



UNIVERSIDADE FEDERAL DO CEARÁ
CENTRO DE CIÊNCIAS
DEPARTAMENTO DE GEOLOGIA
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOLOGIA

MARIA EDUARDA ZILIO DIDONÉ

**TIPOLOGIA E ORIGEM DO DEPÓSITO DE FERRO HIDROTHERMAL DA REGIÃO
DE SÃO JOSÉ DO TORTO-CE, DOMÍNIO MÉDIO COREAÚ, PROVÍNCIA
BORBOREMA**

FORTALEZA

2023

MARIA EDUARDA ZILIO DIDONÉ

TIPOLOGIA E ORIGEM DO DEPÓSITO DE FERRO HIDROTERMAL DA REGIÃO DE
SÃO JOSÉ DO TORTO-CE, DOMÍNIO MÉDIO COREAÚ, PROVÍNCIA BORBOREMA

Dissertação apresentada ao Programa de Pós-Graduação em Geologia da Universidade Federal do Ceará, como requisito parcial à obtenção do título de Mestre em Geologia. Área de concentração: Geodinâmica e Recursos Minerais.

Orientador: Prof. Dr. Clóvis Vaz Parente.

Coorientador: Prof. Dr. César Ulisses Veríssimo.

FORTALEZA

2023

Dados Internacionais de Catalogação na Publicação
Universidade Federal do Ceará
Sistema de Bibliotecas
Gerada automaticamente pelo módulo Catalog, mediante os dados fornecidos pelo(a) autor(a)

- D556t Didoné, Maria Eduarda Zilio.
Tipologia e origem do depósito de ferro hidrotermal da região de São José do Torto-CE, Domínio Médio Coreaú, Província Borborema / Maria Eduarda Zilio Didoné. – 2023.
106 f. : il. color.
- Dissertação (mestrado) – Universidade Federal do Ceará, Centro de Ciências, Programa de Pós-Graduação em Geologia, Fortaleza, 2023.
Orientação: Prof. Dr. Clóvis Vaz Parente.
Coorientação: Prof. Dr. César Ulisses Veríssimo.
1. Magnetita. 2. Skarn. 3. Província Borborema. I. Título.

CDD 551

MARIA EDUARDA ZILIO DIDONÉ

TIPOLOGIA E ORIGEM DO DEPÓSITO DE FERRO HIDROTHERMAL DA REGIÃO DE
SÃO JOSÉ DO TORTO-CE, DOMÍNIO MÉDIO COREAÚ, PROVÍNCIA BORBOREMA

Dissertação apresentada ao Programa de Pós-Graduação em Geologia da Universidade Federal do Ceará, como requisito parcial à obtenção do título de Mestre em Geologia. Área de concentração: Geodinâmica e Recursos Minerais.

Aprovada em: 06/10/2023.

BANCA EXAMINADORA

Prof. Dr. Clóvis Vaz Parente (Orientador)
Universidade Federal do Ceará (UFC)

Prof. Dr. Sérgio Bacelar
Universidade Federal do Ceará (UFC)

Prof. Dr. Nilson Francisquini Botelho
Universidade de Brasília (UnB)

A Deus.

Aos meus pais, amigos e mestres.

AGRADECIMENTOS

À Instituição CAPES pelo apoio financeiro com a manutenção da bolsa de auxílio. O presente trabalho foi realizado com apoio da Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior (CAPES) – Código de Financiamento 001.

À Empresa MDN Mineração, ao Sr. Carlos e Sr. Gabriel Lessa, por nos receber em São José do Torto, disponibilizar os dados referentes a pesquisa, subsidiar boa parte desse estudo, e se mostrarem solícitos em todo o processo.

Ao Prof. Dr. Clóvis pela excelente orientação, paciência e contribuição no meu trabalho. Sem a genialidade e o auxílio do senhor com certeza esse trabalho não seria o mesmo. Ao Prof. Dr. César pela coorientação, pelos comentários extremamente pertinentes, pelas doses de encorajamento durante as reuniões e pela extensa troca e ensino sobre geologia.

Aos professores participantes da banca examinadora Prof. Dr. Sérgio Bacelar e Prof. Dr. Nilson Francisquini Botelho pelo tempo, pelas valiosas colaborações e sugestões.

Aos professores que passaram pela minha vida no decorrer da graduação e do mestrado, agradeço pelos ensinamentos, por compartilhar o conhecimento, e principalmente pelo amor em lecionar. É esse amor que não me fez abandonar o sonho de ser professora. Aos colegas da geologia, da UFC e do Brasil a fora, pelos encontros, sugestões, desabafos, contribuições para minha pesquisa e para minha vida. Já valeu a pena ter seguido na geologia por ter conhecido vocês. As minhas colegas de trabalho, que mesmo com todas as nossas responsabilidades, sempre deixaram tudo leve e divertido, e sempre me deram muita força para me tornar mestra. Me inspiro muito em vocês.

Aos meus amigos mais chegados (vocês sabem quem são) agradeço pela parceria, pelo incentivo, pelos puxões de orelha, pelas ajudas acadêmicas, pelos momentos em que eu quis desistir (e foram muitos) que vocês estavam ali relembrando o porquê dessa dissertação existir. A minha amiga, Joelma, que trabalhou comigo nesses últimos meses, me dando o empurrão necessário para conseguir finalizar a dissertação. Ao meu namorado, Dedê, pela paciência com a minha ansiedade e estresse, por compartilhar dos momentos mais difíceis que tive nesse período e transformá-los em momentos bons, pelos inúmeros momentos de sinceridade para que eu não desistisse daquilo que um dia já havia sido um sonho. Obrigada por deixar minha vida melhor a cada dia.

Aos meus pais, maiores e melhores incentivadores que eu poderia ter. Agradeço por sempre investirem em mim, no meu conhecimento, na minha felicidade, e por me

permitirem sempre correr atrás dos meus sonhos. Sem vocês, não teria entrado na geologia, nem tampouco vindo morar no Ceará, e isso com certeza mudou minha vida por completo. Vocês são tudo pra mim e todas as minhas conquistas são, de certa forma, conquistas de vocês também. Por fim, agradeço a vida, que me deu oportunidades e vivências que moldaram quem eu sou, me ensinaram a ser uma pessoa, uma mulher e uma geóloga cada dia melhor.

“Na vida, não existe nada a se temer, apenas a ser compreendido.” (CURIE).

RESUMO

Mineralizações de ferro ocorrem em diferentes contextos geológicos e/ou geotectônicos, os quais se destacam: formações ferríferas bandadas (BIFs); depósitos tipo Kiruna, relacionados a processos magmático-hidrotermais; depósitos sedimentares tipo Ironstone; depósitos endomagmáticos de óxidos de Fe-Ti-V e depósitos tipo *Skarns*. Estes últimos resultam do metamorfismo de contato entre corpos intrusivos e rochas carbonáticas. Na porção norte da Província Borborema, ao sul do Domínio Médio Coreau (DMC) e adjacente ao Lineamento Transbrasiliano ocorrem importantes depósitos de ferro hospedados nas rochas metassedimentares siliciclásticas e carbonáticas neoproterozoicas do Grupo Ubajara. São rochas de baixo grau metamórfico recortadas pelo granito pós-colisional Mucambo (~532Ma), o que ocasiona a formação de hornfels siliciclásticos, mármore com ferro e, subordinadamente, clinopiroxênio e pirosmalita. O granito é do tipo metaluminoso, moderadamente oxidado, composto por quartzo, plagioclásio, K-feldspato, anfibólio, biotita e os acessórios titanita, apatita, ilmenita, magnetita e zircão. As associações minerais resultantes de alteração hidrotermal, foram desenvolvidas em dois estágios: um inicial marcado por alterações subsólidas a partir de minerais ferro-magnesianos (anfibólio e/ou biotita) e feldspatos, onde se formam magnetita, titanita, clorita, epidoto, albita; outro mais evoluído, composto por quartzo, sericita e magnetita que ocorrem em veios. As descrições petrográficas e texturais, atreladas ao estudo da química mineral da magnetita, e as análises isotópicas de C e O nos metacarbonatos da região, permitiram identificar as diferentes tipologias do minério do Depósito do Torto, assim como associar sua origem ao Granito Mucambo. O minério de ferro, dominado por magnetita e, subordinadamente, hematita, encontra-se associado às rochas metacarbonáticas e metasiliciclásticas do Grupo Ubajara, em dois estilos: minério maciço e/ou filões e minério detrítico-laterítico coluvionar. O minério filoneano varia de escala centimétrica a métrica, composto predominantemente por magnetita martitizada, por vezes de forma irregular em completa substituição à rocha hospedeira. Veios de magnetita estão localizados próximos à borda SE do Granito Mucambo, em contato com rochas metassedimentares. O minério detrítico-laterítico coluvionar é o mais abundante da área de estudo, e ocorre associado a pacotes de solo laterítico, na forma de clastos que variam de 1 a 30cm. Análises químicas de magnetitas do Granito Mucambo, dos veios e/ou filões junto às metacarbonáticas e metasiliciclásticas revelaram altos teores de Al+Mn+Ca (%) e baixos valores de Ti+V (%), sendo esses dados compatíveis a magnetitas hidrotermais do sistema *skarn*. Adicionalmente, as magnetitas dos veios das rochas metacarbonáticas apresentam os

maiores valores em Mg e Mn, devendo retratar a influência da rocha hospedeira ou o enriquecimento de Mg e Mn no fluido hidrotermal remanescente. Em magmas graníticos, os fluidos são ricos em Si-Fe-W-Na-K-F-Cl-Cu-H₂S e H₂O e pobres em Ca-Mn-Mg. Estes três últimos elementos, quando presentes em concentrações anômalas em magnetitas, podem estar associados a fluidos hidrotermais enriquecidos, resultantes de interações fluido-rocha. Isso acontece, especialmente quando as rochas hospedeiras são dominadas por carbonatos portadores de Mg e Mn, como é o caso das rochas hospedeiras do Depósito do Torto. Os resultados das análises isotópicas nos metacarbonatos mineralizados e fortemente hidrotermalizados, indicam que o minério foi formado sob a influência de fluidos magmáticos ou a mistura de fluidos juvenis com fluidos conatos, isso porque seus valores isotópicos aproximam-se dos valores da fonte de fluidos juvenis, e de outros depósitos do tipo skarn estudados.

Palavras-chave: magnetita; skarn; Província Borborema.

ABSTRACT

Mineralizations of iron occur in different geological and/or geotectonic contexts, which stand out: banded iron formations (BIFs); Kiruna-type deposits, related to magmatic-hydrothermal processes; Ironstone-type sedimentary deposits; endomagmatic deposits of Fe-Ti-V oxides; and Skarn-type deposits. The latter result from contact metamorphism between intrusive bodies and carbonate rocks. In the northern part of the Borborema Province, south of the Middle Coreau Domain (MCD) and adjacent to the Transbrasiliano Lineament, significant iron deposits occur hosted in the neoproterozoic siliciclastic and carbonate metasedimentary rocks of the Ubajara Group. These are low-grade metamorphic rocks cut by the post-collisional Mucambo granite (~532Ma), resulting in siliciclastic hornfels and iron-bearing marbles with clinopyroxene and pyrosmalite. The granite is metaluminous, moderately oxidized, composed of quartz, plagioclase, K-feldspar, amphibole, biotite, and accessory minerals such as titanite, apatite, ilmenite, magnetite, and zircon. The mineral assemblages resulting from hydrothermal alteration developed in two stages: an initial stage characterized by subsolidus alterations of iron-magnesian minerals (amphibole and/or biotite) and feldspars, resulting in the formation of magnetite, titanite, chlorite, epidote, and albite; and a more evolved stage marked by quartz, sericite, and magnetite occurring in veins. Petrographic and textural descriptions, coupled with the study of magnetite mineral chemistry, and isotopic analysis of C and O in the metacarbonates of the region, allowed for the identification of different Fe ore types in the Torto Deposit and associated its origin with the Mucambo Granite. Iron ore, dominated by magnetite and subordinately hematite, is associated with the metacarbonates and metasiliciclastics of the Ubajara Group in two styles: massive ore and/or veins, and detrital-lateritic colluvial ore. The vein-style ore varies from centimeter to meter scale, predominantly composed of martitized magnetite, sometimes irregularly replacing the host rock entirely. Magnetite veins are located near the southeastern edge of the Mucambo Granite, in contact with metasedimentary rocks. The detrital-lateritic colluvial ore is the most abundant in the study area, occurring associated with lateritic soil packages in the form of pebbles ranging from 1 to 30 cm. Chemical analyses of magnetites from the Mucambo Granite, veins, and/or veins adjacent to metacarbonates and metasiliciclastics revealed high levels of Al+Mn+Ca (%) and low values of Ti+V (%), which are consistent with hydrothermal skarn-type magnetites. Additionally, the magnetites from the veins in the metacarbonates exhibit the highest values of Mg and Mn, likely reflecting the influence of the host rock or the enrichment of Mg and Mn in the remaining hydrothermal fluid. In granitic magmas, fluids are

rich in Si-Fe-W-Na-K-F-Cl-Cu-H₂S and H₂O and poor in Ca-Mn-Mg. ~~This indicates that~~ these last three elements, when present in anomalous concentrations in magnetites, may be associated with enriched hydrothermal fluids resulting from fluid-rock interactions, especially when the host rocks are dominated by carbonate rocks carrying Mg and Mn, as is the case with the host rocks of the Torto Deposit. The results of isotopic analysis on mineralized and strongly hydrothermally altered metacarbonates indicate that the ore was formed under the influence of magmatic fluids or a mixture of juvenile fluids with connate fluids. This is because their isotopic values approach those of juvenile fluid sources and other studied skarn-type deposits.

Keywords: magnetite; skarn; Borborema Province.

