado pelo LVS e consequente metassomatismo.

2.6. ISÓTOPOS ESTÁVEIS DE CARBONO E OXIGÊNIO EM CARBONATOS

Os dados de composição isotópica de Carbono e Oxigênio foram obtidos por Menezes e Cassemiro (2017), e interpretadas no presente trabalho, em 9 amostras da zona de contato entre LVS e mármore (Figuras 19 a, b, c e d). As análises foram realizadas em calcita do próprio mármore e nos diversos estágios da zona de contato: inicial, de metamorfismo isoquímico (Figura 19a e d); transicional, com formação de auréola de contato (Figura 19b); e tardio, com aparecimento de rochas ricas em flogopita (Figura 19c). Os resultados das análises foram separados de acordo com esse zoneamento em relação ao contato com o LVS e são mostrados na Tabela 6.

Tabela 4. Análises de micas

| Rock | Phlogopite rich rocks | | | | Syenite/Marble contact | | Syenite | Syenite/Marble contact | Syenite |
|------------------------------------|------------------------------|-----------|-----------|-----------|-------------------------------|-----------|----------------|-------------------------------|----------------|
| Mineral | Ph | Ph | Ph | Ph | Ms | Ms | Ms | Bt | Bt |
| SiO₂ | 41.58 | 42.07 | 43.38 | 42.73 | 49.60 | 49.44 | 51.46 | 35.15 | 36.18 |
| TiO₂ | 0.348 | 0.327 | 0.313 | 0.167 | 0.234 | 0.004 | 0 | 0.484 | 5.34 |
| Al₂O₃ | 14.60 | 14.85 | 13.22 | 13.18 | 27.97 | 27.65 | 30.46 | 16.78 | 12.24 |
| FeO* | 2.12 | 2.84 | 2.26 | 2.25 | 3.97 | 5.03 | 3.14 | 26.76 | 30.66 |
| MnO | 0 | 0.019 | 0 | 0.035 | 0.039 | 0.068 | 0.038 | 0.681 | 1.167 |
| MgO | 25.26 | 24.08 | 24.54 | 25.43 | 2.75 | 2.49 | 1.46 | 5.62 | 0.003 |
| CaO | 0.064 | 0.017 | 0.03 | 0.034 | 0 | 0.009 | 0.013 | 0.029 | 0.015 |
| Na₂O | 0.084 | 0.156 | 0.12 | 0.119 | 0.113 | 0.105 | 0.142 | 0.033 | 0.070 |
| K₂O | 10.14 | 10.27 | 10.00 | 10.16 | 11.05 | 10.48 | 8.80 | 8.79 | 0.021 |
| F | 5.291 | 4.839 | 5.6 | 5.098 | 0.016 | 0.116 | 0 | 0 | 0 |
| Cl | 0.023 | 0.06 | 0.002 | 0.003 | 0.003 | 0.006 | 0 | 0.020 | 8.682 |
| Cr₂O₃ | 0.047 | 0.021 | 0.012 | 0.028 | 0.025 | 0.026 | 0.02 | 0 | 0 |
| V₂O₃ | 0 | 0.077 | 0 | 0.042 | 0.025 | 0 | 0 | 0 | 0 |
| NiO | 0.057 | 0 | 0.055 | 0.024 | 0.032 | 0.004 | 0.002 | 0 | 0 |
| Total | 99.63 | 99.65 | 99.55 | 99.32 | 95.83 | 95.45 | 95.56 | 94.37 | 94.40 |

| | Number of ions based on 11 oxygens | | | | Number of ions based on 12 oxygens | | | | |
|------------------------|---|-------|-------|-------|---|-------|-------|-------|-------|
| Si | 3.10 | 3.12 | 3.25 | 3.18 | 3.33 | 3.34 | 3.38 | 2.80 | 3.27 |
| Al^{IV} | 0.894 | 0.880 | 0.750 | 0.814 | 0.667 | 0.651 | 0.619 | 1.192 | 0.723 |
| Al^{VI} | 0.391 | 0.418 | 0.418 | 0.345 | 1.549 | 1.556 | 1.740 | 0.388 | 0.585 |
| Ti | 0.020 | 0.018 | 0.018 | 0.009 | 0.012 | 0 | 0 | 0.029 | 0.364 |
| Cr | 0.003 | 0.001 | 0.001 | 0.002 | 0.001 | 0.001 | 0.001 | 0 | 0 |
| V | 0 | 0.005 | 0 | 0.003 | 0.001 | 0 | 0 | 0 | 0 |
| Mg | 2.81 | 2.66 | 2.74 | 2.82 | 0.276 | 0.252 | 0.143 | 0.670 | 0 |
| Ni | 0.003 | 0.000 | 0.003 | 0.001 | 0.002 | 0 | 0 | 0 | 0 |
| Fe²⁺ | 0.132 | 0.176 | 0.142 | 0.140 | 0.223 | 0.285 | 0.173 | 1.788 | 2.323 |
| Mn | 0 | 0.001 | 0 | 0.002 | 0.002 | 0.004 | 0.002 | 0.046 | 0.090 |
| Ca | 0.005 | 0.001 | 0.002 | 0.003 | 0 | 0.001 | 0.001 | 0.002 | 0.001 |
| Na | 0.012 | 0.022 | 0.017 | 0.017 | 0.015 | 0.014 | 0.018 | 0.005 | 0.012 |
| K | 0.967 | 0.972 | 0.956 | 0.966 | 0.947 | 0.906 | 0.738 | 0.896 | 0.002 |
| F | 1.25 | 1.13 | 1.32 | 1.20 | 0.003 | 0.025 | 0 | 0 | 0 |
| Cl | 0.003 | 0.008 | 0 | 0 | 0 | 0.001 | 0 | 0.003 | 1.33 |
| OH- | 0.748 | 0.858 | 0.673 | 0.798 | 1.99 | 1.97 | 2.00 | 1.99 | 0.667 |
| Cations | 8.34 | 8.27 | 8.29 | 8.31 | 7.02 | 7.01 | 6.81 | 7.82 | 7.37 |

Tabela 5. Análises de carbonatos

| Rock | Phlogopite rich rocks | | | | | | | |
|--|-----------------------|-------|-------|-------|----------|-------|-------|-------|
| Mineral | Calcite | | | | Dolomite | | | |
| MgO | 0.476 | 0.241 | 0.326 | 0.098 | 21.21 | 21.17 | 19.90 | 21.15 |
| CaO | 53.61 | 55.47 | 55.19 | 55.50 | 32.43 | 32.11 | 31.40 | 32.79 |
| MnO | 0.03 | 0.155 | 0.127 | 0.06 | 0.012 | 0.024 | 0.164 | 0.089 |
| FeO* | 0.228 | 0.189 | 0.102 | 0.021 | 0 | 0.108 | 0.045 | 0.155 |
| CO ₂ * | 45.30 | 43.58 | 43.89 | 43.97 | 45.99 | 46.23 | 48.13 | 45.45 |
| Total | 99.65 | 99.65 | 99.65 | 99.65 | 99.65 | 99.65 | 99.65 | 99.65 |
| Number of ions based on 6 oxygens | | | | | | | | |
| Mg | 0.023 | 0.012 | 0.016 | 0.005 | 0.988 | 0.985 | 0.914 | 0.991 |
| Ca | 1.89 | 1.99 | 1.97 | 1.98 | 1.08 | 1.07 | 1.03 | 1.10 |
| Mn | 0.001 | 0.004 | 0.004 | 0.002 | 0.000 | 0.001 | 0.004 | 0.002 |
| Fe | 0.006 | 0.005 | 0.003 | 0.001 | 0.000 | 0.003 | 0.001 | 0.004 |
| Mol.% | | | | | | | | |
| MgCO ₃ | 1.22 | 0.60 | 0.81 | 0.24 | 47.64 | 47.76 | 46.74 | 47.16 |
| CaCO ₃ | 98.41 | 98.92 | 98.87 | 99.64 | 52.35 | 52.07 | 52.99 | 52.53 |
| MnCO ₃ | 0.04 | 0.22 | 0.18 | 0.09 | 0.02 | 0.03 | 0.22 | 0.11 |
| FeCO ₃ | 0.33 | 0.26 | 0.14 | 0.03 | 0.00 | 0.14 | 0.06 | 0.19 |

Os valores de $\delta^{18}\text{O}$, em geral, não possuem padrão bem definido para domínio dos mármore encaixantes e domínio *skarnitizado* (Figura 20a). Para os mármore encaixantes, $\delta^{18}\text{O}$ varia de +14 a +22‰. Contudo, algumas amostras (am1, am3, am6 e am8) apresentam um *trend* de diminuição nos valores $\delta^{18}\text{O}$, que ficam restritos a +18 a +14‰ ao se aproximarem do domínio *skarnitizado*. Para o domínio *skarnitizado*, os valores de $\delta^{18}\text{O}$ tem amplo intervalo de +24 a +14‰, sem identificação de nenhum *trend*.

Os valores de $\delta^{13}\text{C}$ possuem padrões bem definidos e claros para ambos os domínios, de mármore encaixantes e *skarnitizado* para todas as amostras (Figura 20b). Para mármore encaixantes, os valores de $\delta^{13}\text{C}$ são predominantemente positivos entre +6 e 0‰, enquanto para o domínio *skarnitizado* os valores de $\delta^{13}\text{C}$ são todos negativos entre 0 e -8‰. Os dados sugerem um claro *trend* de empobrecimento em ^{13}C no contato entre LVS e mármore.

Foram calculados os *trends* de evolução de carbono e oxigênio para as devolatilizações de Batch (sistema fechado) e Rayleigh (sistema aberto; Figura 21). Esses processos são descritos segundo Valley (1986) e descrevem em: (1) devolatilização tipo Batch, o fluido extraído do sistema interage com a rocha residual antes de ser liberado e; (2) devolatilização

tipo Rayleigh, o fluido é continuamente removido e liberado sem interação da parte extraída com a rocha residual.

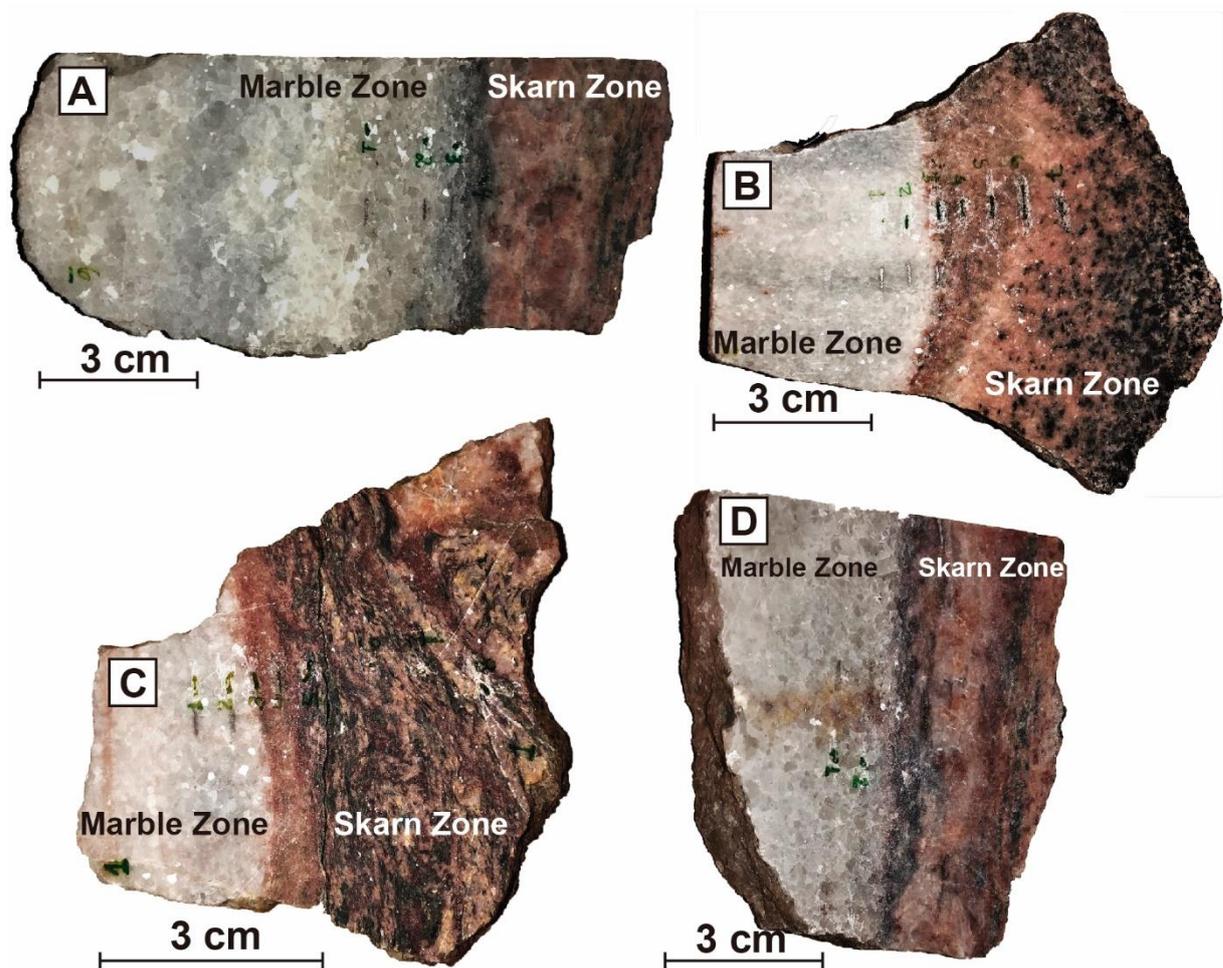


Figura 19. Amostras representativas de análises de isótopos de carbono e oxigênio evidenciando em: (A) contato do mármore com sienito não-alterado; (B) contato do mármore com sienito com aureóla de contato; (C) contato de mármore com rocha rica em flogopita; e (B) contato de mármore com sienito não alterado. Observa-se que as marcações indicam os pontos onde foram realizadas as análises. Os pontos analisados foram particionados em domínio do mármore e domínio *skarn*, que estão indicados na figura.

Os cálculos consideraram o gradiente de temperatura entre 450-550°C, onde há maior solubilidade e homogeneização da calcita (Zheng, 1990). Os fatores de fracionamento são $\alpha_{\text{CO}_2\text{-calcita}}^{\text{O}} = 1.00844$ (450°C), 1.00743 (550°C) e $\alpha_{\text{CO}_2\text{-calcita}}^{\text{C}} = 1.0024$ para ambas temperaturas, retirados de Bottinga (1968), e foi considerado que somente 40% do oxigênio reage na volatilização do CO_2 ($F(\text{O}) = 0.6$; Valley, 1986). Os valores iniciais de $\delta^{18}\text{O}$ e $\delta^{13}\text{C}$ para calcita foram definidas pelos valores mais positivos analisados nos mármore ($\delta^{18}\text{O} = 21.59\%$ e $\delta^{13}\text{C} = 5.3\%$), devido à proximidade do contato nas análises de mármore e a possibilidade da reação de alteração de oxigênio se propagar em maior velocidade que a reação de *skarnitização* (Meinert et al., 2005), gerando uma frente de perda de ^{18}O próximo ao contato com o sienito.

Tabela 6. Composições isotópicas de Carbono e Oxigênio de carbonatos

| <u>Standart</u> | | <u>PDB</u> | <u>SMOW</u> | <u>Standart</u> | | <u>PDB</u> | <u>SMOW</u> | |
|-----------------|--------|---------------------------------|---------------------------------|------------------------|--------------------------------------|---------------------------------|---------------------------------|-------|
| Isotope | | $\delta^{13}\text{C} \text{ ‰}$ | $\delta^{18}\text{O} \text{ ‰}$ | Isotope | | $\delta^{13}\text{C} \text{ ‰}$ | $\delta^{18}\text{O} \text{ ‰}$ | |
| Marble | | | | Skarn (contact) | | | | |
| Sample | Am1_01 | 4.10 | 21.59 | Sample | Am3_06 | -0.24 | 17.28 | |
| | Am1_02 | 3.96 | 21.06 | | Am3_07 | -0.19 | 17.29 | |
| | Am2_01 | 3.32 | 17.08 | | Am5_04 | -0.87 | 20.60 | |
| | Am2_07 | 3.13 | 17.05 | | Am5_05 | -1.16 | 23.86 | |
| | Am3_01 | 3.85 | 19.64 | | Am5_06 | -1.48 | 22.02 | |
| | Am3_02 | 3.67 | 19.38 | | Am8_04 | -0.42 | 17.34 | |
| | Am5_01 | 1.59 | 16.80 | | Skarn (Phlogopite rich rocks) | | | |
| | Am5_02 | 0.38 | 18.23 | | Sample | Am1_05 | -0.93 | 21.30 |
| | Am5_03 | 2.96 | 16.34 | Am1_06 | | -0.77 | 21.18 | |
| | Am6_01 | 4.56 | 14.23 | Am1_07 | | -1.45 | 20.77 | |
| | Am6_02 | 5.36 | 15.48 | Am1_08 | | -3.29 | 18.01 | |
| | Am6_03 | 4.63 | 15.46 | Am2_02 | | -2.27 | 16.26 | |
| | Am7_01 | 1.61 | 17.70 | Am2_03 | | -1.93 | 16.97 | |
| | Am7_02 | 1.41 | 18.13 | Am2_04 | | -2.37 | 17.26 | |
| | Am7_03 | 1.66 | 18.09 | Am2_05 | | -1.58 | 17.12 | |
| | Am7_04 | 1.53 | 17.64 | Am2_06 | | -0.24 | 17.76 | |
| | Am7_05 | 1.78 | 18.04 | Am4_01 | | -4.68 | 17.59 | |
| | Am8_01 | 3.23 | 19.31 | Am4_02 | | -2.79 | 17.08 | |
| | Am8_02 | 3.81 | 19.06 | Am4_03 | | -4.46 | 14.58 | |
| Am8_03 | 2.46 | 17.95 | Am4_05 | -1.63 | | 21.64 | | |
| Am9_01 | 4.96 | 15.74 | Am4_06 | -8.05 | | 17.51 | | |
| Am9_02 | 4.87 | 15.97 | Am4_07 | -3.66 | | 20.87 | | |
| Skarn | | | | Am4_08 | | -0.68 | 21.55 | |
| Sample | Am1_03 | -0.87 | 18.14 | Am5_07 | | -1.07 | 19.73 | |
| | Am1_04 | -0.58 | 18.07 | Am5_08 | -2.02 | 17.86 | | |
| | Am3_03 | -1.39 | 17.20 | Am5_09 | -0.16 | 18.66 | | |
| | Am3_04 | -2.18 | 17.14 | Am8_05 | -0.04 | 17.66 | | |
| | Am3_05 | -0.27 | 17.42 | Am8_06 | -0.45 | 17.57 | | |