LISTA DE FIGURAS

Figura 1 – Mapa de localização da área de estudo.....	16
Figura 2 – Fluxograma de atividades realizadas no desenvolvimento da dissertação.....	17
Figura 3 – Caracterização prévia da área de estudo, com o auxílio das imagens aerogeofísicas. (A) Mapa Magnetométrico de Sinal Analítico, que indica as principais anomalias da área de estudo. (B) Mapa Gamaespectométrico – Fator F, que ilustra as principais alterações hidrotermais. (C) Mapa geológico elaborado a partir da interpretação das imagens aerogeofísicas e o levantametno de campo.....	18
Figura 4 – Formação dos diferentes tipos de Skarn. A) Metamorfismo isoquímico que envolve recristalização e mudanças na estabilidade mineral sem uma significativa transferência de massa. (B) Skarns de reação que resultam do metamorfismo em litologias intercalas, como folhelhos e siltitos, com uma transferência de massa entre as camadas em escala local (bimetassomatismo). (C) Escarnóide resultante do metamorfismo tipos litológicos impuros com transferência de massa local pela movimentação dos fluídos em pequena escala. (D) Skarn metassomático, originado pela grande percolação de fluídos no meio, em grande escala, de granulação grossa, podendo refletir a composição e/ou textura do protólito.....	23
Figura 5 – Estágios de evolução de um Skarn associado com uma intrusão granítica. A) Estágios progradantes; B) Estágio retrogradante.....	26
Figura 6 – Gráfico da composição média dos plútons em relação a sua afinidade metalogenética.....	27
Figura 7 – (A) Figura esquemática ilustrando a colisão dos principais crátons durante a formação da Província Borborema. (B) Compartimentação da Subprovíncia Setentrional da Província Borborema, onde se localiza a área de estudo do presente trabalho.....	31
Figura 8 – Mapa Geológico do Domínio Médio Coreaú.....	33
Figura 9 – Mapa Geológico e seções geológicas do Grupo Ubajara em contato com as unidades geológicas adjacentes, como os granitos intrusivos, o Grupo	

Jaibaras e o embasamento.....	45
-------------------------------	----

SUMÁRIO

1	INTRODUÇÃO	14
1.1	Apresentação	14
1.2	Estruturação do Trabalho	14
1.3	Justificativa e Objetivos	14
1.4	Localização da Área de Estudo	16
1.5	Materiais e Métodos	16
2	ESTADO DA ARTE SOBRE SKARNS	20
3	CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL	28
3.1	Província Borborema 30.....	28
3.2	Domínio Médio Coreau	30
3.3	Grupo Ubajara	33
3.4	Grupo Jaibaras	35
3.5	Suíte Intrusiva Meruoca e Mucambo	37
4	ARTIGO CIENTÍFICO.....	38
5	CONSIDERAÇÕES FINAIS.....	83
	APÊNDICE A - RESULTADOS DA QUÍMICA MINERAL DAS	
	MAGNETITAS.....	93
	APÊNDICE B - LISTA DE FIGURAS DOARTIGO	96
	APÊNDICE C - LISTA DE TABELAS DOARTIGO	100

1 INTRODUÇÃO

1.1 Apresentação

O estudo da tipologia do minério de Fe da região São José do Torto, visa discriminar as ocorrências minerais da região, através de estudos petrográficos e texturais, da química mineral da magnetita e de análises isotópicas de C e O. Para entender a origem dessas mineralizações, inúmeras etapas de trabalho foram realizadas, a fim de definir a cronologia das ocorrências de Fe, associá-las com o Granito Mucambo, e desta forma, enquadrar o depósito no modelo mundialmente conhecido como Depósitos do Tipo Skarn.

As associações texturais e mineralógicas do Depósito do Torto apresentam características de associações escarníticas modificadas, sob forte influências de alterações hidrotermais, o que deve ter inibido a boa formação ou a preservação das associações escarníticas sensu strictu. Assim, a seguir serão apresentadas as características do Depósito, a tipologia do minério de Fe, e a correlação entre a mineralização e a colocação do Granito Mucambo entre rochas metassedimentares do Grupo Ubajara.

1.2 Estruturação do Trabalho

O presente trabalho será apresentado em duas partes: a primeira é referente ao escopo do trabalho, que engloba dados mais gerais da área de estudo, como o contexto geológico regional, uma revisão bibliográfica acerca de depósitos do tipo Skarn, assim como a metodologia aplicada para a elaboração desta dissertação. A segunda parte, compreende um artigo científico, em que serão abordados os dados inéditos referentes à pesquisa, como a caracterização petrográfica das unidades litológicas presentes na área de estudo, descrição da tipologia do minério de Fe encontrado no Depósito do Torto, química mineral das magnetitas e os resultados isotópicos de C e O para os metacarbonatos da região. O artigo contará também com uma discussão acerca da gênese do minério, englobando os aspectos supracitados e correlacionando-os com outros depósitos mundiais do tipo Skarn.

1.3 Justificativa e Objetivos

Depósitos de ferro são amplamente conhecidos em todo o mundo e se formam em associações litológicas de contextos geológicos e/ou geotectônicos e idades diferentes. Cinco tipos de depósitos são destacados: i) formações feríferas bandadas (BIF's), confinadas aos terrenos pré-cambrianos, indo do Arqueano ao Neoproterozoico; ii) depósitos tipo Kiruna e/ou

IOCG, relacionados a processos magmático-hidrotermais e/ou hidrotermais de diferentes idades; iii) depósitos sedimentares do tipo Ironstone, com texturas oolíticas e pisolíticas encontrados em bacias sedimentares do Fanerozoico, iv) depósitos endomagmáticos de óxidos de Fe-Ti-V; v) depósitos tipo *Skarn*, formados por metamorfismo de contato entre um corpo intrusivo e rochas carbonáticas.

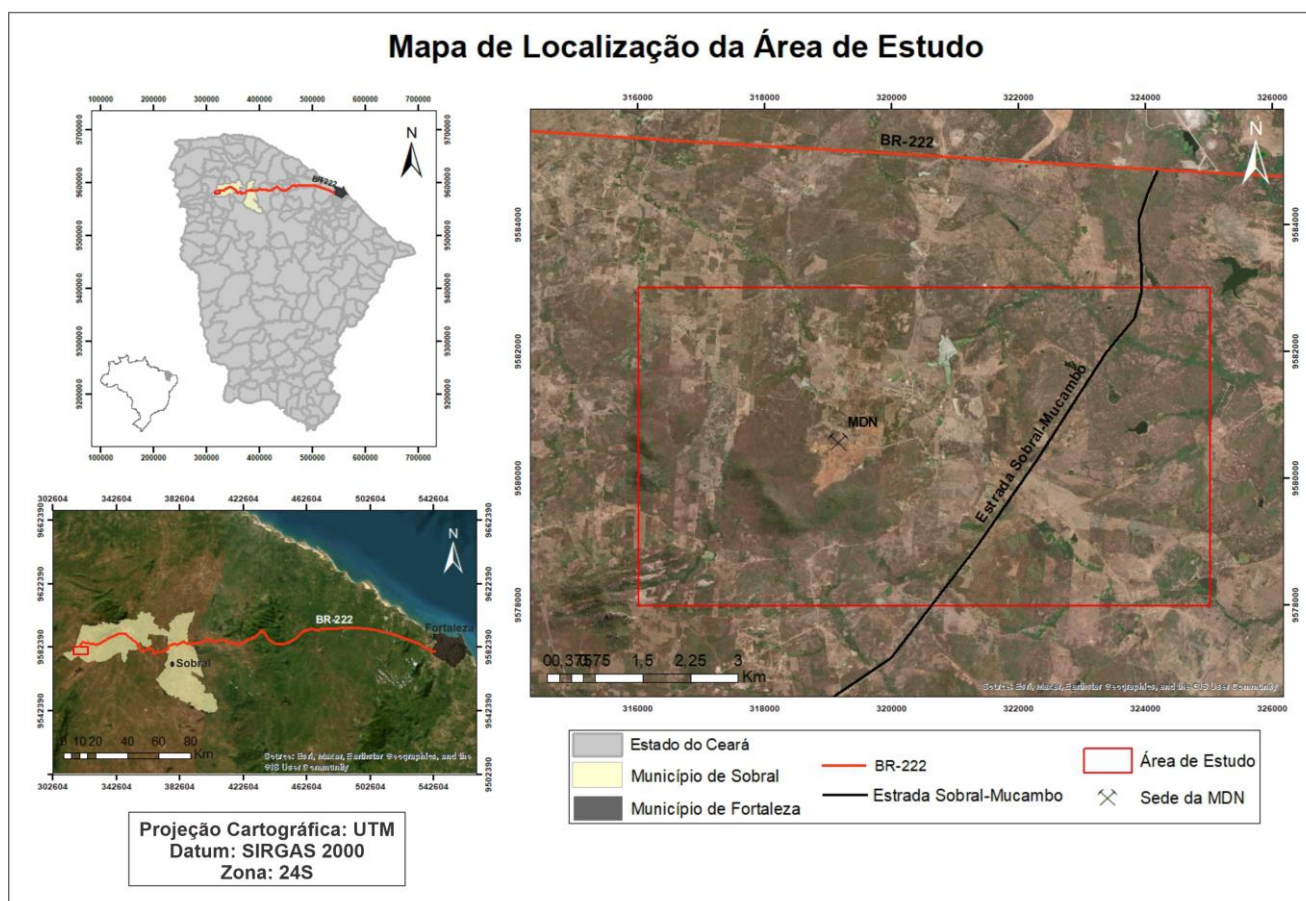
Na região estudada, os depósitos de óxidos de ferro são do tipo hidrotermais, particularmente hospedados junto às rochas metassedimentares de natureza siliciclásticas e carbonáticas do Grupo Ubajara do Neoproterozoico, que se encontram recortadas pelo Granito pós-colisional Mucambo do Eopaleozoico, situação que forma metamorfitos termais ou isoquímicos, superimpostos por associações hidrotermalizadas correspondentes ao estágio retrogradante similares àsquelas de depósitos de skarns (e.g. EINAUDI *et al.*, 1981; MEINERT *et al.*, 2005; MEINERT 2020). Entretanto, até o presente momento não foi encontrada a associação mineral típica do estágio metassomático progradante, com granada e diopsídio. Trabalhos anteriores realizados por Veríssimo *et al.*, (2007) e pela Cia MDN já classificaram e subdividiram o minério de ferro da região em três tipos, de acordo com as associações litológicas hospedeiras: i) Minérios de Ferro associados às rochas metassedimentares pelíticas do Gr. Ubajara (ardósias e filitos-Formação Caiçaras) os quais incluem dois subtipos: a) os minérios coluvionares superficiais e, b) vênulas e filões de ferro existentes em matriz ardosiana/argilosa, ii) – Minérios de ferro associados às rochas metassedimentares de natureza químicas do Grupo Ubajara (metacarbonatos da Fm. Frecheirinha), que incluem os tipos maciços e minérios venulados; iii) Minérios de ferro associados aos metarenitos do Gr. Ubajara (Fm. Trapiá), que envolvem os subtipos: (a) minério brechóide e (b) minério silicoso. Essa subdivisão, apesar de pertinente, foi reestruturada para melhor entendimento da gênese do minério de Fe do Depósito do Torto, graças aos dados inéditos obtidos nesta pesquisa.

O presente estudo aprofunda a compreensão sobre a tipologia e a origem do minério de ferro da região, através de estudos petrográficos, de química mineral e isótopos estáveis das rochas hospedeiras e do minério de ferro, subdivide o minério em quatro tipologias principais (Minério Filoneano Maciço, Minério Brechado, Minério Disseminado e Minério Coluvionar), amplia os conhecimentos sobre os processos envolvidos em sua formação, ao explorar a sua relação com os eventos magmáticos pós-brasilianos, em especial com o Granito Mucambo, estabelece uma possível fonte para o minério de Fe, e procura determinar um modelo prospectivo para a região.

1.4 Localização da Área de Estudo

A área de estudo localiza-se na porção noroeste do Estado do Ceará, nas proximidades dos municípios de Sobral, Mucambo e Frecheirinha, mais precisamente nas localidades de São José do Torto e Aprazível, que pertencem ao município de Sobral (Figura 1). A região está cartograficamente localizada na Folha Frecheirinha SA.24-Y-C-VI da Carta Geológica do Ceará (SILVA JUNIOR *et al.*, 2014). O acesso saindo de Fortaleza até Sobral se dá pela BR-222, em um percurso de aproximadamente 250 km, e o acesso para a área de estudo é feito pela Estrada Sobral-Mucambo, e por estradas não pavimentadas, até chegar na sede da Empresa MDN Mineração.

Figura 1 - Mapa de localização da área de estudo



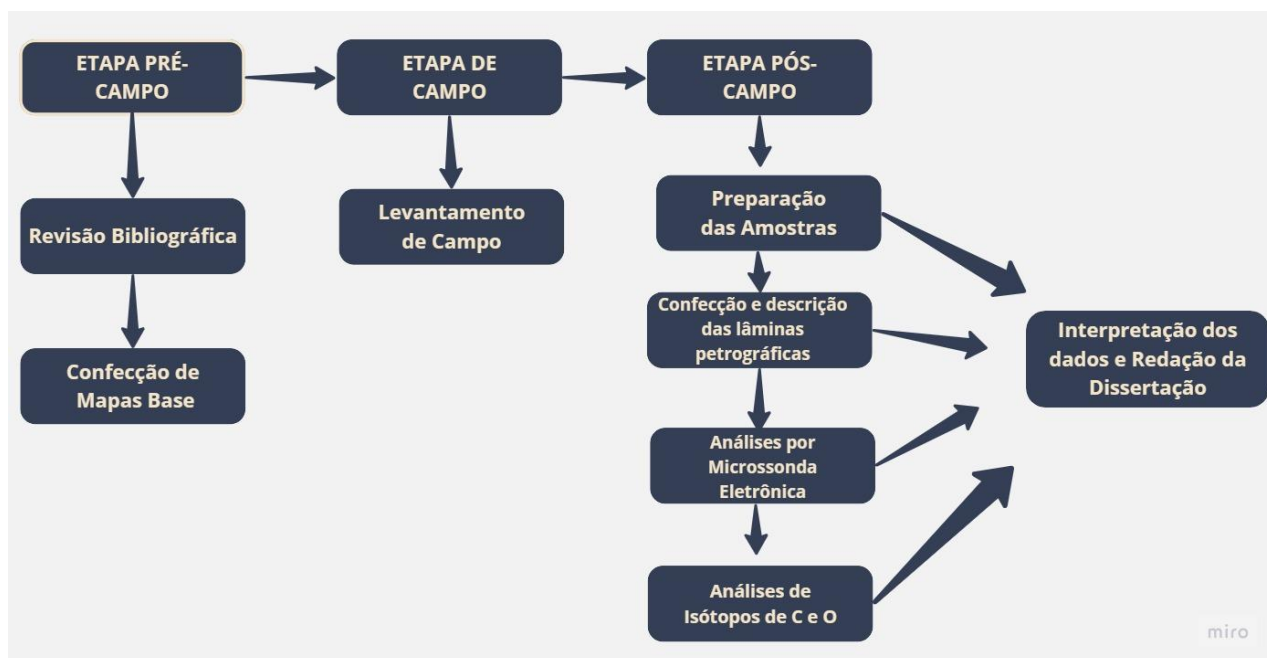
Fonte: Elaborado pela autora.