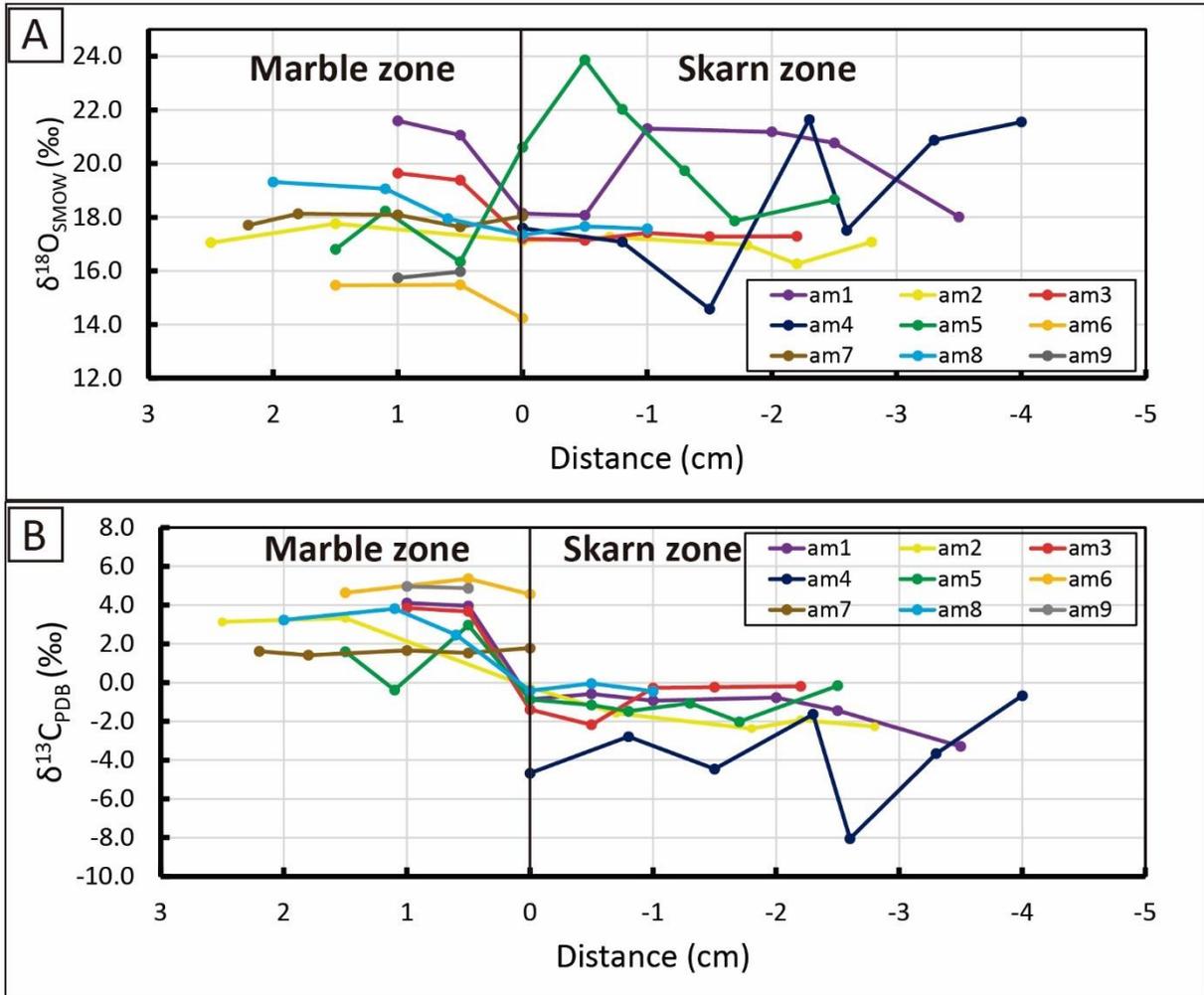


Figura 20. Perfis de isótopos estáveis de C e O. (A) perfil $\delta^{18}\text{O}$ vs. Distância (cm). Destaque para as medidas de distância, o ponto 0 indica contato entre mármore e skarn, com valores <0 representando domínio *skarnitizado* e valores >0 representando domínio de mármore; (B) perfil $\delta^{13}\text{C}$ vs. Distância (cm). Destaque para as medidas de distância, o ponto 0 indica contato entre mármore e skarn, com valores <0 representando domínio *skarnitizado* e valores >0 representando domínio de mármore.

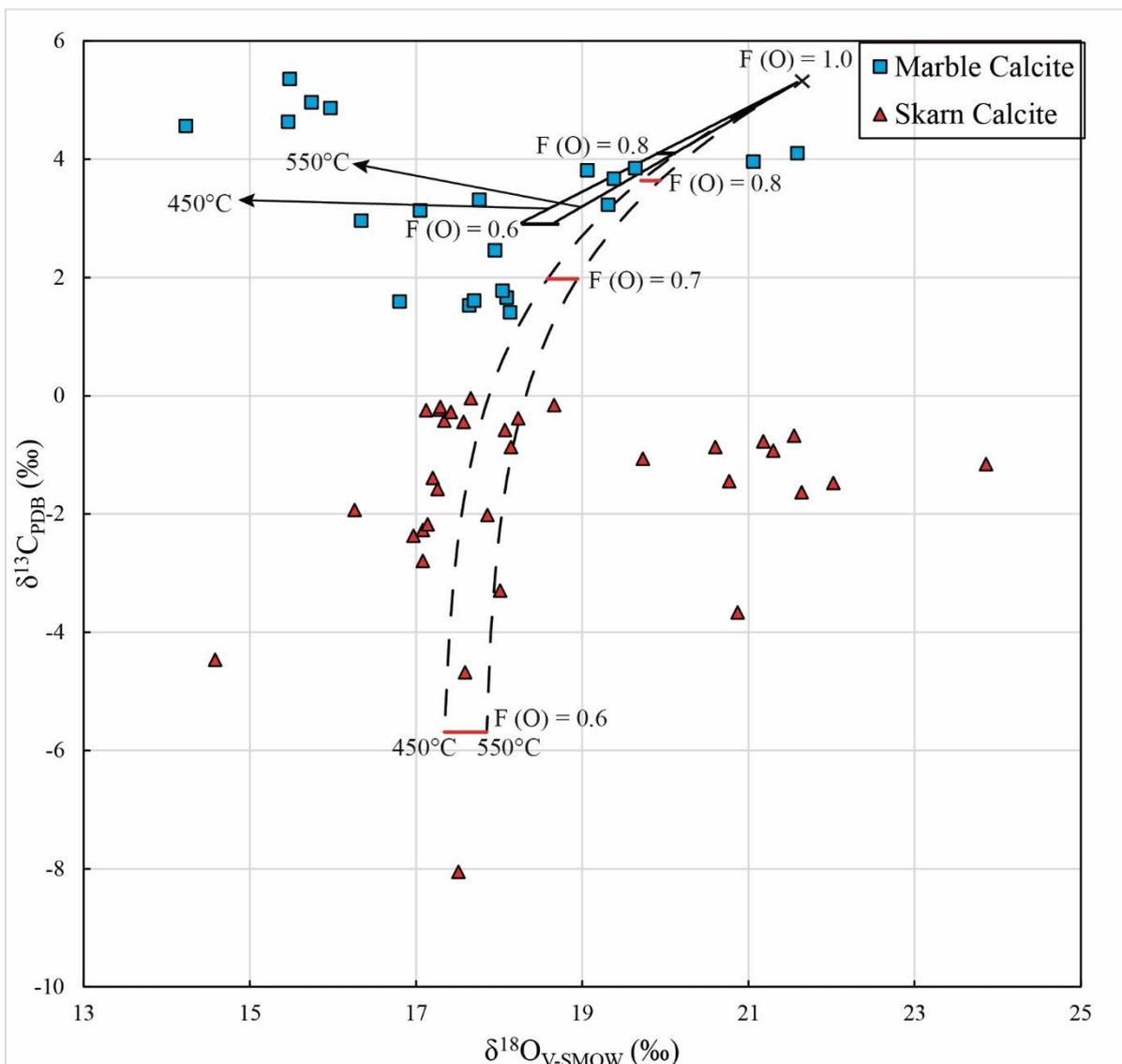


Figura 21. Composições $\delta^{13}\text{C}$ e $\delta^{18}\text{O}$ de calcita em rochas do domínio do mármore e domínio do skarn. As retas sólidas indicam a evolução isotópica da composição da calcita quando afetado pelo processo de devolatilização de Batch e as curvas tracejadas indicam a evolução isotópica da composição da calcita pelo processo de devolatilização de Rayleigh. Os cálculos utilizaram parâmetros descritos no texto. As retas e curvas possuem a indicação da temperatura considerada. Os números de F(O) representam a fração restante de oxigênio que permanece na calcita após a devolatilização. O ponto X foi obtido utilizando os valores mais positivos de carbono e oxigênio para calcita no domínio do mármore.

2.7. GEOCROLOGIA U-PB EM ZIRCÃO

Cristais de zircão foram selecionados em amostra de sienito, possuindo hábito prismático a arredondado com comprimentos variando entre 300 e 100 μm (Tabela 7; Figura 22b). Cinco análises pontuais U-Pb forneceram idades variando de 641 a 680 Ma. Essas análises de população única agrupam idade concordante de 649.2 ± 3.2 Ma, valor que indica a idade de cristalização da intrusão (Figura 22a).

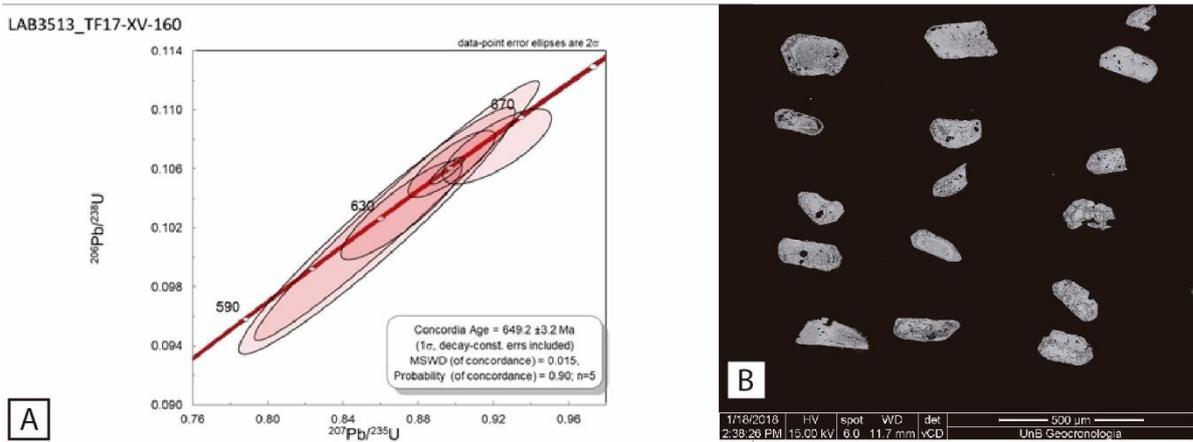


Figura 22. (A) Análises U-Pb em zircão reproduzindo diagrama de concórdia do Sienito Linda Vista e (B) imagens de MEV representativa da forma e tamanho dos grãos de zircão analisados.

Tabela 7. Dados U-Pb para cristais de zircão.

| Crystal ID | ^{204}Pb cps | ^{206}Pb mV | Th/U | $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ | 1 σ % | $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ | 1 σ % | $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ | 1 σ % | $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ |
|------------|-----------------------|----------------------|-------|-----------------------------------|--------------|-----------------------------------|--------------|----------------------------------|--------------|----------------------------------|
| 009-ZR7 | 152 | 0.0460 | 0.220 | 78931 | 34.60 | 0.06104 | 0.67 | 0.869 | 3.57 | 0.1032 |
| 006-ZR4 | 140 | 0.0161 | 0.130 | 11665 | 9.94 | 0.06110 | 0.90 | 0.858 | 3.50 | 0.1018 |
| 004-ZR2 | 173 | 0.0251 | 0.238 | 10330 | 8.77 | 0.06121 | 0.62 | 0.871 | 1.52 | 0.1032 |
| 035-ZR27 | 50 | 0.0157 | 0.064 | 57121 | 42.79 | 0.06121 | 0.47 | 0.898 | 1.05 | 0.1064 |
| 028-ZR22 | 192 | 0.0185 | 0.122 | 31478 | 58.00 | 0.06217 | 0.76 | 0.922 | 1.28 | 0.1075 |

| Crystal ID | 1 σ % | Rho | $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ | 2 σ abs | $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ | 2 σ abs | $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ | 2 σ abs | % U-Pb disc. |
|------------|--------------|------|-----------------------------------|----------------|----------------------------------|----------------|----------------------------------|----------------|--------------|
| 009-ZR7 | 3.49 | 0.98 | 641 | 29 | 633 | 42 | 635 | 33 | 1.18 |
| 006-ZR4 | 3.36 | 0.96 | 643 | 38 | 625 | 40 | 629 | 33 | 2.77 |
| 004-ZR2 | 1.33 | 0.88 | 646 | 27 | 633 | 16 | 636 | 14 | 2.05 |
| 035-ZR27 | 0.87 | 0.82 | 647 | 20 | 652 | 11 | 651 | 10 | -0.75 |
| 028-ZR22 | 0.97 | 0.75 | 680 | 32 | 658 | 12 | 663 | 12 | 3.16 |

2.8. DISCUSSÃO

De maneira geral, o processo de formação de *skarns* se desenvolve em três estágios que tendem a ocorrer em sequência e sob condições de metamorfismo/metassomatismo progressivo e retrógrado (Einaudi *et al.*, 1981; Meinert, 1992). Estes estágios são comumente definidos por: (i) metamorfismo de contato isoquímico atuante imediatamente após a intrusão e a cristalização do corpo plutônico; (ii) metassomatismo e alteração em sistema aberto atuante durante a saturação por fluido magmático; e (iii) resfriamento do corpo intrusivo, influxo de fluidos meteóricos e precipitação de metais. O metamorfismo isoquímico envolve recristalização e

mudanças na estabilidade mineral, porém sem transferência significativa de massa, enquanto o metassomatismo envolve transferência de massa em pequena escala. As assembléias minerais metassomáticas tendem a ser similares às aquelas formadas durante o metamorfismo de contato isoquímico, no entanto, são mais pervasivas, de granulação mais grossa e substituem as assembléias formadas precocemente.