1.5 Materiais e Métodos

Para o desenvolvimento do presente trabalho, foram realizadas três etapas que estão sumarizadas no fluxograma da Figura 2, juntamente com suas respectivas atividades. Os

aspectos descritivos de cada método e técnica utilizados serão descritos nos itens subsequentes.

Figura 2 - Fluxograma de atividades realizadas no desenvolvimento da dissertação

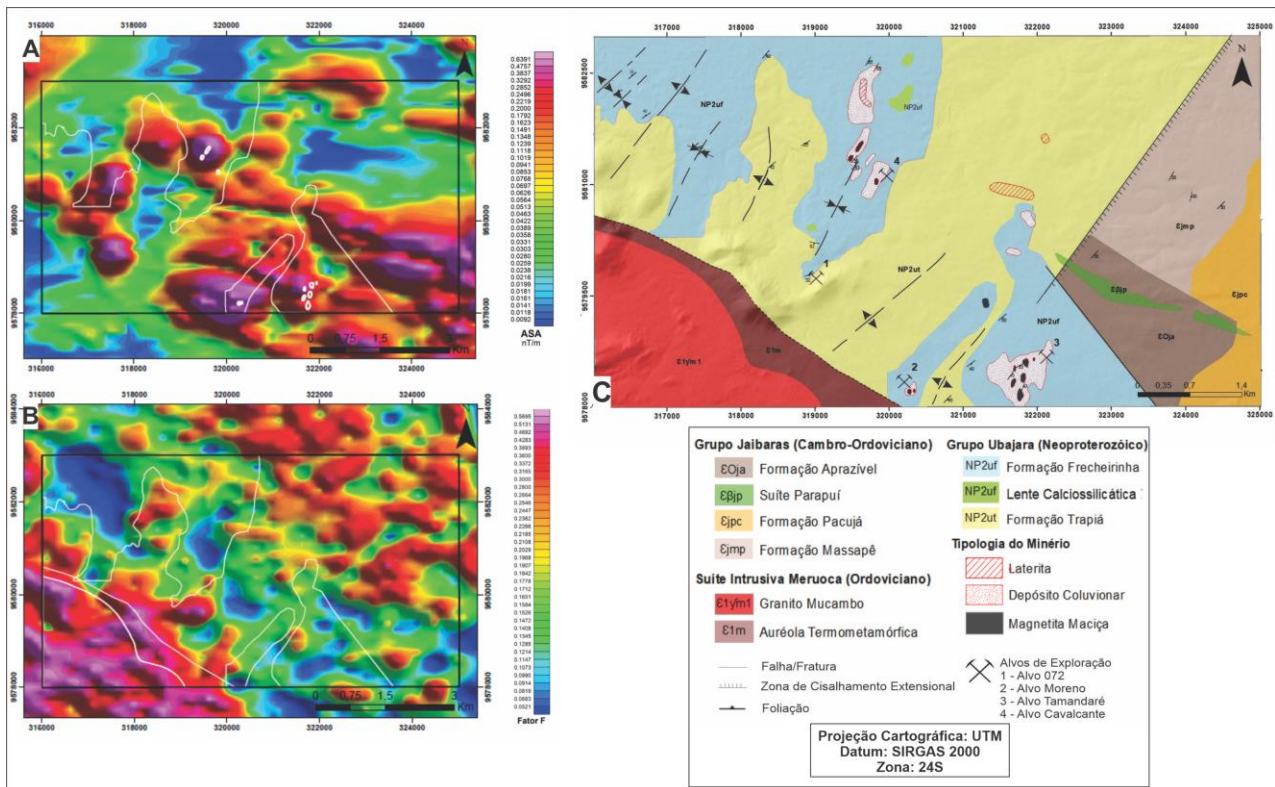


Fonte: Elaborado pela autora.

Revisão Bibliográfica e Confecção de Mapas Base

A revisão consiste no levantamento de estudos referentes a área do presente trabalho, mais especificamente da porção Setentrional da Província Borborema, da Bacia do Jaibaras, do Grupo Ubajara e do Granito Pós-Brasiliano Mucambo. Esses dados foram obtidos através de teses, dissertações, monografias, artigos científicos e mapas geológicos provenientes de projetos do Serviço Geológico do Brasil. Além disso, foram levantadas informações acerca de Depósitos do Tipo *Skarn*, principais associações petrológicas, feições de alteração e mineralogia, que foram obtidas principalmente através de livros de Geologia Econômica e artigos científicos sobre o tema. A confecção de mapas base, foi fundamental para auxiliar a etapa de campo, isso porque os alvos a serem visitados na área de estudo foram demarcados anteriormente, assim como imagens aerogeofísicas foram utilizadas para nortear o mapeamento, e identificar a mineralização de forma mais assertiva (Figura 3). As imagens utilizadas para esse feito, fazem parte do “Projeto Aerogeofísico Norte do Ceará”, desenvolvido pela CPRM em 2009, e foram tratadas no Software Oasis Montaj – Geosoft®.

Figura 3 - Caracterização prévia da área de estudo, com o auxílio das imagens aerogeofísicas. (A) Mapa Magnetométrico de Sinal Analítico, que indica as principais anomalias da área de estudo. (B) Mapa Gamaespectrométrico – Fator F, que ilustra as principais alterações hidrotermais da área de estudo. (C) Mapa geológico elaborado a partir da interpretação das imagens aerogeofísicas e do levantamento de campo



Fonte: CPRM (2009).

Levantamento de Campo

A etapa de campo foi crucial para identificação dos corpos mineralizados na área de estudo, assim como identificar as suas principais rochas hospedeiras. O levantamento de campo teve como principais atividades: a descrição de afloramentos, a coleta de amostras, e a identificação das alterações hidrotermais que influenciaram na mineralização. Foram coletadas setenta e uma amostras, tanto de rochas hospedeiras, quanto de minério, distribuídas nos alvos definidos pela MDN Mineração, que são eles: Alvo Moreno, Alvo Tamandaré, Alvo 072, Alvo Cavalcante, bem como o Granito Mucambo, além das amostras coletadas dos furos de sondagem fornecidos pela empresa.

Petrografia (Preparação, confecção e descrição lâminas)

As amostras coletadas em campo foram fotografadas, passaram por uma seleção para a escolha das mais representativas, foram cortadas no Laboratório de Laminação da

Universidade Federal do Ceará, e posteriormente foram encaminhadas para a confecção em laboratório particular. A etapa descrição petrográfica de 32 amostras contou com a identificação dos minerais, caracterização da textura e microestruturas presentes nas rochas, alterações hidrotermais, seleção de minerais para a análise química, e obtenção das fotomicrografias. As descrições das seções delgadas e polidas foram realizadas em microscópio Olympus BX41 no Laboratório de Geologia Econômica da Universidade Federal do Ceará.

Química Mineral por Microsonda Eletrônica

As análises de química mineral das magnetitas foram assim distribuídas: Alvo Moreno (uma amostra de minério magnetítico maciço), Alvo Tamandaré (três amostras, sendo duas de minério maciço e uma de minério brechado), Alvo Cavalcante (uma amostra de minério magnetítico maciço), Alvo 072 (uma amostra de minério brechado) e três amostras provenientes do Granito Mucambo (duas deles do granito in situ e uma brecha hidrotermal). Essas análises foram realizadas em microsonda eletrônica JEOL JXA-8230 no Laboratório de Microsonda Eletrônica da Universidade de Brasília. Durante as análises o equipamento funcionou com voltagem de 20 kV, corrente de 10 nA e feixe com diâmetro de 1 a 5 μm . A maioria das análises de microsonda foi realizada no núcleo e borda dos cristais, particularmente de magnetita. Os dados analisados foram fornecidos em porcentagem em peso de óxidos (%) para elementos maiores e menores, e passaram por um recálculo para átomos para a confecção dos diagramas e interpretação dos resultados.

Isótopos Estáveis C e O

Foram executadas 11 análises 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 a remoção de gases atmosféricos. Os dados isotópicos resultantes 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 0.08‰ para carbono

e 0.10‰ para oxigênio, baseado em múltiplas análises de padrão interno do laboratório.

Interpretação dos Resultados e Redação da Dissertação

Os resultados analíticos tanto da química mineral analisada por microsonda, quanto dos isótopos estáveis, foram inicialmente tratados e reorganizados em tabelas Excel. Para os dados de química mineral, foi feito um recálculo que fornece os valores cátionicos de cada elemento químico, a fim de plotá-los em diagramas. Os programas utilizados para a elaboração dos diagramas analíticos foram GcdKit e OriginLab Pro, além do próprio Microsoft Excel. As fotomicrografias foram editadas e organizadas no CorelDRAW®, após todo processo de confecção de imagens, mapas e gráficos.

A redação da dissertação foi elaborada em duas partes, a primeira consiste no escopo do trabalho, com introdução, localização da área de estudo, materiais e métodos, estado da arte sobre Skarns, contexto geológico regional, conclusões gerais acerca do estudo e referências bibliográficas; a segunda consiste em um artigo científico abordando os resultados petrográficos, químicos e isotópicos do estudo, assim como as discussões levantadas por eles.

2 ESTADO DA ARTE SOBRE SKARNS

Skarns são formados a partir da deposição de metais por fluidos hidrotermais, podendo ter seus processos de formação associados a depósitos do tipo IOCG, pórfiros e Intrusion-Related, sendo esses unificados em um sistema mais amplo, chamado sistema magmático-hidrotermal. Em resumo, o sistema magmático-hidrotermal é definido por características geológicas gerais, como a existência de um corpo ígneo alojado na litosfera, que forma plumas hidrotermais constituídas por água proveniente das rochas encaixantes, assim como águas meteóricas e ainda, água e vapor juvenis exsolvidos pela intrusão. Conforme a intrusão resfria, um sistema térmico de convecção é gerado, deslocando fluidos em direção a superfície, carregando metais em solução na forma de cátions que precipitam formando os corpos mineralizados. Geralmente, os precipitados geram o minério associado, espacial e geneticamente com as zonas de alteração hidrotermal (BIONDI, 2015).

Como todo sistema metalogenético, os Skarns têm suas particularidades, e podem se desenvolver em diversos ambientes geológicos, por isso, a presença dos mesmos não indica necessariamente um tipo particular de protólito ou de processo metassomático (BIONDI,

2015). Na literatura, os skarns que ocorrem nas proximidades de um plúton em encaixantes carbonáticas são os mais comuns, mas estes também pode ocorrer a partir da percolação de fluidos hidrotermais ao longo de estruturas, no assoalho oceânico e em sistemas geotermiais. O desenvolvimento de um skarn indica combinação específica de temperatura, pressão, interação fluido-rocha e suas composições.

➤ **Formação e Subdivisão dos *Skarns***

A maioria dos *skarns* são originados a partir de processos metassomáticos, seja pela infiltração de fluidos hidrotermais de origem magmática em rochas carbonáticas, ou pela difusão no contato entre dois tipos litológicos distintos. Além disso, a recristalização de rochas carbonáticas impuras, também é capaz de produzir rochas conhecidas como *skarns* recristalizados, também chamados de escarnóides. (EINAUDI *et al.*, 1981). O metassomatismo que prevalece nos skarns consiste na substituição de rochas carbonáticas por minerais silicáticos, através da introdução de sílica (PIRAJNO, 2012). Essa adição de sílica resulta numa grande variedade de minerais de Ca, Fe, Mg e Mn, como epidoto, clinozoisita, wollastonita, diopsídio, vesuvianita, tremolita-actinolita, andradita, grossulária, espessartita, rodonita, flogopita e biotita.

Segundo Vernon & Clarke (2008) a definição de metassomatismo considera a mudança da composição química da rocha o aspecto mais importante desse, pois ele diferencia o metassomatismo do metamorfismo, já que o segundo é considerado um processo isoquímico. Uma das definições mais aceitas acerca do metassomatismo é de Zharikov *et al.*, (2007) que afirmam que esse é um processo metamórfico pelo qual a composição química da rocha é alterada de forma pervasiva, e envolve a introdução ou remoção de componentes como um resultado da interação entre a rocha e fluidos aquosos, afirmando que a rocha permanece em estado sólido durante o metassomatismo.

A composição dos fluidos gerados pela cristalização magmática varia bastante em função da química do magma inicial e das condições de cristalização (principalmente a profundidade). Os fluidos podem ser gerados em estágio inicial de cristalização e interagirem com fusões silicáticas ou surgirem somente no estágio final e afetarem as encaixantes.

Segundo Meinert *et al.*, (2005) skarns são classificados de acordo com alguns critérios, como a composição do protólito (skarns cálcicos e magnesianos), se esses são sedimentares ou ígneos (exo e endoskarns), e podem ser subdivididos, conforme observado na Figura 4, devido aos variados tipos de textura, composição e origem que apresentam.

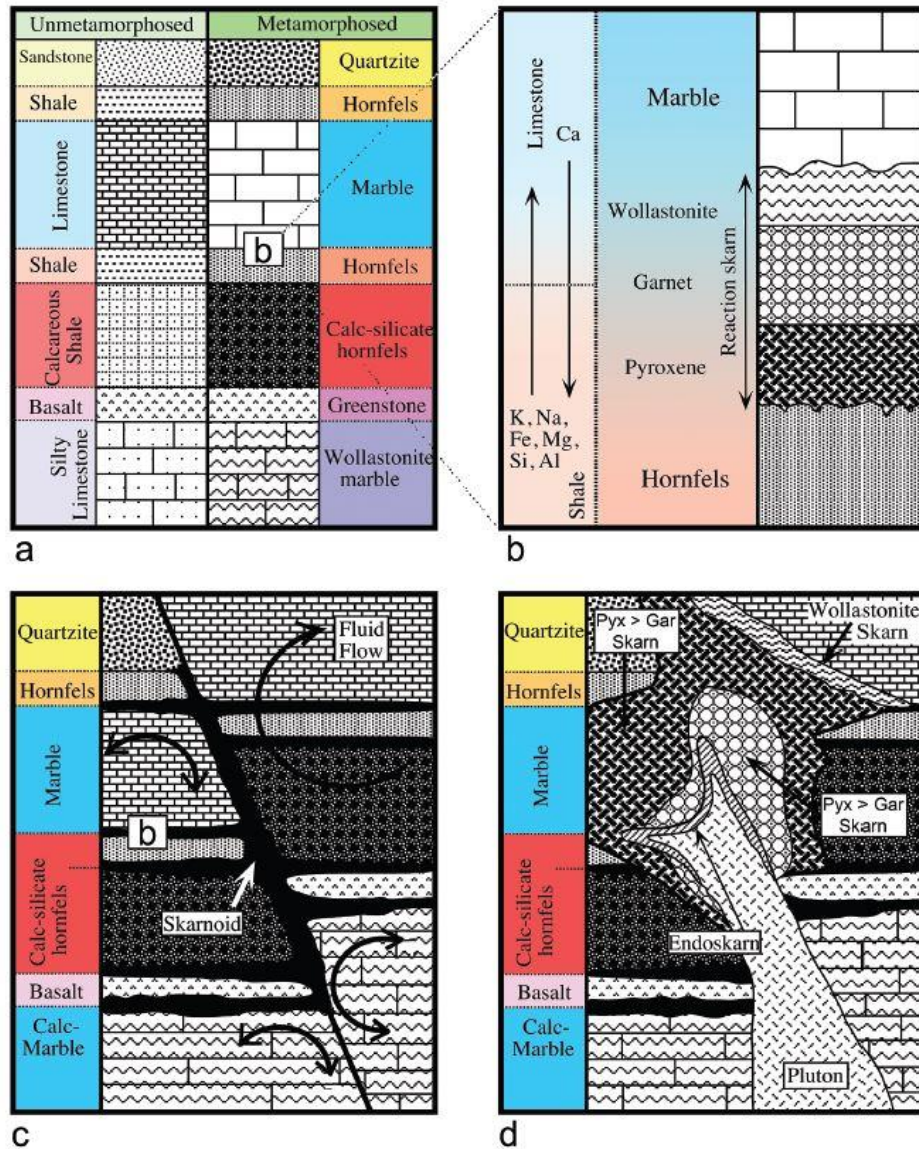
O metamorfismo de contato, ou até mesmo regional, de rochas carbonáticas impuras (Figura 4-A) gera rochas de granulação fina chamadas de hornfels calcissilicáticos, os quais geralmente não se apresentam zonados.

Já os *Skarns* de reação (Figura 4-B), se caracterizam por pequenas zonas silicáticas, centimétricas, produzidas pela difusão (bimetassomatismo) entre camadas silicosas como folhelhos, e camadas carbonáticas intercaladas, e esses são zonados, mas não necessitam de componentes de fora da seção sedimentar para se formar (EINAUDI & BURT, 1982).

Os escarnóides (Figura 4-C) formam-se devido a transferência de massa entre camadas, em pequena escala, e são formados em rochas carbonáticas impuras. Apresentam granulação fina, deficiência em Fe, e refletem parcialmente a composição do protólito, e são considerados a rocha intermediária entre *Skarns* propriamente ditos (puramente metassomáticos) e hornfels calcissilicáticos (exclusivamente metamórficos) (MEINERT *et al*, 2005).

Os *Skarns* propriamente ditos, ou “*Skarns* de minério” são formados a partir da transferência em grande escala de componentes químicos ao longo de uma ampla faixa de temperatura entre fluidos hidrotermais (geralmente magmáticos) e rochas carbonáticas. São classificados de acordo com o protólito pelo qual foram gerados (Figura 4-D). Se estes forem gerados a partir do corpo ígneo, no contato com a encaixante carbonática são chamados de *endoskarns*, e são formados devido a migração de CaO e/ou CO₂ para dentro do corpo ígneo, causando a desidratação de minerais como a hornblenda e a biotita, alterando-os para piroxênio (EINAUDI *et al.* 1981, MEINERT 1992). Se o skarn for gerado a partir da rocha carbonática encaixante, é chamado de *exoskarn*. Há ainda, uma terceira definição proposta por Zharikov *et. al* (2007), que caracterizam rochas com mineralogia diferente do comum, que contém não apenas silicatos de Ca, Fe e Mg, mas também feldspato, escapolita e feldspatóide, e é chamada de *near-skarn rock*. Geralmente ocorrem na parte mais externa do *endoskarn* ou na zona do *exoskarn* próximo do corpo magmático.

Figura 4 - Formação dos diferentes tipos de Skarn. A) Metamorfismo isoquímico que envolve recristalização e mudanças na estabilidade mineral sem uma significativa transferência de massa. (B) Skarns de reação que resultam do metamorfismo em litologias intercalas, como folhelhos e siltitos, com uma transferência de massa entre as camadas em escala local (bimetassomatismo). (C) Escarnóide resultante do metamorfismo tipos litológicos impuros com transferência de massa local pela movimentação dos fluidos em pequena escala. (D) Skarn metassomático, originado pela grande percolação de fluidos no meio, em grande escala, de granulação grossa, podendo refletir a composição e/ou textura do protólito



Fonte: Meinert *et al.*, 2005; 2020.

Em relação à posição espacial, os *skarns* podem ser subdivididos em *skarns* de contato e de veio. O primeiro ocorre nas interfaces entre apófises ígneas e mármore devido ao metassomatismo de difusão e/ou infiltração ao longo dos contatos. O segundo refere-se aos *skarns* formados pela infiltração de fluidos ígneos em fraturas, descontinuidades, ou contatos internos dos mármore, levando a substituição de carbonatos por associações calciossilicáticas.

A partir da intrusão de um magma na sequência sedimentar, ocorre a geração de uma

auréola termometamórfica nas rochas encaixantes, remobilizando para fora da sequência a água conata. Após a cristalização do magma, fluidos de altas temperaturas são liberados, e assim ocorrem processos metassomáticos que resultam na formação dos *skarns*, desenvolvendo principalmente minerais anidros. Geralmente o processo de mineralização inicia nesta etapa. Com o resfriamento do plúton, os fluídos de baixa temperatura começam a circular, o que acaba gerando a alteração retrógrada nos minerais cálciossilicáticos, gerando minerais mais hidratados.

Meinert (1992) definiu um modelo para a evolução de depósitos tipo *Skarn*, associados a plútons, que posteriormente foi sendo rediscutido pelos mais diversos autores. Essa sequência de estágios e os tipos de *skarns* formados depende dos aspectos geológicos de cada ambiente. O estágio inicial, com a intrusão do corpo magmático, promove o metamorfismo de contato nas rochas sedimentares, ocasionando a formação dos hornfels cálciossilicáticos. O bimetassomatismo e a percolação de fluidos, gera recristalização metamórfica e mudanças de fase, gerando minerais cálciossilicáticos, formando *Skarns* de reação e/ou escarnóides. É importante notar que quanto maior a profundidade, maior é a temperatura do sistema, e logo, o metamorfismo é mais extensivo do que em porções mais rasas do sistema.

A cristalização e a liberação de fases aquosas, e a percolação desses fluidos nas rochas, resulta em *Skarns* controlados pelo metassomatismo, que são menores em profundidade, enquanto o processo de escarnitização no topo do sistema é maior, quando comparado com o metamorfismo. Kwak (1986) calculou as temperaturas de metamorfismo e metassomatismo por volta de 400°-800°C, já Wallmach & Hatton (1989) acima de 1200°C, mas geralmente as temperaturas permanecem na faixa entre 600° e 800°C, segundo Meinert *et al.* (2005). O resfriamento do plúton e a possível circulação de águas meteóricas, causam alterações retrógradas nas assembleias cálciossilicáticas gerando minerais hidratados, sendo mais evidente nas porções mais rasas.

Como visto no texto supracitado, a formação de um skarn é um processo sequencial que envolve metamorfismo isoquímico e metassomatismo. Alguns autores, subdividem esse processo em três estágios principais, como ilustra Figura 5.

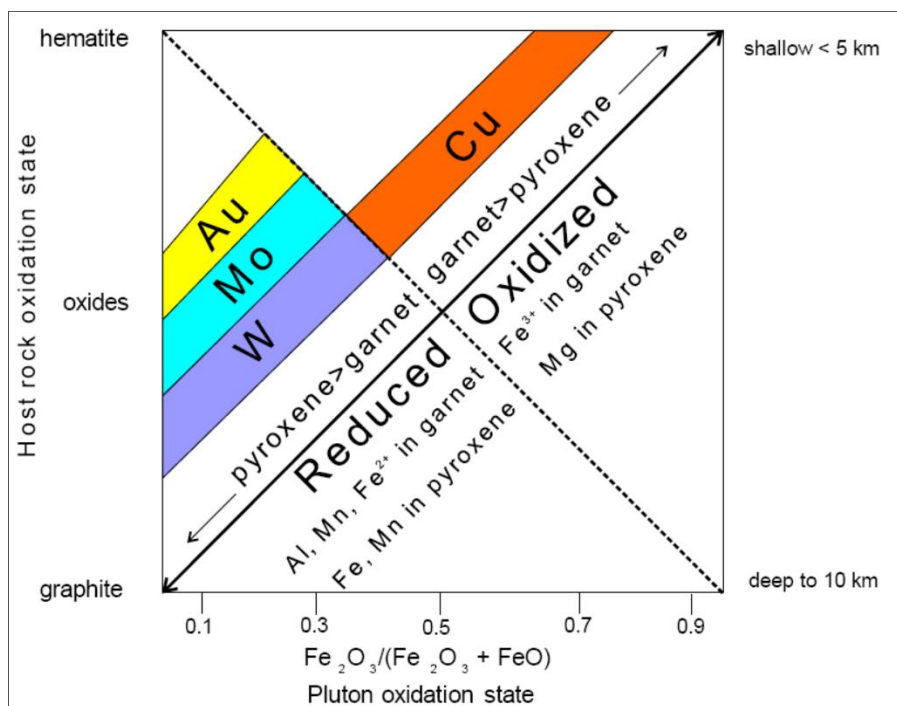
Estágio Progradante I – Metamorfismo de contato isoquímico: forma os hornfels através do contato de um plúton granítico intrudindo uma rocha sedimentar, onde a associação mineralógica formada reflete a composição das rochas formadoras. Em calcários, a zonação mineral predominante é de granadas cálcicas (andradita-grossularita), piroxênios cálcicos

(diopsídio-hedenbergita), wollastonita, escapolita, epidoto, etc., e em dolomitos a zonação mineral é uma sequência de olivina, serpentina, flogopita, espinélio, piroxênios e anfibólios ricos em Mg e talco.

Estágio Progradante II – Metassomatismo e Substituição: Há envolvimento de fluídos aquosos nesse processo e saturação de vapor (devido a intrusão). Após o metamorfismo de contato, e a formação de uma auréola metamórfica, um fluído é liberado do plúton, e quando em grandes profundidades, se concentra em estruturas paralelas ou acamamentos, e já em condições mais rasas, é pervasivo, provavelmente devido ao hidrofraturamento. (ROBB, 2005). A associação mineralógica é semelhante a do estágio anterior, mas agora as alterações hidrotermais são mais pervasivas, e elementos como Si, Al e Fe são introduzidos nos sedimentos carbonáticos, pela percolação do fluído magmático, enquanto que o Ca, Mg e o CO₂ também começam a fazer parte do sistema metassomático.

Estágio Retrogradante – Mistura com águas meteóricas e precipitação de metais: Esse estágio é marcado pela diminuição da temperatura, devido a mistura dos fluídos magmáticos com fluídos meteóricos, e assim diversas reações retrógradas começam a ocorrer nas associações minerais, sobrepondo a assembleia progradante, assim como a precipitação de minerais metálicos (EINAUDI *et al.*, 1981). Esses minerais retrógrados neoformados são principalmente epidoto, biotita, clorita, plagioclásio, calcita, quartzo, tremolita-actinolita, talco e serpentina, e refletem a diminuição da temperatura e da salinidade dos fluidos. Os skarns se desenvolvem em temperaturas entre 700°C e 200°C, em pressões entre 0,3 e 3 kbar, e salinidades que variam entre 10 e 45 wt.% de NaCl. Os minerais de minério ocorrem disseminados ou na forma de veios que cortam as associações progradantes, e são marcados principalmente pela magnetita, pirita, calcopirita em porções proximais, enquanto nas porções distais predominam bornita e esfalerita-galena.

Figura 6 - Gráfico da composição média dos plutões em relação a sua afinidade metalogenética



Fonte: Newberry, (1991); Meinert *et al.*, (2005).