O *Skarn* Linda Vista é realçado, sobretudo, por intenso Fe-metassomatismo diagnosticado pela substituição parcial a total da intrusiva sienítica (*endoskarn*) pela associação clinopiroxênio-magnetita. Esse processo, que se deu principalmente no estágio progressivo metassomático, é acompanhado também por intensa brechação.

De acordo com alguns autores (Sangster, 1969; Einaudi et al., 1981; Meinert, 1984; 2000; Pirajno, 2009) o Fe-metassomatismo pode ser relacionado tanto a plutões enriquecidos em ferro quanto por assimilação de rochas encaixantes. É importante destacar também que o enriquecimento em ferro está diretamente ligado ao contexto tectônico no qual o *skarn* está inserido. Plutões associados a Fe-metassomatismo possuem alto teor de álcalis do que intrusões associadas a outros tipos de *skarn* (Meinert, 1983).

No caso do *Skarn* Linda Vista, as transformações metamórficas/metassomáticas observadas são em parte similares à maioria daquelas descritas em inúmeros *skarns* estudados. No entanto, alguns aspectos envolvendo o intenso metassomatismo de ferro e a devolatilização de CO₂ controlada por reações calcissilicáticas são objetos de uma discussão mais pormenorizadas a seguir.

2.7.1. Fe-metassomatismo

No caso específico do *endoskarn* Linda Vista, o enriquecimento em Fe não é suficientemente explicado pela composição da intrusão, a qual é notadamente empobrecida em Fe pela escassez de minerais máficos. Portanto, faz-se necessário uma fonte de ferro próxima ao sienito que permita a extração, migração e precipitação de grandes quantidades de ferro existentes na composição da associação metassomática clinopiroxênio-magnetita. Apesar de não serem identificadas relações de contato diretas, magnetita-quartzitos, ou até mesmo rochas máficas espacialmente associadas, próximos podem ter atuado como fonte de ferro durante o processo metassomático, como ilustrado na Figura 23.

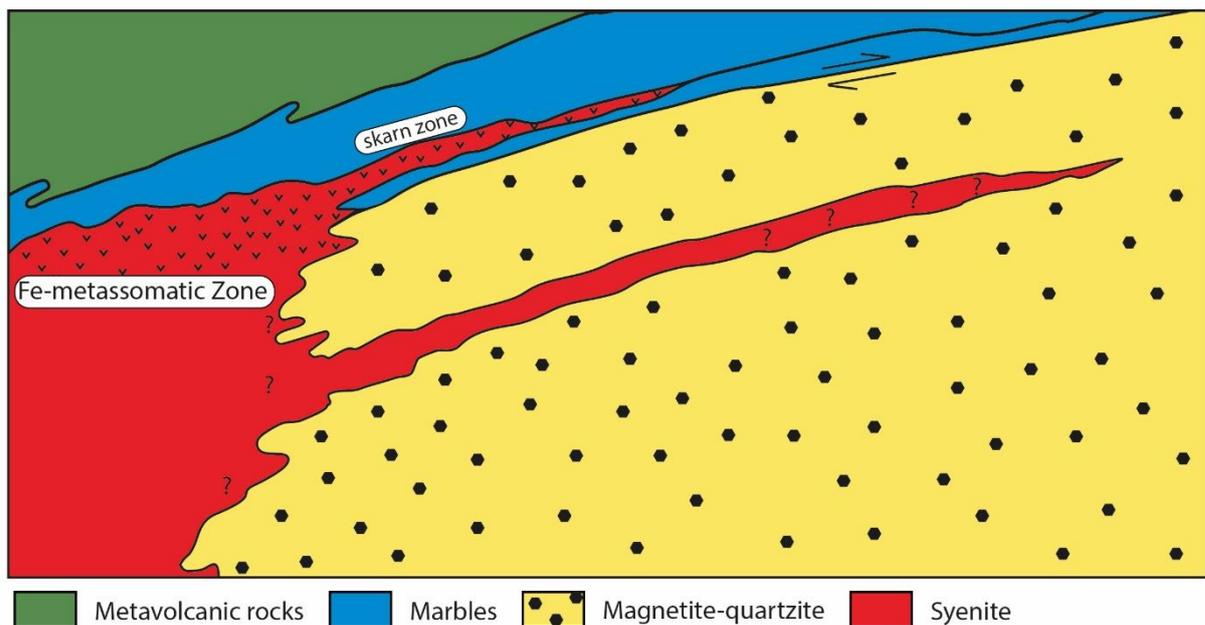


Figura 23. Ilustração esquemática identificando a relação do plutón intrusivo (LVS) com suas encaixantes. É possível observar que a intrusão acompanha a deformação que afeta as rochas metavolcanossedimentares da sequência. Foram identificadas, também, zonas de Fe-metassomatismo no interior da intrusão, interpretado como rochas pertencentes ao *endoskarn*, e zona de *skarn*, a qual a intrusão interage com rochas carbonáticas, desenvolvendo processos de devolatilização em estágio isoquímico, seguido de formação de rochas ricas em flogopita em estágio metassomático e, por fim, formação de hornblenda-epidoto *skarn* em estágio retrogrado.

De acordo com vários autores (Boctor et al., 1980; Frantz et al., 1980; Whitney et al., 1985; Kwak et al., 1986; Fein et al., 1992; Simon et al., 2004; Scholten et al., 2019), o transporte de ferro do quartzito para o sienito requer concentrações de HCl em fluidos hidrotermais (Figura 19a) que permitam a solubilidade da magnetita existente nos quartzitos na forma de FeCl_2^0 . Outros fatores, tais como o aumento da solubilidade em assembleias óxido-silicáticas (*e.g.*, magnetita) em relação a assembleias sulfetadas (*e.g.*, pirita) e correlação positiva de ferro com salinidade de fluidos hidrotermais (Kwak et al., 1986; Scholten et al., 2019), podem explicar o transporte e intensidade de metassomatismo em ferro para o interior da intrusão. Estudos experimentais indicam que o intervalo de temperatura para solubilização da magnetita em complexantes de cloreto está entre 400 e 600°C (Chou e Eugster, 1977; Boctor et al., 1980; Frantz et al., 1980), com pico de solubilidade de Fe em 600°C (Whitney et al., 1985).

De acordo com Kwak et al. (1987), Simon et al. (2004) e Bodnar et al. (2014), a concentração de ferro em solução também está relacionada à abundância de sódio nos fluidos hidrotermais (Figura 19a), dado que estes elementos frequentemente apresentam relação diretamente proporcional em suas concentrações. O sienito hospedeiro do *endoskarn* é rico em sódio, o que torna as soluções além de mais salinas, mais concentradas em ferro.

No estágio progressivo, o *endoskarn* se forma com a precipitação de clinopiroxênio e magnetita (Figura 19b) após o alojamento do sienito, em temperaturas em torno de 600°C, a qual segundo Whitney et al. (1985) é a temperatura estimada na qual a concentração de ferro atinge máxima concentração em solução. Neste estágio, as encaixantes carbonáticas, altamente reativas, reagiram com fluidos hidrotermais, liberando CO₂ (dióxido de carbono) e cálcio no sistema. A liberação de CO₂ dilui a fase de vapor, acelerando a precipitação de clinopiroxênio+magnetita, enquanto o cálcio se torna componente da solução, se fixando no mineral de mais alta temperatura (clinopiroxênio). Posteriormente, já no estágio retrogrado, ocorre a substituição do clinopiroxênio (aegirina-augita) para anfibólio predominantemente sódico (riebeckita).

2.7.2. Devolatilização no metamorfismo de contato

Processos deformacionais e metamórficos geram variações sensíveis na composição isotópica de fluidos liberados e rochas devolatilizadas nestes processos, fornecendo informações importantes a respeito da natureza e intensidade do mecanismo de liberação destes fluidos. A reação de devolatilização gerada no contato de plutões intrusivos em encaixantes carbonáticas, como no caso de *skarns* é conhecida como descarbonatação (Bowman, 1985). Esse processo, mesmo com remoção contínua de fluidos tem depleção de ¹⁸O limitada, uma vez que há um limite para liberação de CO₂ em carbonatos, que permanece residual no sistema. Contudo, Lattanzi et al. (1980) sugerem que seria possível maior depleção em ¹⁸O se houvesse volatilização dos carbonatos sem que houvesse equilíbrio isotópico com silicatos existentes. A reação em equilíbrio isotópico controlada por silicatos é chamada de descarbonatação calcissilicática, onde todo o carbono é liberado em forma de CO₂ enquanto somente 40% do oxigênio é liberado na reação.

O processo de *skarnitização* descrito neste trabalho é gerado no estágio progressivo isoquímico do SLV em mármore e, possivelmente, quartzitos. Esse metamorfismo de contato desencadeia reações calcissilicáticas e volatilização de CO₂ (descarbonatação). Destaca-se, então, a ocorrência do contato com mármore, onde há a precipitação de calcita com diferentes valores de $\delta^{18}\text{O}$ e $\delta^{13}\text{C}$ em relação à calcita pré-existente nos mármore. A precipitação de calcita hidrotermal com esses valores pode ser explicada por dois mecanismos: (1) mistura de fluidos ou reações fluido/rocha (Matsuhisa et al., 1985; Zheng e Hoefs, 1993; Losh, 1997; Choi et al., 2003) e (2) devolatilização da calcita em altas temperaturas com liberação de CO₂ por

meio de reações calcissilicáticas (Lattanzi et al. 1980; Valley, 1986; Zheng, 1990; Baumgartner e Valley, 2001).