O desenvolvimento dos *Skarns* depende também da profundidade da sua formação, e a distinção entre ambientes mais rasos ou mais profundos é realizada pela observação de margens resfriadas, tamanho de grão dos pórfiros, morfologia dos plutões e presença de brechas e fraturas. Adotando um gradiente geotérmico médio de 35°C/km (BLACKWELL *et al.*, 1990), a T de uma rocha encaixante a 2km seria de 70°C, enquanto em 12km seria de 420°C. Em ambientes de T mais baixa, a quantidade de minerais gerados pelo metamorfismo retrógrado é exacerbada. Segundo Meinert (1992), a maior intensidade e extensão do metamorfismo em profundidade podem afetar a permeabilidade das rochas hospedeiras e reduzir o carbonato disponível para reagir com os fluidos metassomáticos. Rochas hospedeiras em maior profundidade tendem a ter contatos intrusivos subparalelos ao acamamento, isso porque o plúton intrude ao longo dos planos de acamamento ou essas se dobram até que estejam alinhadas com o corpo intrusivo. Já as hospedeiras em sistemas mais rasos deformam-se, formando fraturas e falhas, e no geral os contatos são discordantes ao acamamento e os *skarns* cortam a sequência. A alteração da mineralogia dos *skarns* em ambientes mais rasos é uma das características mais marcantes, devido à ação de fluidos posteriores ou a água meteórica ao longo das fraturas recorrentes.

➤ Mineralogia dos *Skarns*

A mineralogia não define apenas os *skarns*, ela também pode ser uma chave para entender a gênese e a zonação do depósito, sendo fundamental para a exploração mineral (MEINERT, 2020). Depósitos do tipo Skarn podem ter inúmeras variações mineralógicas, mas os dois minerais ainda mais importantes e abundantes são a granada e o piroxênio (e suas variações). Os *skarns* formados no contato entre rochas magmáticas com rochas carbonáticas magnesianas, consistem na sua maioria de silicatos de magnésio, como forsterita e serpentina, podendo conter diopsídio, espinélio, periclásio, clinohumita, flogopita e pargasita. São geralmente de alta T e hospedam minérios de Fe, Cu, Au, etc. Já os *skarns* cálcicos contêm silicatos de ferro e cálcio, como andradita e hedenbergita. Outros minerais como a grossulária, vesuvianita, clinopiroxênios (diopsídio, salita, hedenbergita ou johannsenita), wollastonita, rodonita, epidoto, escapolita e plagioclásio podem ocorrer. Hospedam minérios de Fe, Cu, Be, B, U, ETR's, etc. (ZHARIKOV *et al.*, 2007). Vale ressaltar que minerais de metamorfismo retrógrado, isto é, epidoto, anfibólios, clorita e outros minerais hidratados, são tipicamente controlados estruturalmente e sobrepõem a sequência de zonação progressiva, caracterizada pelos calcisilicáticos.

O estado de oxidação de um sistema vai afetar a mineralogia de um Skarn, isso porque, devido às reações de descarbonatação, o metamorfismo ou metassomatismo de rochas carbonáticas pode gerar excesso de CO₂ no sistema, o qual inibe a formação dos minerais cálcio-silicáticos até que este seja liberado do sistema. Desde que as granadas do skarn contenham Fe³⁺ e os piroxênios contenham Fe²⁺, a quantidade desses irá refletir o estado de oxidação do sistema. Logo, em um sistema que contém uma intrusão e rochas hospedeiras mais reduzidas, o piroxênio irá predominar, em contrapartida de um sistema mais oxidado, o qual a granada é predominante. O estado de oxidação combinado com a composição dos minerais forma uma estrutura para melhor entendimento e classificação dos diferentes tipos de skarns (MEINERT, 2020).

3 CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL

3.1 Província Borborema

A área de estudo está localizada na porção Noroeste da Província Borborema (PB),

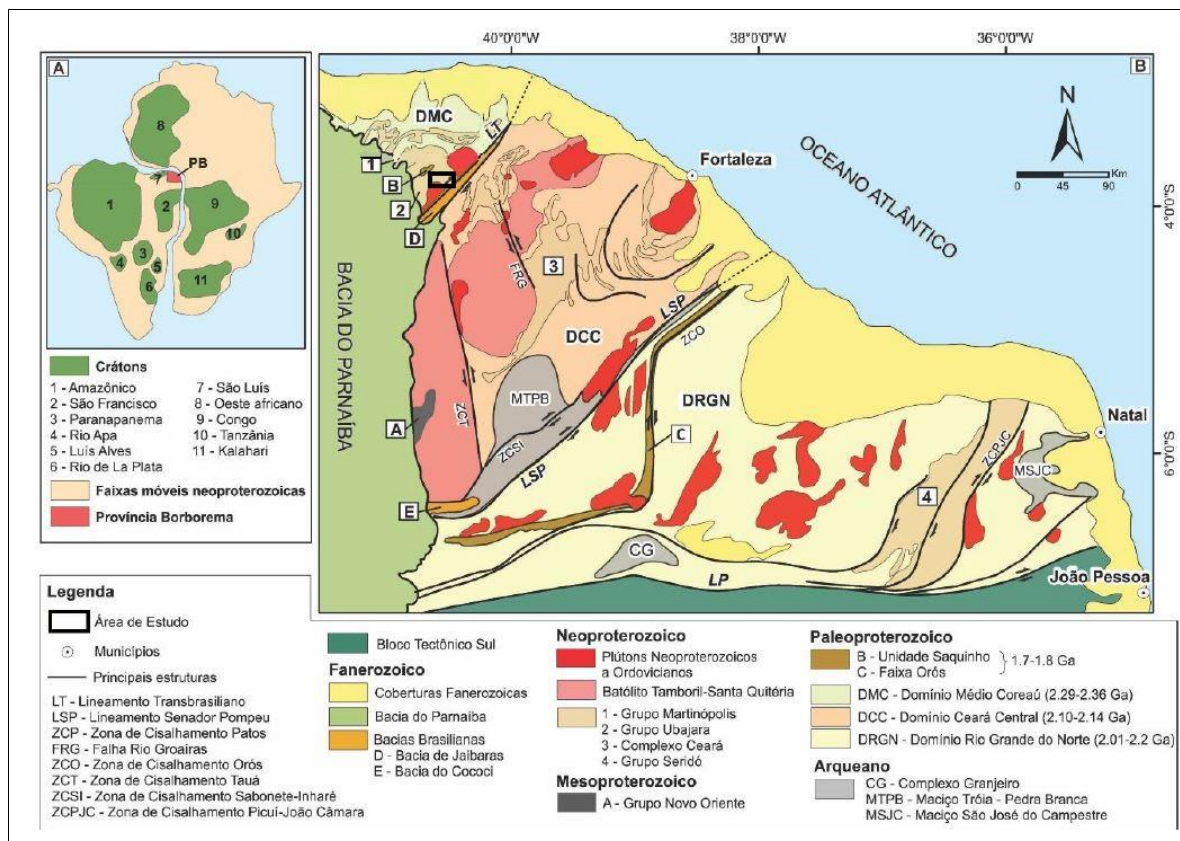
que se limita, na sua porção oeste, com a Bacia do Parnaíba e ao sul com o Cráton São Francisco, e está inserida no nordeste da Plataforma Sul-americana. A estruturação atual da Província Borborema se deu pela colisão dos Crátons São Luís-Oeste África, São Francisco-Congo e Amazônico durante a amálgama do supercontinente Gondwana Ocidental, em consequência da orogenia Brasileira/Pan-Africana, em 600 Ma, finalizando com a abertura do Oceano Atlântico Sul e a ruptura de Pangea no período Cretáceo, conforme mostrado na Figura 7A. (BRITO NEVES E CORDANI, 1991). A PB é também definida por alguns autores como um complexo mosaico de blocos crustais, representados por terrenos arqueanos e proterozoicos que foram gerados e/ou retrabalhados em inúmeros eventos tectono-termiais, como o Ciclo Guriense (3.4-3.2 Ga), Ciclo Jequié (2.7 Ga), Ciclo Transamazônico (2.1 – 1.8 Ga) e Orogênese Cariris Velho (1.0 – 0.95 Ga) (BRITO NEVES *et al.*, 1995; FETTER, 1999; FETTER *et al.*, 2003; VAN SCHMUS *et al.*, 1995; VAN SCHMUS *et al.*, 1998).

A PB tem sido em geral dividida em três subprovíncias: Setentrional, Transversal e Meridional separadas por megas zonas de cisalhamento (Zona de Cisalhamento Patos- ZCP e Zona de cisalhamento Pernambuco -ZCP) (VAN SCHMUS *et al.*, 1995 e BRITO NEVES *et al.*, 2000), conforme ilustra a Figura 7-B. Estas subprovíncias são compartimentadas ainda em um mosaico de megadomínios e domínios menores de diferentes histórias tectono-estratigráficas que se encontram justapostos em contato por megas zonas de cisalhamento brasileiras (NEVES, 2021). Assim, a Subprovíncia Setentrional, que envolve a área em questão, é representada por: i) Domínio Médio Coreau , ii) Domínio Ceará Central, subdividido nos subdomínios (Acarau -AC, Ceará Central -CC, Banabuiu -BN, Orós-Jaguaribe-OJ); iii) Domínio Rio Grande do Norte, subdividido (Granjeiro-GSE, Rio Piranhas -RP, Seridó-SE, São João Campestre- SJC). Algumas dessas zonas de cisalhamento são consideradas como zonas de sutura críptica, como a Zona de Cisalhamento Sobral Pedro II, que separa o Domínio Ceará Central do Domínio Médio Coreau (ARTHAUD *et al.* 2008), e que se estende ao continente Africano onde é denominado Kandi ou 4°50. As demais são consideradas como zonas de cisalhamentos de alta temperatura intrablocos continentais.

Regionalmente, a PB é composta por seis associações litoestruturais principais, consolidadas durante a evolução do Pré-Cambriano (JARDIM DE SÁ, 1984 e 1994; SANTOS E BRITO NEVES, 1984; CABY *et al.*, 1991; CAXITO *et al.*, 2020; LIRA SANTOS & CAXITO 2020; NEVES, 2021): a) Embasamento do Arqueano e/ou Paleoproterozoico, constituído por: i) rochas gnáissicas-migmatíticas de composição tonalítica, granodiotirica a trondjemítica (TTG), ii) sequências metavulcano-sedimentares tipo greenstone belts, iii) intrusões máfica-ultramáficas acamadadas ou não; b) sequências metavulcano-sedimentares

do Paleoproterozoico superior, desenvolvidas em contexto de rifte; c) Coberturas metassedimentares brasileiras desenvolvidas em contexto de rifte, que evoluem para margem passiva, com geração e expansão de crosta oceânica na parte central, em meio ao embasamento arqueano/paleoproterozoico; d) Extenso magmatismo granítico brasileiro, com idade entre 660 a 520Ma); e) Zonas de cisalhamentos dúcteis ramificadas de direção NE-SW, E-W, NW-SE com idade mínima de funcionamento ($^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$) entre 580 e 500Ma ; f) Bacias do tipo rifte, strike-slip e/ou *pull-apart* relacionadas à reativação das transcorrências durante o colapso do orógeno Brasileiro. São preenchidas, em geral, por duas seqüências vulcano-sedimentares separadas entre si por discordância erosiva e recortadas parcialmente por granitos tardi a pós-colisionais de dimensão *stock* a batolítica (PARENTE *et al.* 2004). A seguir uma síntese da história geológica do Médio Coreaú, onde localiza-se a área de interesse.

Figura 7 - (A) Figura esquemática da colisão dos principais crátons durante a formação da Província Borborema. (B) Compartimentação da Subprovíncia Setentrional da Província Borborema, onde se localiza a área de estudo do presente trabalho



Fonte: Neves (2014). Modificado de De Wit *et al.* (2008).

3.2 Domínio Médio Coreaú

O Domínio Médio Coreaú (DMC), que concentra a área estudada, é localizado na margem NW da PB, e reúne rochas de idades paleo a neoproterozoicas (FETTER *et al.*, 1999; SANTOS *et al.*, 2008a). É separado do Domínio Ceará Central pelo lineamento Transbrasiliano de direção preferencial NE-SW (CABY *et al.*, 1991). Essa megaestrutura corresponde a uma zona de cisalhamento transcorrente dextral dúctil reativada em diferentes épocas, em regimes cinemáticos distintos (CAMACA *et al.*, 2015). O DMC representa o substrato da borda NE da Bacia do Parnaíba, sendo recortado por uma série de transcorrências e empurrões oblíquos de direção NE, relacionadas ao Ciclo Brasileiro (ca. 800 Ma- 500 Ma). Essas estruturas exercem forte controle na deposição das molassas brasileiras e no surgimento de um sistema de grábens múltiplos denominados de Ubajara e Jaibaras (GORAYEB *et al.*, 1988, JARDIM DE SÁ, 1994; OLIVEIRA, 2001).