Para o estudo, o modelo teórico que mais se adequa é o de devolatilização de CO₂ pela calcita e reações calcissilicáticas devido ao gradiente de alta temperatura gerado pela intrusão, que decompõe este mineral, deixando a calcita residual na zona de contato isotopicamente mais leve ou na formação de minerais calcissilicáticos, como a tremolita. Outras espécies de carbono podem estar presentes no fluido (e.g. HCO₃⁻ e H₂CO₃), porém aqui será assumido que não há fracionamento isotópico entre essas espécies e o CO₂.

Observa-se que a volatilização de Batch não se ajusta bem aos dados, sendo necessário recorrer a curva de volatilização de Rayleigh (Figura 18). Nesta curva é possível individualizar dois principais grupos entre calcita do mármore e calcita hidrotermal que formam um *trend* de empobrecimento de C-O estando relacionado ao estágio progressivo no processo formador do *skarn*.

Contudo, há outros dois grupos que não se ajustam à curva de Rayleigh. O primeiro, relacionado a calcita do mármore, tem valores de δ¹⁸O muito baixos (15.97 a 14.23‰) e valores de δ¹³C dentro do padrão (5.36 a 4.56‰) para a calcita do mármore. A maior sensibilidade do oxigênio a mudança de condições físico-químicas pode explicar essa redução nos valores δ¹⁸O, já que as análises foram realizadas muito próximas ao contato com o sienito.

O segundo grupo de análises é relacionado a calcita hidrotermal precipitada na zona de *skarn*, que possui valores de δ¹⁸O muito altos (20.60 a 23.86‰) e valores esperados de δ¹³C (-3.66 a -0.67) para calcita do *skarn*. Também é explicado pela maior sensibilidade do oxigênio a mudança de condições físico-químicas, apesar deste caso estar relacionado a um processo de alteração secundária da calcita do *skarn* com maior participação de fluidos em baixa temperatura. Isso ocorre porque a troca isotópica em sistema aberto possui um reabastecimento de fluidos hidrotermais de mesma composição isotópica à do fluido inicial, acarretando mudanças iniciais de maior magnitude em δ¹⁸O (Sverjenski, 1981; Zheng e Hoefs, 1993; Choi et al., 2003). As amostras em que foram realizadas estas análises são ricas em flogopita, ou seja, rochas que já passaram pelo estágio progressivo e estão com associação mineralógica estável, o que significa que os dados indicam o início do estágio retrógrado nestas rochas. Esses dados dão uma importante interpretação ao modelo teórico ao que foi adotado no início desta seção, mostrando que também há um importante componente de mistura fluido/rocha associado à alteração hidrotermal destas rochas.

2.9. CONCLUSÕES

O estudo compila dados inéditos de campo, petrográficos, química mineral e isótopos estáveis trazendo interpretações sobre um sistema *skarn* nunca antes descrito no Arco Magmático de Goiás, que permitem concluir:

As rochas do *endoskarn* alteram e se hospedam em rochas ígneas plutônicas alcalinas do LVS, que possuem idade de cristalização segundo dados isotópicos U-Pb em zircão de 649.2 ± 3.2 Ma. São afetadas por intenso Fe-metassomatismo, substituindo a assembleia ígnea original por associação magnetita-piroxênio em estágio progressivo. Há variações texturais nessas assembleias que podem representar diferentes locais da intrusão (e.g. centro e borda) afetados pela alteração hidrotermal. É importante destacar que há um raro componente sódico-cálcico neste estágio, desenvolvido devido ao contato com intrusão rica em álcalis, similar ao contexto de estudos recentes em *skarns* (Yiming et al., 2005; Prestvik e Barnes, 2007; Go et al., 2014; Kim et al., 2014; Estrade et al., 2015; Seo et al., 2019).

A fonte de ferro para o Fe-metassomatismo é tida como cristais de magnetita existentes em Magnetita quartzitos que são solubilizadas e transportadas para o interior do LVS. Contudo, é sugerido que estudos posteriores possibilitem um maior detalhamento das fontes dos fluidos responsáveis pelo enriquecimento em Fe do sistema.

A volatilização do sistema ocorre, principalmente, pela decomposição da calcita em altas temperaturas do metamorfismo de contato, típico para estudos de *skarn*. Porém, há em alteração retrógrada evidências de mistura fluido/rocha em baixas temperaturas.

O contato entre mármore e sienito também gera uma zona discreta de *skarnitização* relacionada, inicialmente, a recristalização dos mármore e formação de tremolita, seguido de cristalização de flogopita em estágio metassomático progressivo e, em estágio retrogrado, há geração de rocha tipicamente calcissilicática do tipo *skarnóide*.

CAPÍTULO 3

3.1. DISCUSSÕES E CONCLUSÕES

Este capítulo compila introdução (Capítulo 1), apresentando ao leitor o tema central e objetivos da pesquisa, contextualizando-o em relação à área de estudo regional e localmente, e, localmente, os dados e resultados adquiridos e interpretados (Capítulo 2, em formato de artigo ainda não traduzido para língua inglesa). Também serão sugeridos, no capítulo, tópicos para futuras pesquisas para melhor entendimento da área de estudo.

A pesquisa teve como foco rochas metassomáticas do tipo *skarn* geradas da intrusão de uma rocha alcalina de composição sienítica em sequência metavulcanossedimentar (anfíbolitos, calcissilicáticas, magnetita-quartzito e mármore). A intrusão, chamada de Sienito Linda Vista, de idade Neoproterozoica, é temporalmente associada ao evento magmático final da história evolutiva do Arco Mágmatco de Goiás. Os dados obtidos possibilitam extrair informações e interpretações sobre a interação seguida de metassomatismo em intrusões tardi-tectônicas em sequências vulcanossedimentares.

O *Skarn* Linda Vista desenvolvido no Segmento Anicuns-Itaberaí do Arco Mágmatco de Goiás é diretamente ligado à deformação regional que gera empurrões de baixo ângulo e a colocação do plutão que gera uma série de reações metassomáticas entre a intrusão e as rochas encaixantes, de forma similar aos *skarns* descritos por Ducoux et al. (2019).

O Sienito Linda Vista é uma típica intrusão alcalina formada essencialmente por albita, K-feldspato e quartzo. No momento do contato entre plutão e encaixantes carbonáticas (mármore), desenvolve-se inicialmente um metamorfismo de contato isoquímico, caracterizado pela recristalização dos mármore e neoformação de tremolita. O metassomatismo é desenvolvido com aumento da temperatura e envolvimento de fluidos magmáticos-hidrotermais. Nesse estágio é estabelecido assembleias ricas em ferro no interior da intrusão (*endoskarn*), marcado pela cristalização de magnetita+clinopiroxênio, enquanto no contato com mármore encaixantes há o desenvolvimento de rochas ricas em flogopita e anfíbolio de mais alta temperatura (Mg-hornblenda). Por fim, há um estágio retrógrado com predomínio de assembleias hidratadas que substitui todas as assembleias anteriores, sendo riebeckita e chamosita no *endoskarn* e calcissilicatos (e.g. prehnita e epidoto) no contato com mármore.

Destaque para o Fe-metassomatismo gerado no interior da intrusão, em que análises texturais e dados de química mineral permitem contextualizar sua geração no estágio

progressivo metassomático da formação do *skarn*. Este processo, também, é associado a um enriquecimento em sódio e, subordinadamente, cálcio, evidenciado pela composição do clinopiroxênio (aegirina-augita) e recristalização de albita para albita quase pura.

Dados obtidos em isótopos estáveis indicam que inicialmente, no estágio isoquímico, há devolatilização de CO₂ (descarbonatação) em rochas carbonáticas por meio de reações calcissilicáticas e decomposição de calcita em alta temperatura, depletando a calcita residual tanto em $\delta^{13}\text{C}$ quanto $\delta^{18}\text{O}$ e desenvolvendo um fluido inicial com alto conteúdo de CO₂, limitado pelas reações calcissilicáticas. Contudo, algumas análises indicam que há um componente de mistura fluido/rocha relacionado ao estágio retrógrado do *skarn*, em que fluidos hidrotermais de mais baixa temperatura possuem mesma composição isotópica aos fluidos hidrotermais gerados no estágio isoquímico, provocando mudanças relevantes nos valores de $\delta^{18}\text{O}$.

3.2. SUGESTÕES PARA FUTUROS TRABALHOS

Para um melhor entendimento no sistema *skarn* estudado, com maior detalhamento da composição e fonte dos fluidos envolvidos, devem ser realizadas análises sistemáticas de inclusões fluidas. Recomenda-se, também, que sejam realizadas análises de química mineral e isótopos de oxigênio em magnetita, que servirá para maior compreensão dos processos que levam a precipitação da magnetita, assim como importante traçador de fontes de ferro, restringindo a gênese do depósito.

Outra importante característica que pode, possivelmente, ser explorada para o *Skarn* Linda Vista, é o estudo de elementos terra-rara (ETR), onde estudos similares relacionados a intrusões alcalinas com formação de *skarns* de mineralogia semelhante que possuem enriquecimento considerável em ETR (Yiming et al., 2005; Prestvik e Barnes, 2007; Go et al., 2014; Kim et al., 2014; Estrade et al., 2015; Seo et al., 2019).

REFERÊNCIAS

ALMEIDA, F. F. M. **Origem e evolução da plataforma brasileira**. Rio de Janeiro: Divisão de Geologia e Mineralogia, 1967. (Boletim 264).

ALMEIDA, F. F. M.; HASUI, Y.; BRITO NEVES, B. D.; FUCK, R. A. Províncias estruturais brasileiras. *In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO NORDESTE*, 8., 1977, Campina Grande. **Anais [...]**. Campina Grande, 1977. p. 363-391.

ALMEIDA, F. F. M.; HASUI, Y.; FUCK, R. A. Brazilian structural provinces: an introduction. **Earth Sciences Review**, [S.l.], v. 17, p. 1-9, 1981.

BAÊTA JUNIOR, J. D. A. **Programa de Levantamentos Básicos do Brasil, Folha SE Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil – PLGB, Folha SE.22-X-A-VI, Nazário, GO**. Brasília: CPRM/DNPM, 1994.

BALDWIN, J. A.; POWELL, R.; BROWN, M.; MORAES, R.; FUCK, R. A. Modelling of mineral equilibria in ultrahigh-temperature metamorphic rocks from the Anápolis–Itaçu Complex, central Brazil. **Journal of Metamorphic Geology**, [S.l.], v. 23, p. 511-531, 2005.

BARBOSA, O.; BRAUN, O. P. G.; DYER, R. C.; CUNHA, C. R. **Projeto Goiânia**: relatório preliminar. Goiânia: DNPM-PROSPEC, 1970. v. 1.

BARBOSA, P. A. R. **Geologia e Recursos Minerais das Sequências Supracrustais à Leste de Mossâmedes - GO**. 1987. 305 p. – Dissertação (Mestrado) - Universidade de Brasília, Brasília, 1987.

BAUMGARTNER, L. P.; VALLEY, J. W. Stable isotope transport and con-tact metamorphic fluid flow. **Rev Mineral Geochem.**, [S.l.], v. 43, p. 414-467, 2001.

BOCTOR, N. Z.; POPP, R. K.; FRANTZ, J. D. Mineral-solution equilibria-IV. Solubilities and the thermodynamic properties of Fe₂O₃ 0 in the system Fe₂O₃-H₂-H₂O-HCl. *Geochim. Cosmochim. Acta*, [S.l.], v. 44, p. 1509-1518, 1980.

BODNAR, R. J.; LECUMBERRI-SANCHEZ, P.; MONCADA, D.; STEELE-MACINNIS, M. Fluid Inclusions in Hydrothermal Ore Deposits. *In: HOLLAND, H. D.; TUREKIAN, K. K. (ed.). Treatise on Geochemistry*. 2. ed. Oxford: Elsevier, 2014. v. 13, p. 119-142.

BOTTINGA, Y. Calculation of fractionation factors for carbon and oxygen isotopic exchange in the system calcite-carbon dioxide-water. **The Journal of Physical Chemistry**, [S.l.], v. 72, n. 3, p. 800-808, 1968.

BOWMAN, J. R. Stable-isotope systematics of skarns. **Mineralogical Association of Canada Short Course Series**, [S.l.], v. 26, p. 99-145, 1998.

BOWMAN, J. R.; O'NEIL, J. R.; ESSENE, E. J. Contact skarn formation at Elkhorn, Montana. II: Origin and evolution of C-O-H skarn fluids. **American Journal of Science**, [S.l.], v. 285, p. 621-660, 1985.

BRITO NEVES, B. B.; CORDANI, U. G. Tectonic evolution of South America during the Late Proterozoic. **Precambrian Research**, [S.l.], v. 53, n. 1-2, p. 23-40, 1991.

BÜHN, B.; PIMENTEL, M. M.; MATTEINI, M.; DANTAS, E. L. High spatial resolution analysis of Pb and U isotopes for geochronology by laser ablation multicollector inductively coupled plasma mass spectrometry (LA-MC-ICP-MS). **Anais da Academia Brasileira de Ciências**, [S.l.], v. 81, n. 1, p. 99-114, 2009.

BURT, D. M. Mineralogy and petrology of skarn deposits. **Rendiconti della Societa Italiana di Mineralogia e Petrologia**, [S.l.], v. 33, n. 2, p. 859-873, 1977.

CHOI, S. G.; KIM, S. T.; LEE, J. G. Stable isotope systematics of Ulsan FeW skarn deposit, Korea. **Journal of Geochemical Exploration**, [S.l.], v. 78/79, p. 601-606, 2003.

CHOU, I. C.; EUGSTER, H. P. Solubility of magnetite in supercritical chloride solutions. **American Journal of Science**, [S.l.], v. 277, p. 1296-1314, 1977.

CORDANI, U. G.; PIMENTEL, M. M.; ARAÚJO, C. E. G.; FUCK, R. A. The significance of the Transbrasiliano-Kandi tectonic corridor for the amalgamation of West Gondwana. **Brazilian Journal of Geology**, [S.l.], v. 43, p. 583-597, 2013.

CORDEIRO, P. F. O.; OLIVEIRA, C. G. The Goiás Massif: Implications for a pre-Columbia 2.2–2.0 Ga continent-wide amalgamation cycle in central Brazil. **Precambrian Research**, [S.l.], v. 298, p. 403-420, 2017.

CRAIG, H. Isotopic standards for carbon and oxygen and correction factors for mass-spectrometric analysis of carbon dioxide. **Geochimica et Cosmochimica Acta**, [S.l.], v. 12, n. 1-2, p. 133-149, 1957.

CRAIG, H. Standard for reporting concentrations of deuterium and oxygen-18 in natural waters. **Science**, [S.l.], v. 133, p. 1833-1834, 1961.

DANTAS, E. L.; JOST, H.; FUCK, R. A.; PIMENTEL, M. M.; BROD, J. A.; MENESES, P. R. Proveniência e idade deposicional de sequências metavolcanosedimentares da região de Santa Terezinha de Goiás, baseada em dados isotópicos Sm-Nd e U-Pb em monocristal de zircão. **Revista Brasileira de Geociências**, São Paulo, v. 31, p. 329-334, 2002.

DARDENNE, M. A. The Brasília fold belt. In: CORDANI, U. G.; MILANI, E. J.; THOMAZ FILHO, A.; CAMPOS, D. A. (ed.). **Tectonic Evolution of South America**. Rio de Janeiro: 31st International Geological Congress, 2000. p. 231-236.

DELGADO, I. M. *et al.* Província Tocantins. In: BIZZI, L. A. *et al.* (ed.). **Geologia, Tectônica e Recursos Minerais do Brasil**. Rio de Janeiro: CPRM, 2003. p. 281-292.

DELLA GIUSTINA, M. E. S.; PIMENTEL, M. M.; FERREIRA FILHO, C. F.; HOLLANDA, M. H. B. M. Dating coeval mafic magmatism and ultrahigh temperature metamorphism in the Anápolis–Itaçu Complex, Central Brazil. **Lithos**, [S.l.], v. 124, p. 82-102, 2011.

DELLA GIUSTINA, M. E. S. **Geologia e geocronologia da sequência Vulcano-sedimentar Campinorte e do Complexo Uruaçu, província Tocantins**. 2007. 106 f. Dissertação (Mestrado em Geologia) – Universidade de Brasília, Brasília, 2007.

DEER, W. A.; HOWIE, R. A.; ZUSSMAN, J. 2013. **An Introduction to the Rock Forming Minerals**. 3rd ed. [S.l.]: Mineralogical Society, 2013.

DEER, W. A.; HOWIE, R. A.; ZUSSMAN, J. **An introduction to the rock forming minerals**. 2nd ed. London: Longman, 1992.

EINAUDI, M. T.; MEINERT, L. D.; NEWBERRY, R. J. Skarn deposits. **Economic Geology 75th Anniversary Volume**, [S.l.], p. 317-391, 1981.

ESTRADE, G.; SALVI, S.; BÉZIAT, D.; WILLIAMS-JONES, A. The Origin of Skarn-Hosted Rare-Metal Mineralization in the Ambohimirahavavy Alkaline Complex, Madagascar. **Economic Geology**, [S.l.], v. 110, n. 6, p. 1485-1513, 2015.

FALCI, C. A. **Proveniência sedimentar e ambientes tectônicos do Grupo Araxá em sua área tipo baseado em dados U-Pb de zircões detríticos, Sm-Nd e ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr Implicações para a evolução da porção meridional da Faixa Brasília durante o Neoproterozóico**. 2016. 111 p. Dissertação (Mestrado) – Universidade Federal de Minas Gerais, Belo Horizonte, 2016.

FEIN, J. B.; HEMLEY, J. J.; D'ANGELO, W. M.; KOMNINOU, A.; SVERJENSKY, D. A. Experimental study of iron-chloride complexing in hydrothermal fluids, *Geochimica et Cosmochimica Acta*, [S.l.], v. 56, n. 8, p. 3179-3190, 1992.

FISCHEL, D. P.; PIMENTEL, M. M.; FUCK, R. A.; ARMSTRONG, R. U-Pb SHRIMP and Sm-Nd geochronology of the Silvânia Volcanics and Jurubatuba Granite: juvenile Paleoproterozoic crust in the basement of the Neoproterozoic Brasília Belt, Goiás, central Brazil. **Anais da Academia Brasileira de Ciências**, Brasília, v. 73, n. 3, p. 445-460, 2001.

FRANTZ, J. D.; POPP, R. K.; BOCTOR, N. Z. (1980) Solubility constants of rock-forming minerals. *In*: CARNEGIE SCIENCE. **Carnegie Institution of Washington Year Book**. Washington, 1980. v. 79, p. 340-345.

FUCK, R. A. A faixa Brasília e a compartimentação Tectônica na Província Tocantins. *In*: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO CENTRO-OESTE, 4., 1994, Brasília. **Anais [...]**. Brasília: SBG, 1994. p. 184-187.

FUCK, R. A.; PIMENTEL, M. M.; SOARES, J. E.; DANTAS, E. L. Compartimentação da Faixa Brasília. *In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO CENTRO-OESTE*, 9., 2005, Goiânia. **Anais [...]** Goiânia: SBG, 2005. p. 26-27.

FUCK, R. A.; MARINI, O. J. O Grupo Araxá e unidades homotaxiais. *In: SIMPÓSIO SOBRE O CRATON DO SÃO FRANCISCO*, 1., 1981, Salvador. **Anais [...]**. Salvador: Sociedade Brasileira de Geologia, Publ. Esp., Núcleo Bahia, 1981. p. 118-130

FUCK, R. A.; PIMENTEL, M. M.; SILVA, L. J. H. D. 1994. Compartimentação tectônica da porção oriental da Província Tocantins. *In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA*, 38., 1994, Camboriú. **Actas [...]**. Florianópolis: SBG, 1994. p. 215-216.

GO, J. S.; CHOI, S. G.; KIM, C. S.; KIM, J. W.; SEO, J. Skarn Evolution and Fe-(Cu) Mineralization at the Pocheon Deposit, Korea. **Econ. Environ. Geol.**, [S.l.], v. 47, p. 335-349, 2014.

HAMMARSTROM, J. M.; THEODORE, B. B.; KOTLYAR, J. L.; DOEBRICH, J. E.; ELLIOTT, J. T.; NASH, D. A. J.; LIVO, K. E. Fe skarn deposits. *In: DU BRAY, E. A. Preliminary compilation of descriptive geoenvironmental mineral deposit models*. Colorado: U.S. GEOLOGICAL SURVEY, 2004. Disponível em: <https://pubs.usgs.gov/of/1995/ofr-95-0831/>. Acesso em: 1 ago. 2021.

HAWTHORNE, F. C.; OBERTI, R.; HARLOW, G. E.; MARESCH, W. V.; MARTIN, R. F.; SCHUMACHER, J. C.; WELCH, M. D. IMA Report: Nomenclature of the amphibole supergroup. **American Mineralogist**, [S.l.], v. 97, p. 2031-2048, 2012.

ISHIHARA, S. The magnetite-series and ilmenite-series granitic rocks: **Mining Geology**, [S.l.], v. 27, p. 293-305, 1977.

ISHIHARA, S.; GONEVCHUK, V. G.; GONEVCHUK, G. A.; KOROSTELEV, P. G.; SAYDAYN, G. R.; SEMENJAK, B. I.; RATKIN, V. V. Mineralization Age of Granitoid-Related Ore Deposits in the Southern, Russian Far East. **Shigen-Chishitsu**, [S.l.], v. 47, n. 5, p. 255-261, 1997.