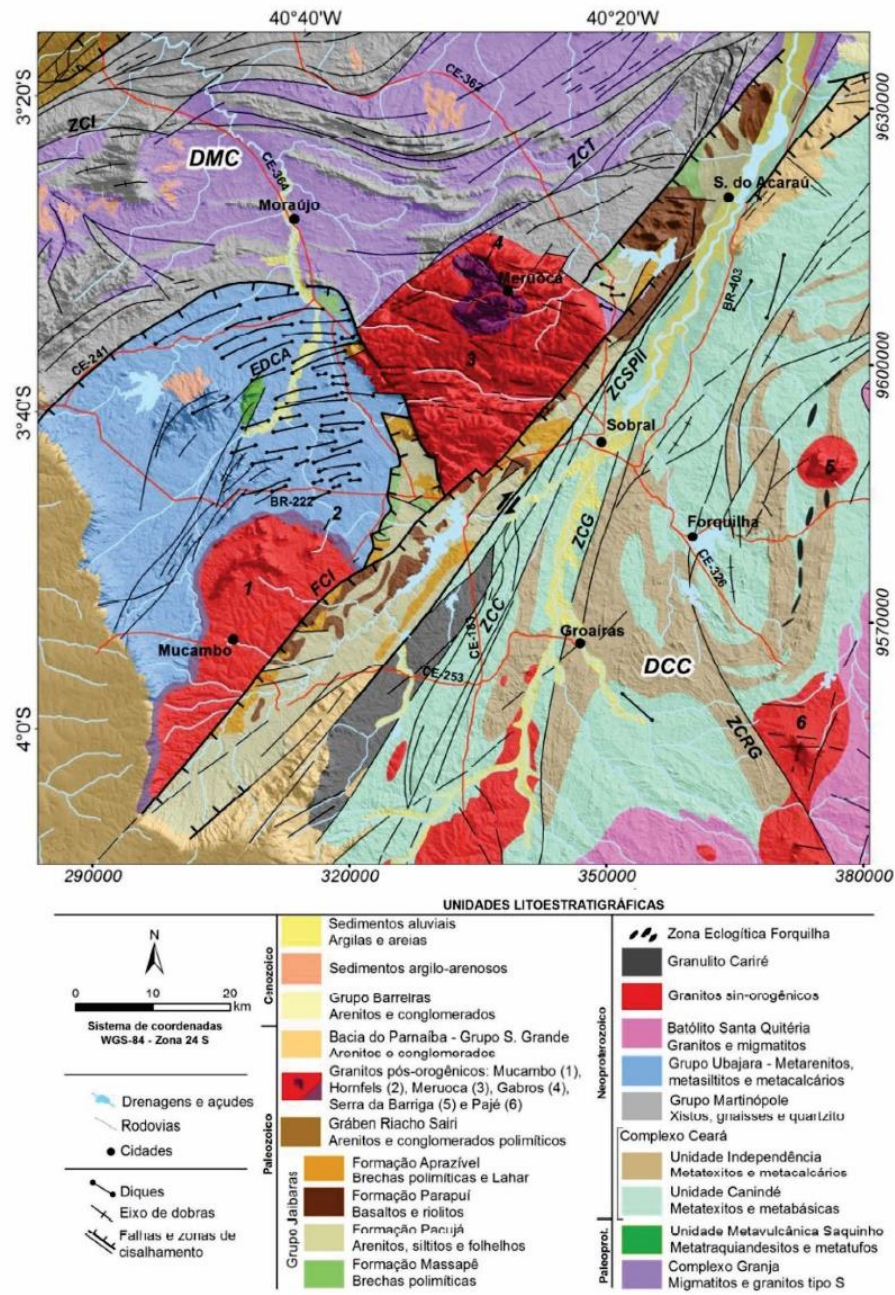
O contexto litológico do DMC pode ser resumido por um embasamento composto por rochas de alto grau, representadas por: i) ortognaisses TTG (tonalito-trondjhemito-granodiorito), migmatitos e granulitos com idades de 2.35 Ga (CABY E ARTHAUD, 1986; SANTOS *et al.*, 2001), denominado de Complexo Granja (CG) (BRITO NEVES, 1983); ii) sequências supracrustais do Paleoproterozoico Superior (Unidade Saquinho – Vulcano-sedimentar), iii) sequências metavulcano-sedimentares neoproterozoicas (Grupos Martinópole e Ubajara), iv) plútons graníticos de idade brasileira (Chaval e Tucunduba); v) unidade cambro-ordoviciano molássica indeformada (Grupo Jaibaras), vi) granitos pós-brasileiros (granitos Mucambo e Meruoca) que intrudem as sequências supracrustais, como ilustra a Figura 8.

O Complexo Granja tem sua morfologia principal representada por *nappes*, seccionadas posteriormente pelo Lineamento Transbrasiliano – também chamado regionalmente de Lineamento Sobral-Pedro II (BRITO NEVES *et al.*, 2000). É constituído por ortognaisses de afinidade TTG, gnaisses anfibolíticos, leucogranitos pirigarnitos e granada anfibolitos ladeados com kinzigitos, granulitos máficos, enderbitos e leptinitos, além de migmatitos (CABY E ARTHAUD, 1986; NOGUEIRA NETO *et al.*, 1989; GAUDETTE *et al.*, 1993; MONIE *et al.*, 1997; SANTOS *et al.*, 2001). Alguns dados geocronológicos de análises U-Pb em grãos de zircão dos ortognaisses, indicam idades de cristalização de 2.357 – 2.271 Ma e valores positivos de ϵ_{Nd} (FETTER *et al.*, 2000), indicando a presença de uma crosta juvenil paleoproterozoica formada em um ambiente convergente, provavelmente num contexto de arco de ilha (SANTOS *et al.*, 2008a). A Unidade Saquinho, foi reconhecida por Santos (1999) como uma sequência vulcano-sedimentar representativa do primeiro evento distensional do embasamento, nomeado de Tafrogênese Estateriana, com idades U-Pb de 1,79

Ga. É composta por traquiandesitos, riolitos, tufos, carbonatos, rochas vulcanoclásticas e arenitos ferruginosos (SANTOS *et al.*, 2004; BENEDETTI, 2012; GORAYEB *et al.*, 2014). O Grupo Martinópole, por sua vez, compreende rochas metassedimentares de granulometria fina (SANTOS *et al.* 2009), de fácies xisto verde a anfibolito (SANTOS *et al.*, 2004, 2008a,b), cuja idade foi estabelecida em 777 ± 11 Ma, (U-Pb em zircão, realizadas por FETTER *et al.* 2003).

O Depósito de Ferro do Torto localiza-se dentro do domínio de rochas supracrustais neoproterozoicas do Grupo Ubajara, juntamente com a Suíte Intrusiva Mucambo e Meruoca e o Grupo Jaíbaras, que serão descritas com maior detalhe a seguir.

Figura 8 - Mapa Geológico do Domínio Médio Coreau



Fonte: Souza (2018); Camaca *et al.* (2015).

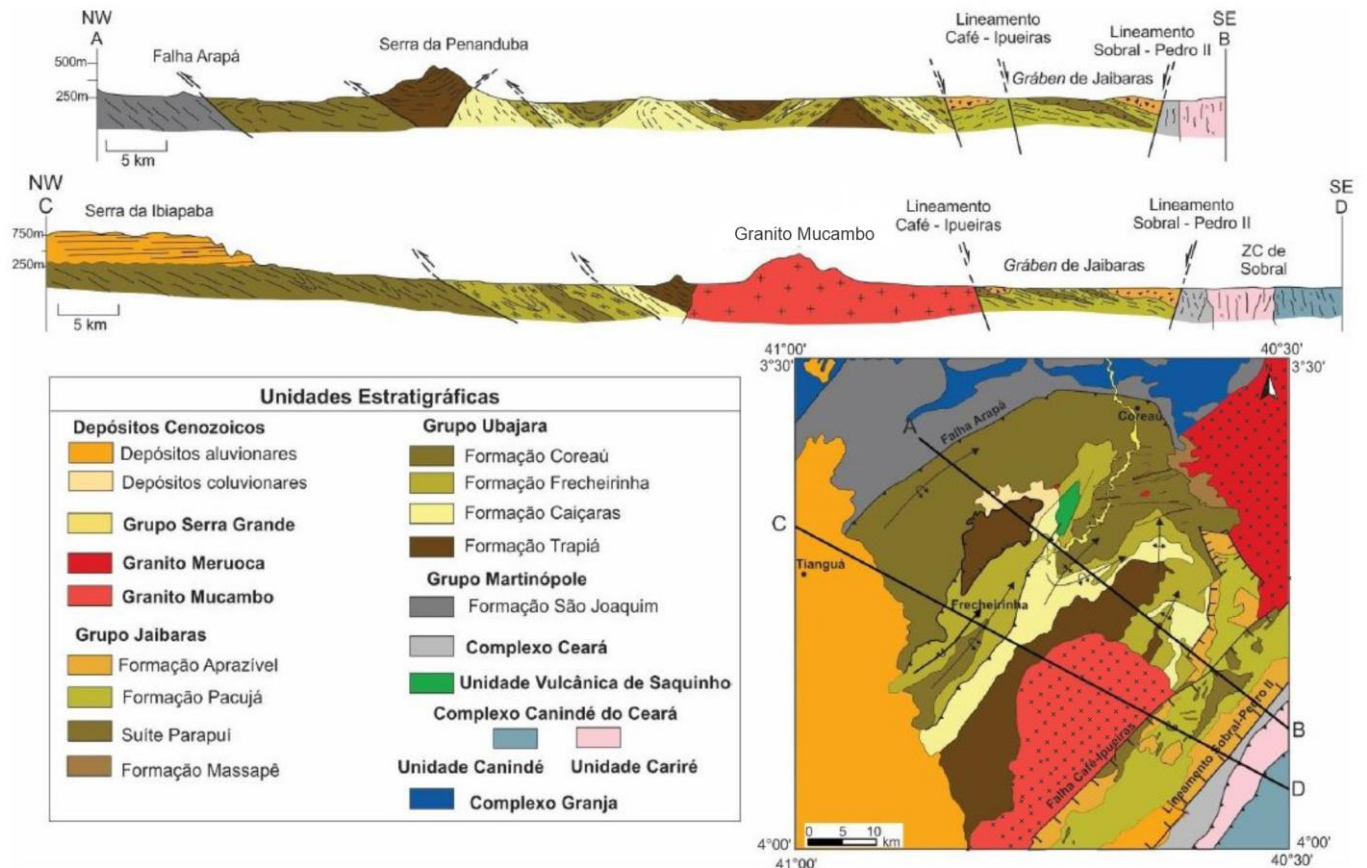
3.3 Grupo Ubajara

O Grupo Ubajara é uma sequência sedimentar de plataforma proximal, de idade Ediacarana (CHIGLINO *et al.* 2015), que teve sua subdivisão em formações amplamente discutida na literatura por autores como Costa *et al.* (1979), Nascimento e Gava (1979), Cavalcante e Ferreira (1983), Gorayeb *et al.* (1988), Santos *et al.* (2008a) e Gorayeb *et al.*

(2014). Neste trabalho será utilizada a estratigrafia inicialmente proposta por Costa *et al.* (1979) e posteriormente retomada por Gorayeb *et al.* (2014) a qual subdivide o Grupo Ubajara nas formações Trapiá, Caiçaras, Frecheirinha e Coreaú, conforme o mapa e os perfis da Figura 9. A base do Grupo Ubajara corresponde a depósitos clásticos de caráter transgressivo, com litofáceis psamítica proximal (Fm. Trapiá) e pelitos distais (Fm. Caiçaras), com passagens laterais e interdigitadas (GORAYEB *et al.*, 1988). No topo, encontra-se uma sedimentação marinha (Fm. Frecheirinha) que gradualmente se torna uma sequência arcossiana a grauváquica (Fm. Coreaú), representando um ambiente de sedimentação flúvio marinho (DELGADO *et al.*, 2003). A Formação Trapiá é descrita como metarenitos intercalados com metassiltitos (GORAYEB *et al.*, 2014), podendo ainda ocorrer raramente metaconglomerados, em contato gradacional com ardósias intercaladas com níveis de metassiltitos da Formação Caiçaras (HACKSPACHER *et al.*, 1988). A Formação Frecheirinha contém metacalcários intercalados com metamargas que evidenciam um contato transicional com a formação sotoposta. Esses metacalcários têm estratificação plano-paralela, com alternância de camadas de carbonato puro e camadas ricas em filossilicatos, mostrando uma xistosidade bem marcada e orientada por vezes truncando o acamamento, por vezes paralela a ele (GORAYEB *et al.*, 1988). A Formação Coreaú caracteriza-se por associação de sedimentos clásticos, imaturos, com arenitos arcoseanos dominantes, grauvacas e arcóseos (HACKSPACHER *et al.*, 1988).

Os contatos do Grupo Ubajaras com unidades mais antigas são representados por falhas, indiscriminadas ou interpretadas por diversos autores como de rejeito inverso ou transcorrente (GORAYEB *et al.*, 1988; JARDIM DE SÁ, 1994; SANTOS *et al.*, 2008a; GORAYEB *et al.*, 2014), ou normais (SANTOS *et al.*, 2008b; PEDROSA JR. *et al.*, 2015). Há ainda contatos intrusivos, com desenvolvimento de uma auréola termometamórfica, e hornfels típicos, nas bordas dos granitos Mucambo e Meruoca (COSTA *et al.*, 1979). O padrão deformacional do Grupo Ubajara é complexo, e apresenta estruturas de baixo ângulo, considerando que a sedimentação se processou desde pré a sin orogênica em relação ao Ciclo Brasileiro. (GORAYEB *et al.* 1988 e 2014; JARDIM DE SÁ, 1994; OLIVEIRA, 2001; SANTOS *et al.*, 2004).

Figura 9 - Mapa Geológico e perfis do Grupo Ubajara, em contato com as unidades geológicas adjacentes, como os Granitos intrusivos, o Grupo Jaibaras e o embasamento



Fonte: Souza *et al.* (2018); Gorayeb *et al.* (2014).

3.4 Grupo Jaibaras

O Grupo Jaibaras é representado por sequências vulcano-sedimentares com sedimentos siliciclásticos imaturos associados a um vulcanismo bimodal, representativo de bacias do tipo Rifte instalada no final da Orogenia Brasileira, quando os processos contracionais deram lugar a tectônica de escape e a regimes de ruptura da crosta continental, associados ao processo tafrogenético que separou as placas Laurentia e Báltica do Gondwana Oriental (BOND *et al.*, 1984; LIEBERMAN, 1997). Segundo Oliveira (2001), o Rifte de Jaibaras é a mais importante bacia de idade cambro-ordoviciana, em ponto de vista geológico e geocronológico, que ocorre em terrenos pré-cambrianos da Província Borborema e do Escudo Nigeriano. A bacia tem uma feição alongada de direção NE-SW, sendo resultado de reativações de descontinuidades miloníticas crustais pertencentes ao Lineamento Transbrasiliano-Zona de Cisalhamento Sobral Pedro II (PEDROSA *et al.*, 2015).