JOST, H.; CHEMALE JUNIOR, F.; FUCK, R. A.; DUSSIN, I. A. Uvá complex, the oldest orthogneisses of the Archean-Paleoproterozoic terrane of central Brazil. **Journal of South American Earth Sciences**, [S.l.], v. 47, p. 201-212, 2013.

JUNGES, S. L.; PIMENTEL, M. M.; LAUX, J. H.; FUCK, R. A.; BUHN, B. M.; DANTAS, E. L.; OLIVEIRA, C. G. U-Pb LA-ICP-MS ages and a new tectonic context for the Neoproterozoic Mara Rosa Magmatic Arc, Central Brazil. *In: SOUTH AMERICAN SYMPOSIUM ON ISOTOP GEOLOGY*, 6., 2008, San Carlos de Bariloche. **Book of Abstracts**. San Carlos de Bariloche, 2008. v. 1. p. 69.

KIM, C. S.; GO, J. S.; CHOI, S. G.; KIM, S. T. Geology, Mineralization, and Age of the Pocheon Fe(-Cu) Skarn Deposit, Korea. **Econ. Environ. Geol.**, [S.l.], v. 47, p. 317-333, 2014.

KUYUMJIAN, R. M.; OLIVEIRA, C. G.; CAMPOS, J. E. G.; QUEIROZ, C. L. Geologia do limite entre os terrenos Arqueanos e o Arco Magmático de Goiás na região de Chapada-Campinorte, Goiás. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 34, p. [S.l.], p. 329-334, 2004.

KWAK, T. A. P. Fluid inclusions in skarns (carbonate replacement deposits). **Journal of Metamorphic Geology**, [S.l.], v. 4, p. 363-384, 1986.

KWAK, T. A. P.; BROWN, W. M.; ABEYSINGHE, P. B.; TAN, T. H. Fe solubilities in very saline hydrothermal fluids: their relations to zoning in some ore deposits. **Eton Geology**, [S.l.], v. 81, p. 447-465, 1986.

LACERDA FILHO, J. V. *et al.* **Geologia e Recursos Minerais do Estado de Goiás e do Distrito Federal – Relatório do Mapa Geológico do Estado de Goiás – Escala 1:500.000**. Goiânia: CPRM/METAGO/UnB, 1999.

LATTANZI, P.; RYE, D. M.; RICE, J. M. Behavior of ¹³C and ¹⁸O in carbonates during contact metamorphism of Marysville. **American Journal of Science**, [S.l.], v. 280, p. 890-906, 1980.

LAURENCE, Robb. **Introduction to Ore-Forming Processes**. 2nd ed. New Jersey: Wiley-Blackwell, 2005.

LAUX, J. H.; PIMENTEL, M. M.; DANTAS, E. L.; ARMSTRONG, R.; ARMELE, A.; NILSON, A. A. Mafic magmatism associated with the Goiás Magmatic Arc in the Anicuns region, Goiás central Brazil: Sm-Nd isotopes and new ID-TIMS and SHRIMP U-Pb data. **Journal of South American Earth Sciences**, [S.l.], v. 16, n. 7, p. 599-614, 2004.

LAUX, J. H.; PIMENTEL, M. M.; DANTAS, E. L.; ARMSTRONG, R.; JUNGES, S. L. Two Neoproterozoic crustal accretion events in the Brasília Belt, central Brazil. **Journal of South American Earth Sciences**, [S.l.], v. 18, p. 183-198, 2005.

LAUX, J. H.; PIMENTEL, M. M.; GIOIA, S. M. C. L.; FERREIRA, V. P. The Anicuns-Itaberaí volcano-sedimentary sequence, Goiás Magmatic Arc: new geochemical and Nd-S isotopic data. **Geochimica Brasiliensis**, [S.l.], v. 24, n. 1, p. 13-28, 2010.

LEAKE, B. E. *et al.* Nomenclature of Amphiboles: Report of the Subcommittee on Amphiboles of the International Mineralogical Association Commission on New Minerals and Mineral Names. **The Canadian Mineralogist**, [S.l.], v. 35, p. 219-246, 1997.

LOCOCK, A. J. An excel spreadsheet to classify chemical analyses of amphiboles following the IMA 2012 recommendations. **Computers and Geosciences**, [S.l.], v. 62, p. 1-11, 2014.

LOSH, S. Stable isotope and modeling studies of fluid-rock interaction associated with the Snake Range and Mormon Peak detachment faults, Nevada. *GSA Bulletin*, [S.l.], v. 109, n. 3, p. 300-323, 1997.

MARTINS-FERREIRA, M.; SALDANHA, D.; SILVA, L. J. D. The central-southern segment of the Brasília belt: deformation and the need of a cratonic mass under the Paraná basin. In: INTERNATIONAL SYMPOSIUM ON TECTONICS, 9., 2015, Vitória. **Anais** [...]. Vitória, 2015.

MATSUHISA, Y.; MORISHITA, Y.; SATO, T. Oxygen and carbon isotope variations in gold-bearing hydrothermal veins in the Kushikino Mining Area, Southern Kyushu, **Japan. Econ. Geol.**, [S.l.], v. 80, p. 283-293, 1985.

MEINERT, L. D. Gold in skarns related to epizonal intrusions. **Reviews in Economic Geology**, [S.l.], v. 13, p. 347-375, 2000.

MEINERT, L. D. Skarns and skarn deposits. **Geoscience Canada**, [S.l.], v. 19, p. 145-162, 1992.

MEINERT, L. D. Mineralogy and petrology of iron skarns in western British Columbia. **Economic Geology**, [S.l.], v. 79, p. 869-882, 1984.

MEINERT, L. D. Variability of skarn deposits: guides to exploration. In: BOARDMAN, S. J. (ed.). **Revolution in the earth sciences**. Iowa: Kendall-Hunt, 1983. p. 301-316.

MEINERT, L. D.; DIPPLE, G. M.; NICOLESCU, S. World skarn deposits. **Economic Geology 100th Anniversary Volume**, [S.l.], p. 299-336, 2005.

MEINERT, L. D.; HEDENQUIST, J. W.; SATOH, H.; MATSUHISA, Y. Formation of anhydrous and hydrous skarn in Cu-Au ore deposits by magmatic fluids: **Economic Geology**, [S.l.], v. 98, p. 147-156, 2003.

MENEZES, C. L. de; CASSEMIRO, P. R. F. Trabalho de mapeamento geológico final: subárea XV. In: OLIVEIRA, C. G. de. **Projeto Edéia, não-publicado**. Brasília: UnB, 2017.

MILLER, C. F.; STODDARD, E. F.; BRADFISH, L. J.; DOLLASE, W. A. Composition of plutonic muscovite: genetic implications. **The Canadian Mineralogist**, [S.l.], v. 19, n. 1, p. 25-34, 1981.

MORAES, R.; BROWN, M.; FUCK, R. A.; CAMARGO, M. A.; LIMA, T. M. Characterization and P–T evolution of melt-bearing ultrahigh temperature granulites: an example from the Anápolis–Itaçu Complex of the Brasília Fold Belt. **Journal of Petroleum**, [S.l.], v. 43, n. 9, p. 1673-1705, 2002.

MORAES, R.; FUCK, R. A.; PIMENTEL, M. M.; GIOIA, S. M. C. L.; HOLLANDA, M. H. B. M.; ARMSTRONG, R. The bimodal rift-related Juscelândia volcano-sedimentary

Sequence in Central Brazil: Mesoproterozoic extension and Neoproterozoic metamorphism. **Journal of South American Earth Sciences**, [S.l.], v. 20, p. 287-301, 2006.

MORAES, R.; FUCK, R. A.; PIMENTEL, M. M.; GIOIA, S. M. C. L.; HOLLANDA, M. H. B. M.; ARMSTRONG, R. The bimodal rift-related Juscelândia volcano-sedimentary Sequence in Central Brazil: Mesoproterozoic extension and Neoproterozoic metamorphism. **Journal of South American Earth Sciences**, [S.l.], v. 20, p. 287-301, 2006.

MOREIRA, M. L. O.; MORETON, L. C.; ARAÚJO, V. A.; LACERDA FILHO, J. V.; COSTA, H. F. **Geologia do Estado de Goiás e Distrito Federal**. Goiânia: Convênio: MME/CPRM - SIC/FUNMINERAL/GO, 2008.

MORIMOTO, N.; FABRIES, J.; FERGUSON, A. K.; GINZBURG, I. V.; ROSS, M.; SEIFERT, F. A.; ZUSSMAN, J.; AOKI, K.; GOTTARDI, G. Nomenclature of pyroxenes. **American Mineralogist**, [S.l.], v. 73, p. 1123-1133, 1998.

NAVARRO, G. R. B. **Geologia da região Pontalina (GO)**. 2006. 127 f. Tese (Doutorado) - Universidade Estadual Paulista, Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Rio Claro, 2006. Disponível em: <http://hdl.handle.net/11449/102987>. Acesso em: 14 jul. 2021.

NEWBERRY, R. J. Scheelite-bearing skarns in the Sierra Nevada region, California. Contrasts in zoning and mineral compositions and tests of infiltration metasomatism theory, *In*: AKSYUK, A. M. (ed.). **Skarn – their genesis and Metallogeny**. Athens: Theophrastus Publications S.A., 1991. p. 343-384.

NUNES, N. S. V. **Geologia e Potencial Mineral da Região de Anicuns, Goiás**. 1990. 188 p. Dissertação (Mestrado) – Universidade de Brasília, Brasília, 1990.

OBERTI, R.; CANNILLO, E.; TOSCANI, G., 2012, How to name amphiboles after the IMA2012 report: rules of thumb and a new PC program for monoclinic amphiboles. **Periodico di Mineralogia**, [S.l.], v. 81, p. 257-267, 2012.

OLIVEIRA, C. G.; VIDOTTI, R. M.; DELLA GIUSTINA, M. E. S.; DANTAS, E. L.; SOUZA, V. S.; BOTELHO, N. F.; SANTOS, R. V.; BARBOSA, P. F.; HAUSER, N.; VIEGAS, G. F.; MA, J. B. C. **Projeto Edéia, não-publicado**. Brasília: UnB, 2017.

OLIVEIRA, C. G.; OLIVEIRA, F. B.; DANTAS, E. L.; FUCK, R. A. **Campinorte- SD.22-Z-B-I, escala 1:100.000**: nota explicativa. Goiás: UnB/CPRM, 2006. (Série Programa Geologia do Brasil).

OLIVEIRA, C.; PIMENTEL, M.; MELO, LUCIANA; FUCK, REINHARDT. The copper–gold and gold deposits of the Neoproterozoic Mara Rosa magmatic arc, central Brazil. **Ore Geology Reviews**, [S.l.], v. 25, p. 285-299, 2004.