A litoestratigrafia da bacia é marcada por duas sequências distintas, a primeira denominada de Alfa Inferior (Ediacarano-Cambriano) representada pelas formações Massapê, Pacujá e

Parapuí, e a segunda denominada de Alfa Superior (Cambro-Ordoviciano) representada por parte da formação Parapuí e pela formação Aprazível (PARENTE *et al.*, 2004). Os granitos Mucambo e Meruoca intrudem tanto a sequência Alfa Inferior quanto a Superior. A Formação Massapê, na base da bacia, ocorre geralmente associada à Falha de Café-Ipueiras. É representada por brechas e conglomerados polimíticos com matriz de composição argilosa e avermelhada e seixos angulosos, do embasamento e do Grupo Ubajaras, e subordinadamente por arenitos conglomeráticos (OLIVEIRA, 2001; PEDROSA *et al.*, 2015). A Formação Pacujá é formada por arenitos arcoseanos micáceos, folhelhos e subordinadamente por camadas de grauvacas conglomeráticas, possuindo ainda uma estratificação bem definida entre arenitos finos micáceos e arcóseos, às vezes alternados com grauvacas (GORAYEB *et al.*, 1988; QUADROS *et al.*, 1994). A Formação Parapuí abrange uma suíte de rochas vulcânicas bimodais, que inclui derrame de lavas, termos subvulcânicas representados por diques e soleiras e elementos piroclásticos, estando intercalados ou intrudindo as formações sotopostas (COSTA *et al.*, 1973). A Formação Aprazível é caracterizada por brechas e conglomerados polimíticos, com fragmentos das rochas sotopostas e do Granito Meruoca (PEDROSA *et al.*, 2015), e desenvolveram-se ao longo de falhas e relevos íngremes.

A ausência de uma auréola de contato do Grupo Jaibaras com o Granito Mucambo, e o contato intrusivo deste com o Granito Meruoca, indica que a deposição do Grupo Jaibaras ocorreu no intervalo das intrusões do Mucambo e Meruoca, cujas idades variam entre 540-520 Ma (OLIVEIRA, 2001). Pedrosa *et al.* (2017), utilizando dados geofísicos, definiu um modelo evolutivo para o Rifte Jaibaras que consiste em cinco etapas de evolução: i) No final do Ciclo Brasileiro, processos extensionais ocasionaram fraturas E-W, que foram essenciais para a intrusão do enxame de diques Aroeiras, e foram precursoras da abertura do Rifte; ii) Após o início do processo de rifteamento, o qual ocasionou o desenvolvimento da Falha Café-Ipueiras a NW, e da Zona de Cisalhamento Sobral Pedro II à SE, uma sedimentação proximal foi estabelecida, dando origem aos conglomerados polimíticos da Formação Massapê; iii) Ao decorrer do processo extensivo da Bacia Jaibaras, a sedimentação distal começou a ocorrer, dando origem a arenitos, argilitos, folhelhos e siltitos, que formam a Formação Pacujá, juntamente com falhas internas na estrutura do rifte; iv) Devido ao intenso fraturamento causado pelo rifteamento, magmas bimodais (basalto e riolito), pertencentes a Formação Parapuí, começaram a ascender e se estabelecer ao longo dos eixos maiores do rifte. Processos do tipo Lahar ocorreram devido a mistura do material piroclástico com água, gerando assim as brechas e conglomerados polimíticos da Formação Aprazível. Essa etapa de abertura e preenchimento do rifte, também foi caracterizada pela criação de espaço e intrusão

dos Granitos Pós-Orogênicos (Meruoca e Mucambo); v) O fim do Período Cambriano e o Ordoviciano são marcados pela estabilidade tectônica, o qual gerou a erosão da bacia, e consequentemente sua exposição numa média de espessura de 1,5km.

3.5 Suíte Intrusiva Meruoca e Mucambo

Termos utilizados para representar as duas grandes intrusões graníticas eopaleozóicas controladas pelo Lineamento Transbrasiliano. As primeiras datações dos corpos magmáticos no Domínio Médio Coreau relacionaram suas formações a quatro diferentes fases: a primeira, corresponde ao Enxame de Diques Coreau, que representa a fase de abertura do rifte Jaibaras, como primeiro pulso tectônico. Com a abertura da Bacia de Jaibaras, os mecanismos reativadores das descontinuidades crustais geraram espaços vazios que foram preenchidos pelo Plúton Mucambo (OLIVEIRA, 2001) por volta de 532 ± 7 (FETTER *et al.*, 1997). Em níveis mais rasos a colocação do plúton foi acompanhada por um metamorfismo de contato e deformação regional restritos as rochas do Grupo Ubajara, o que indica que o plúton Mucambo é estratigraficamente mais velho que a Bacia de Jaibaras e o plúton Meruoca (OLIVEIRA, 2001). O alojamento do Meruoca ocorreu por volta de 523 ± 9 Ma (ARCHANJO *et al.*, 2009), e alguns autores reconheceram uma relação de contemporaneidade deste plúton com as unidades do Grupo Jaibaras, devido a presença de seixos deste granito nas brechas polimíticas da Formação Aprazível (JARDIM DE SÁ *et al.*, 1979; COSTA *et al.*, 1979; GORAYEB *et al.*, 1988; OLIVEIRA, 2001). E a quarta fase de magmatismo no DMC se deu pela instalação do grande volume de vulcanismo básico da Suíte Parapu, o qual é sin-deposicional a sedimentação da bacia, e ocorre na forma de diques e sills (OLIVEIRA, 2001).

Estudos recentes dos eventos magmáticos do DMC reposicionaram estes em relação a Bacia do Jaibaras. Motta Garcia *et al.* (2018) estabeleceram uma evolução geodinâmica para esses eventos, que ocorreram em diferentes estágios de evolução. Em 560-550Ma a Bacia do Jaibaras era uma bacia rasa, com pouca ou nenhuma atividade magmática. Esse cenário começou a mudar a partir da evolução dos processos, onde ocorreu a intrusão do Plúton Meruoca concomitantemente com a sedimentação da bacia, por volta de 542 e 514Ma (Idades U-Pb por ARCHANJO *et al.*, 2009; SANTOS *et al.*, 2013; MOTTA GARCIA *et al.*, 2018), devido a estrutura transtensional formada pelo cisalhamento destrai ao longo do Lineamento Transbrasiliano. O Mucambo teve sua colocação nesse intervalo, cerca de 539-525Ma (FETTER, 1999), e em torno de 535.6 ± 8.5 Ma a Suíte Parapu quase sincronicamente com a

sedimentação das Formações Pacujá e Aprazível, como demonstram as evidências em ambas as unidades sedimentares. O Batólito Meruoca demonstrou um caráter polintrusivo, sendo as porções mais antigas de rocha, menos diferenciadas, e as mais novas, mais diferenciadas. Pedrosa *et al.* (2017) enfatizaram que as fortes anomalias magnéticas nos Granitos Meruoca e Mucambo podem sugerir a associação desses com rochas máficas, o que enfatiza o caráter de longo prazo desse magmatismo na região. O último evento dúctil relacionado a movimentação da Zona de Cisalhamento Sobral-Pedro II se deu por volta de ~530Ma, com a colocação e cristalização subsequente dos diques da Suíte Aroeira, ocorrendo entre 527 e 509Ma (MOTTA GARCIA *et al.*, 2018). Essa idade da Suíte Aroeira também pode representar a idade de diques riolíticos que cortam a Formação Aprazível. Por fim, entre ~484 e 492 Ma teve-se o resfriamento desta, e ocorreu uma inversão da bacia, possivelmente associada com o eixo de deformação compressional NW-SE nas proximidades, causando o dobramento nas rochas do Dique Aires de Sousa. Os efeitos de movimentos crustais posteriores criaram a configuração atual da Bacia do Jaibaras.

O Granito Mucambo é composto por granodiorito a quartzo monzonito porfirítico, quartzo sienito e hornblenda-biotita granito (SANTOS *et al.*, 2008a), com assinatura geoquímica shoshonítica a cálcio-alcálica com alto teor de K (OLIVEIRA, 2001). O Mucambo intrude rochas do Grupo Ubajaras e Jaibaras, formando assim uma auréola termometamórfica nessas rochas metassedimentares. Em termos de composição, a Suíte Intrusiva Meruoca é formada por granitos, quartzo sienitos e álcali-granitos que apresenta uma granulação grossa e textura isotrópica, e assinatura geoquímica semelhante ao Mucambo (SIAL *et al.*, 1981; OLIVEIRA, 2001; PEDROSA *et al.*, 2015).

O presente estudo visa aprofundar os conhecimentos acerca das rochas do Grupo Ubajara em contato com o Granito Mucambo, e identificar a influência desse nos depósitos de ferro gerados nas proximidades da auréola termometamórfica gerada no contato entre eles.

4 ARTIGO CIENTÍFICO

TIPOLOGIA E ORIGEM DO DEPÓSITO DE FERRO HIDROTHERMAL DA REGIÃO DE SÃO JOSÉ DO TORTO-CE, DOMÍNIO MÉDIO COREAÚ, PROVÍNCIA BORBOREMA

RESUMO

Na porção norte da Província Borborema, ao sul do Domínio Médio Coreau (DMC) e adjacente ao Lineamento Transbrasiliano ocorrem importantes depósitos de ferro hospedados nas rochas metassedimentares siliciclásticas e carbonáticas neoproterozoicas do Grupo Ubajara. São rochas de baixo grau metamórfico recortadas pelo granito pós-colisional Mucambo (~532Ma), o que ocasiona a formação de hornfels siliciclásticos e mármore com clinopiroxênio, pirosmalita e mineralizações de ferro. O granito é do tipo metaluminoso, moderadamente oxidado, composto por quartzo, plagioclásio, K-feldspato, anfibólio, biotita, e os acessórios titanita, apatita, ilmenita, magnetita e zircão. As associações minerais resultantes de alteração hidrotermal, foram desenvolvidas em dois estágios: um inicial marcado por alterações subsólidas a partir de minerais ferro-magnesianos (anfibólio e/ou biotita) e feldspatos, onde se formam magnetita, titanita, clorita, epídoto, albita; outro mais evoluído, marcado por quartzo, sericita e magnetita que ocorrem em veios. As descrições petrográficas e texturais, atreladas ao estudo da química mineral da magnetita, e as análises isotópicas de C e O nos metacarbonatos da região, permitiram identificar as diferentes tipologias do minério do Depósito do Torto, assim como associar sua origem ao Granito Mucambo. O minério de ferro, dominado por magnetita e, subordinadamente, hematita, encontra-se associado às rochas metacarbonáticas e metasiliciclásticas do Grupo Ubajara, em dois estilos: minério maciço e/ou filões e minério detrítico-laterítico coluvionar. O minério filoneano varia de escala centimétrica a métrica, composto predominantemente por magnetita martitizada, por vezes de forma irregular substituindo por completo a rocha hospedeira. Veios de magnetita estão localizados próximos à borda SE do Granito Mucambo, em contato com rochas metassedimentares. O minério detrítico-laterítico coluvionar é o mais abundante da área de estudo, e ocorre associado a pacotes de solo laterítico, na forma de clastos que variam de 1 a 30cm. Análises químicas de magnetitas do Granito Mucambo, dos veios e/ou filões junto às metacarbonáticas e metasiliciclásticas revelaram altos teores de Al+Mn+Ca (%) e baixos valores de Ti+V (%), sendo esses dados compatíveis a magnetitas hidrotermais do sistema *skarn*. Adicionalmente, as magnetitas dos veios das metacarbonáticas apresentam os maiores valores em Mg e Mn, devendo retratar a influência da rocha hospedeira ou o enriquecimento de Mg e Mn no fluido hidrotermal remanescente. Em magmas graníticos, os fluidos são ricos em Si-Fe-W-Na-K-F-Cl-Cu-H₂S e H₂O e pobres em Ca-Mn-Mg. Isso indica que esses três últimos elementos, quando presentes em concentrações anômalas em magnetitas, podem estar associados a fluidos hidrotermais enriquecidos, resultantes de interações fluido-rocha,

especialmente quando as rochas hospedeiras são dominadas por carbonatos portadores de Mg e Mn, como é o caso das rochas hospedeiras do Depósito do Torto. Os resultados das análises isotópicas nos metacarbonatos mineralizados e fortemente hidrotermalizados, indicam que o minério foi formado sob a influência de fluidos magmáticos ou a mistura de fluidos juvenis com fluidos conatos, isso porque seus valores isotópicos aproximam-se dos valores da fonte de fluidos juvenis, e de outros depósitos do tipo skarn estudados.

INTRODUÇÃO

Depósitos de ferro são amplamente conhecidos em todo o mundo e se formam em associações litológicas de contextos geológicos e/ou geotectônicos e idades diferentes. Cinco tipos de depósitos são destacados: i) formações ferríferas bandadas (BIFs), confinadas aos terrenos pré-cambrianos, indo do Arqueano ao Neoproterozoico; ii) depósitos tipo Kiruna e/ou IOCG, relacionados a processos magmático-hidrotermais e/ou hidrotermais de diferentes idades; iii) depósitos sedimentares do tipo Ironstone, encontrados em bacias sedimentares do Fanerozoico; iv) depósitos endomagmáticos de óxidos de Fe e titânio; e v) depósitos tipo *Skarn*, formados por metamorfismo de contato entre um corpo intrusivo e rochas carbonáticas, este último, guardando similaridades com o Depósito do Torto, o que será discutido a seguir.