PIMENTEL, M. M. The tectonic evolution of the Neoproterozoic Brasília Belt, central Brazil: a geochronological and isotopic approach. **Brazilian Journal of Geology**, [S.l.], v. 46, supl. 1, p. 67-82, 2016.

PIMENTEL, M. M.; FUCK, R. A. Neoproterozoic crustal accretion in central Brazil. **Geology**, [S.l.], v. 20, p. 375-379, 1992.

PIMENTEL, M. M.; FUCK, R. A.; ALVARENGA, C. J. S. Post Brasiliano (Pan-African) high-K granitic magmatism in Central Brazil: the role of the Late Precambrian-early Paleozoic extension. **Precambrian Research**, [S.l.], v. 80, p. 217-238, 1996.

PIMENTEL, M. M.; FUCK, R. A.; JOST, H.; FERREIRA FILHO, C. F.; ARAÚJO S. M. The basement of the Brasília Fold Belt and the Goiás Magmatic Arc. *In*: CORDANI, U. G.; MILANI, E. J.; THOMAZ FILHO, A.; CAMPOS, D. A. (ed.). **Tectonic Evolution of South America**. Rio de Janeiro: 31st International Geological Congress, 2000a. p. 195-229.

PIMENTEL, M. M.; FUCK R. A.; GIOIA, D. M. C. L. The Neoproterozoic Goiás Magmatic Arc, Central Brazil: A review and new Sm-Nd isotopic data. **Revista Brasileira de Geociências**, São Paulo, v. 30, n. 1, p. 35-39, 2000b.

PIMENTEL, M. M.; HEAMAN, L.; FUCK, R. A. Zircon and shpene Pb-U geochronology of Upper Proterozoic volcanic-arc rock units from southwestern Goiás, central Brazil. **Journal of South American Earth Sciences**, [S.l.], v. 4, p. 329-339, 1991.

PIMENTEL, M. M.; WHITEHOUSE, M. J.; VIANA, M. G.; FUCK, R. A.; MACHADO, N. The Mara Rosa Arc in the Tocantins Province: further evidence for Neoproterozoic crustal accretion in Central Brazil. **Precambrian Research**, [S.l.], v. 81, p. 299-310, 1997.

PIMENTEL, M. M.; RODRIGUES, J. B.; DELLA GIUSTINA, M. E. S.; JUNGES, S. L.; MATTEINI, M. The Tectonic Evolution of the Neoproterozoic Brasília Belt, Central Brazil, based on SHRIMP and LA-ICPMS U-Pb sedimentary provenance data: a review. **Journal of South America Earth Sciences**, [S.l.], v. 31, p. 345-357, 2011.

PIMENTEL, M.; JOST, H.; FUCK, R. O embasamento da Faixa Brasília e o Arco Magmático de Goiás. *In*: MANTESSO-NETO, V. et al. (org.). **Geologia do Continente Sul-Americano: evolução da obra de Fernando Flávio Marques de Almeida**. Rio de Janeiro: Beca, 2004. p. 355-368.

PIRAJNO, F. Skarn Systems. *In*: PIRAJNO, F. (ed.). **Hydrothermal Processes and Mineral Systems**. [S.l.]: Springer, 2009. p. 535-580.

PIUZANA D., PIMENTEL M.M., FUCK R.A., ARMSTRONG R.. SHRIMP U-Pb and Sm-Nd data for the Araxá Group and associated rocks: Constraints for the age of sedimentation and geodynamic context of the southern Brasília Belt, central Brazil. **Precambrian Research**, [S.l.], v.125, p. 139-160, 2003a.

PIUZANA, D.; PIMENTEL, M. M.; FUCK, R.A.; ARMSTRONG, R. A. Neoproterozoic granulite facies metamorphism and coeval granitic magmatism in the Brasilia Belt, Central Brazil: regional implications of new SHRIMP U-Pb and Sm-Nd data. **Precambrian Research**, [S.l.], v. 125, p. 245-273, 2003b.

PRESTVIK, T.; BARNES, C. G. A new occurrence of aegirine in Norway. **Norwegian Journal of Geology**, [S.l.], v. 87, p. 451-456, 2007.

ROBB, L. J. **Introduction to ore-forming processes**. [S.l.]: Wiley-Blackwell, 2005.

ROBB, L. J.; FREEMAN, L. A.; ARMSTRONG, R. Nature and longevity of hydrothermal fluid flow and mineralization in granites of the Bushveld Complex, South Africa. *Transactions of the Royal Society Edinburgh*. **Earth Sciences**, [S.l.], v. 91, p. 269-281, 2000.

RODRIGUES, J. B.; GIOIA, S. M. L. C.; PIMENTEL, M. M. Geocronologia e geoquímica de ortognaisses da região entre Iporá e Firminópolis: Implicações para a evolução do Arco Magmático de Goiás. **Revista Brasileira de Geociências**, [S.l.], v. 29, n. 2, p. 207-216, 1999.

SABOIA, A. M. *et al.* The Siderian crust (2.47–2.3 Ga) of the Goiás Massif and its role as a building block of the São Francisco paleocontinent. **Precambrian Research**, [S.l.], v. 350, 2020.

SANGSTER, D. F. The contact metasomatic magnetite deposits of southwestern British Columbia. **Geological Survey of Canada**, Vancouver, Bulletin 172, 79 p., 1964.

SCHOLTEN, L.; SCHMIDT, C.; LECUMBERRI-SANCHEZ, P.; NEWVILLE, M.; LANZIROTTI, A.; SIRBESCU, M. C.; STEELE-MACINNIS, M. Solubility and speciation of iron in hydrothermal fluids. **Geochimica et Cosmochimica Acta**, [S.l.], v. 252, p. 126-143, 2019.

SEO, J.; CHOI, S.; WON KIM, J.; RYU, I. Unique sodic–calcic skarn hosted by ultramafic rocks and albitite at the Ulsan skarn deposit, Gyeongsang Basin, South Korea. **Ore Geology Reviews**, [S.l.], v. 105, 537-550, 2019.

SILVA, L. J. D., VASCONCELOS, M. A. R.; GONÇALVES, D. V. Timing and role of the Maranhão River Thrust in the evolution of the Neoproterozoic Brasília Belt and Tocantins Province, Central Brazil. **Gondwana Research**, [S.l.], v. 13, n. 3, p. 352-372, 2008.

SILVA, L. J. H. D.; OLIVEIRA, I. L. DE; POHREN, C.B.; TANIZAKI, M. L. N.; CARNEIRO, R. C.; FERNANDES, G. L. DE F.; ARAGÃO, P. E. Coeval perpendicular shortenings in the Brasília belt: collision of irregular plate margins leadin to Oroclinal bending in the Neoproterozoic of central Brazil. **Journal of South American Earth Sciences**, [S.l.], v. 32, n. 1, p. 1-13, 2011.

SIMON, A. C.; PETTKE, T.; CANDELA, P. A.; PICCOLI, P. M.; HEINRICH, C. A. Magnetite solubility and irontransport in magmatic-hydrothermal environments. **Geochimica et Cosmochimica Acta**, [S.l.], v. 68, p. 4905-4914, 2004.

STRIEDER, A.; NILSON, A. A. Melange ofiolítica nos metassedimentos Araxá de Abadiânia (GO) e implicações tectônicas regionais. **Revista Brasileira de Geociências**, São Paulo, v. 22, n. 2, p. 204-215, 1992.

SVERJENSKY, D. A. Isotopic alteration of carbonate host rocks as a function of water to rock ratio; an example from the Upper Mississippi Valley zinc-lead district. **Economic Geology**, [S.l.], v. 76, n. 1, p. 154-157, 1981.

TISCHENDORF, G.; FÖRSTER, H. J.; GOTTESMANN, B.; RIEDER, M. True and brittle micas: composition and solid-solution series. **Mineralogical Magazine**, v. 71, p. p. 285-320, 2007.

TISCHENDORF, G.; RIEDER, M.; FÖRSTER, H. J.; GOTTESMANN, B.; GUIDOTTI, C. V. A new graphical presentation and subdivision of potassium micas. **Mineralogical Magazine**, [S.l.], v. 68, p. 649-667, 2004.

VALERIANO, C. M.; DARDENNE, M. A.; FONSECA, M. A.; SIMÕES, L. S. A.; SEER, H. J. A evolução tectônica da Faixa Brasília. In: MANTESSO-NETO, V.; A. BARTORELLI, A.; CARNEIRO, C. D. R.; BRITO-NEVES, B. B. (ed). **Geologia do Continente Sul-Americano**: evolução da obra de Fernando Flávio Marques de Almeida. São Paulo: Beca, 2004. p. 575-593.

VALERIANO, C. M.; PIMENTEL, M. M.; HEILBRON, M.; ALMEIDA, J. C. H.; TROUW, R. A. Tectonic evolution of the Brasília Belt, Central Brazil, and early assembly of Gondwana. **Geological Society**, London, Special Publications, v. 294, p. 197-210, 2008.

VALLEY, J. W. Stable isotope geochemistry of metamorphic rocks. In: VALLEY, J. W.; TAYLOR, H. P.; O'NEIL, J. R. (ed.). **Stable Isotopes in High Temperature Processes**. California: Mineralogical Society of America, 1986. (Reviews in Mineralogy, v. 16). p. 445-489.

WHITNEY, J. *et al.* The concentration of iron in chloride solutions equilibrated with synthetic granitic compositions; the sulfur-free system. **Economic Geology**, [S.l.], v. 80, p. 444-460, 1985.

WILKINSON, B. H.; KESLER, S. E. Tectonism and denudation in convergent margin orogens: New insights from ore deposits. **Journal of Geology**, [S.l.], v. 115, p. 611-627, 2007.

YAVUZ, Fuat. WinPyrox: A Windows program for pyroxene calculation classification and thermobarometry. **American Mineralogist**, [S.l.], v. 98, n. 7, p. 1338-1359, 2013.

YIMING, Z.; GE, B.; DAXIN, L. REE-Nb (Fe, U, Th)-bearing alkaline skarns of China. In: MAO, J.; BIERLEIN, F. P. (ed.). **Mineral Deposit Research: Meeting the Global Challenge**. [S.l.]: Springer, 2005. p. 507-509.

ZHENG, Y. E.; HOEFS, J. Carbon and oxygen isotope covariations in hydrothermal calcites: theoretical modeling on mixing processes and application to Pb-Zn deposits in the Harz Mountains. **Germany. Miner. Depos.**, [S.l.], v. 28, p. 79-89, 1993.

ZHENG, Y. F. Carbon oxygen isotopic covariation in hydrothermal calcite during degassing of CO₂: a quantitative evaluation and application to the Kushikino gold mining area in Japan. **Mineral. Deposita**, [S.l.], v. 25, p. 246-250, 1990.