A formação de depósitos de *skarns* envolve em geral três estágios: i) metamorfismo termal isoquímico (400-650°C); ii) Metassomatismo (estágio progradante (500-650°C); iii) Alteração Hidrotermal (estágio retrogradante) (e.g. EINAUDI *et al.* 1981; MEINERT *et al.*, 2005; MEINERT *et al.* 2020). No primeiro estágio, tem-se a formação de associação mineral de paragênese anidra (hornfels de granulação fina) junto à hospedeira; no segundo, a formação de assembléia mineral anidra de alta temperatura, sob influência de fluidos oriundos do corpo intrusivo ricos em Si, Al e Fe para as rochas hospedeiras, o que gera a substituição dos minerais das rochas hospedeiras por minerais cálcio-silicáticos, como granada, piroxênios e alguns óxidos, entre os quais magnetita. No terceiro estágio, conhecido também como estágio retrogradante e/ou hidrotermal, tem-se a formação de uma assembléia hídrica de baixa temperatura formada a partir da mistura de fluidos de alta T com fluidos conatos e/ou meteóricos, com formação de silicatos hídricos como anfibólio, biotita, clorita, óxidos, além de sulfetos. Entretanto, a mineralogia, mineralizações e zonação nos depósitos de skarns são variadas. Essas variações estão associadas com: i) a composição e estado de oxidação do pluton granítico, ii) composição e estado de oxidação das rochas hospedeiras (mármore

calcíticos vs dolomíticos), iii) profundidade de formação. Os skarns são ainda classificados como proximal e distal em relação ao corpo intrusivo.

Na região estudada, a mineralização de Fe ocorre junto às rochas metassedimentares siliciclásticas e carbonáticas neoproterozoicas de baixo grau metamórfico que se encontram recortadas pelo granito pós-colisional Mucambo do Eopaleozoico. Trabalhos realizados nessa região por Veríssimo *et al.*, (2007) e pela Cia MDN subdividiram o minério em três tipos, de acordo com as associações litológicas hospedeiras: I) Minérios de Ferro associados às rochas metassedimentares pelíticos do Gr. Ubajara (Ardósias e Filitos) os quais incluem dois subtipos: (a) os minérios coluvionares superficiais; (b) vênulas e filões de ferro existentes na matriz ardosiana/argilosa; II) Minérios de Ferro associados às rochas metassedimentares de natureza química do Grupo Ubajara (metacarbonatos da Fm. Frecheirinha), que incluem os tipos maciços e minérios venulados; III) Minérios de Ferro associados aos metarenitos do Gr. Ubajara (Fm. Trapiá), que envolvem os subtipos: (a) minério brechóide e (b) minério silicoso. Essa subdivisão, apesar de pertinente, foi reestruturada para melhor entendimento da gênese do minério de Fe do Depósito do Torto, graças aos dados inéditos obtidos nesta pesquisa.

O presente estudo aprofunda a compreensão sobre a tipologia e a origem do minério de ferro da região, através de estudos petrográficos, de química mineral e isótopos estáveis das rochas hospedeiras e do minério de ferro. Subdivide o minério em quatro tipos principais (filoneano/maciço, disseminado, brechado e coluvionar), amplia os conhecimentos sobre os processos envolvidos em sua formação, ao explorar a sua relação com os eventos magmáticos pós-brasilianos, em especial com o Granito Mucambo, estabelece uma possível fonte para o minério de Fe, e procura determinar um modelo prospectivo para a região.

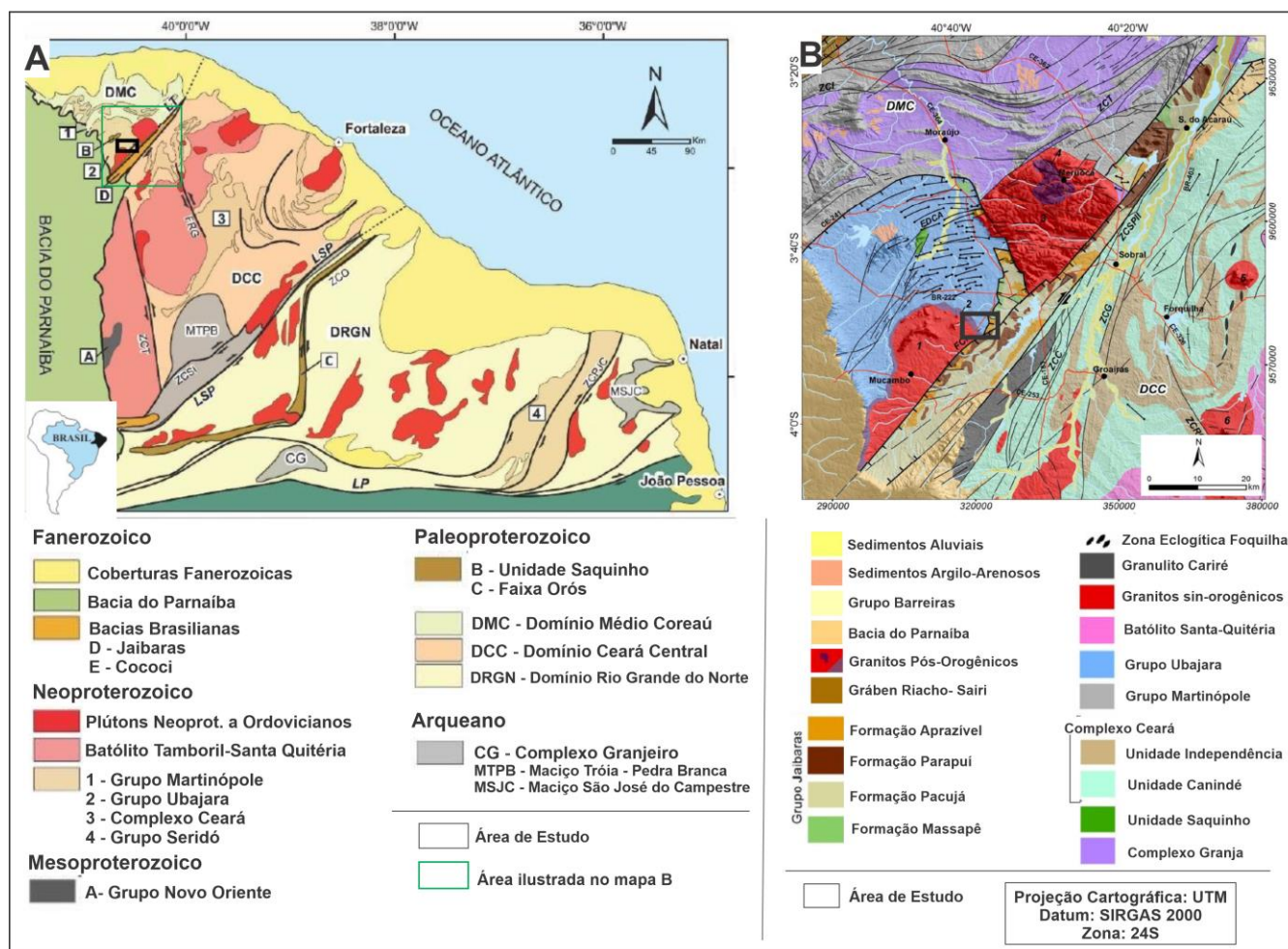
CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL

A Província Borborema (PB), que abriga a área estudada, corresponde a uma província orogênica Brasileira que reúne faixas móveis neoproterozoicas amalgamadas a blocos crustais arqueanos e paleoproterozoicos retrabalhados em diversos eventos durante a convergência e colisão dos crátons Amazônico, São Luis e West Africano com o cráton São Francisco-Congo. A PB tem sido subdividida em três subprovíncias, Setentrional, Transversal e Meridional, separadas pelas mega Zonas de Cisalhamento Patos e Pernambuco (VAN SCHMUS *et al.*, 1995 e BRITO NEVES *et al.*, 2000), que por sua vez, são ainda compartimentadas em um mosaico de megadomínios e domínios menores de diferentes histórias tectono-estratigráficas que se encontram justapostos em contato por megas zonas de

cisalhamento brasileiras (NEVES, 2021), conforme ilustra a Figura 1A.

Os depósitos de ferro estudados estão inseridos na porção norte da PB (Figura 1 -B), mais precisamente na porção sul do Domínio Médio Coreau (DMC), em limite com o Domínio Ceará Central (DCC), onde são separados pela mega Falha Sobral Pedro II (SANTOS *et al.* 2016), conhecida também como Lineamento Transbrasiliano (LT). O DMC é constituído por um embasamento de rochas gnáissicas e metavulcanosedimentares do Paleoproterozoico sobreposto por terrenos de baixo grau metamórfico desenvolvidos em ambiente extensional (margem passiva-Grupo Ubajaras) e o DCC é marcado por terrenos de médio e alto grau, onde predominam uma tectônica de *nappes*, com metamorfitos de alta pressão e domínios de arcos magmáticos neoproterozoicos (e.g. ARTHAUD *et al.* 2008). Estes dois terrenos tectonoestratigráficos, de história geológica distinta, foram amalgamados no Brasileiro, encontrando-se justapostos em contatos pelo Lineamento intracontinental Transbraliano (LT). O LT representa, portanto, uma megaestrutura tectônica formada por várias zonas de cisalhamento de direção NE-SW e cinemática dextral, marcadas por eventos de reativações dúctil-frágil e rúptil que resultaram na formação de bacias tipo rifte ao longo de sua extensão, em particular, a Bacia Eopaleozoica Jaibaras (PARENTE *et al.*, 2004; SANTOS *et al.* 2013, MOTTA GARCIA *et al.*, 2017; PEDROSA *et al.*, 2017). Para alguns autores, o Lineamento Brasileiro sublinha uma zona de sutura críptica (PADILHA *et al.* 2017), cenário de importantes canais de ascensão de magmas, fluidos hidrotermais, controles de alojamento de granitos pós cinemáticos, a exemplos dos granitos Mucambo e Meruoca do DMC e do magmatismo bimodal dentro da bacia Jaibaras.

Figura 1 - Compartimentação da Província Borborema. A) Mapa Geológico ilustrando a Sub-Província Setentrional da PB, com os Domínios Médio Coreaú, Ceará Central e Rio Grande do Norte. B) Mapa Geológico simplificado da geologia regional do DMC e DCC

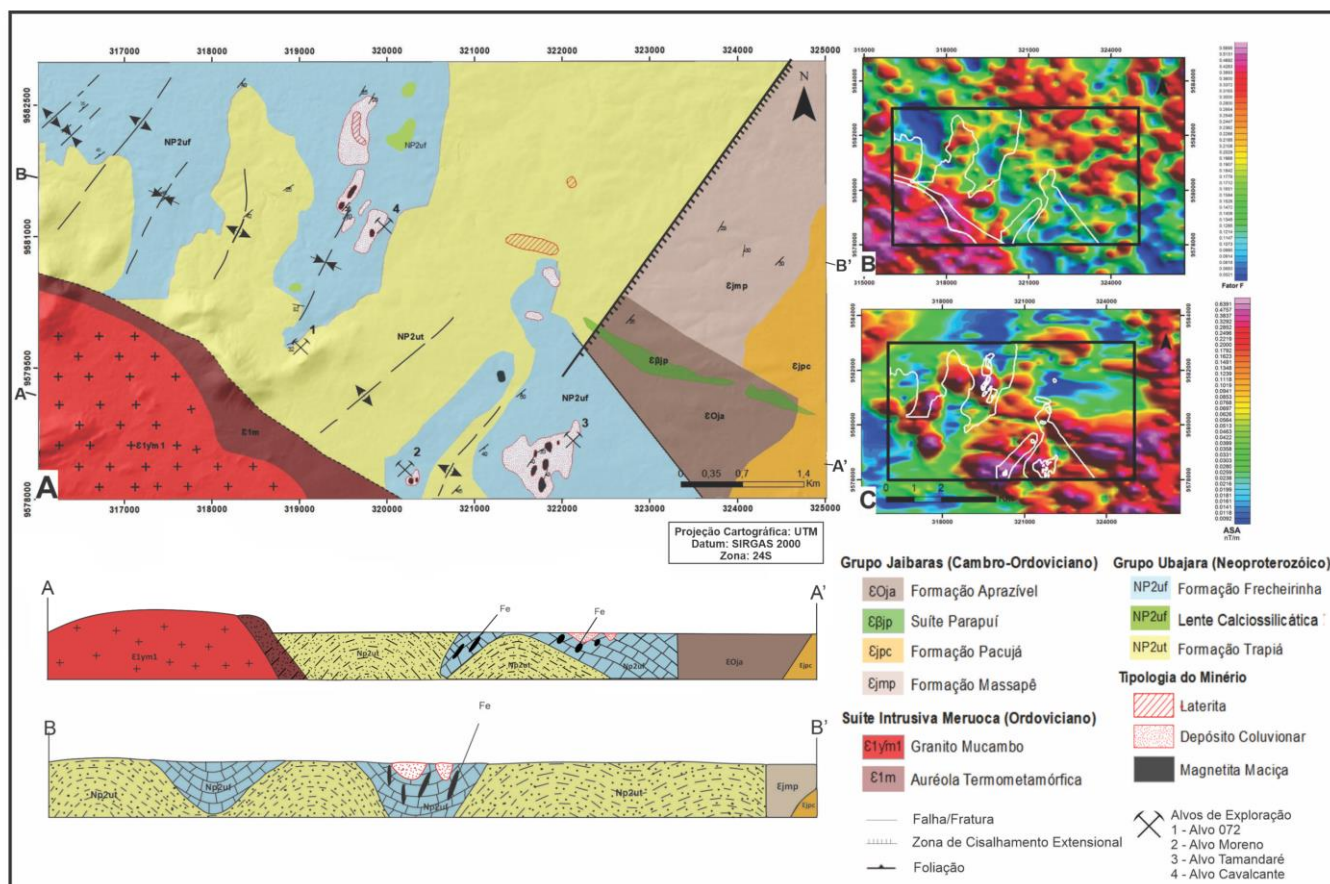


Fonte: A) Adaptado de Almeida, T.R, 2019; Modificado de Neves, 2014. B) Modificado de Cavalcante *et al.*, 2003; Santos *et al.*, 2002, 2008; Amaral, 2010; Pedrosa Jr, 2015.

GEOLOGIA DOS DEPÓSITOS

Os depósitos de ferro estão hospedados em rochas metassedimentares do Neoproterozoico, de baixo grau metamórfico, atribuídas ao Grupo Ubajara, que se encontram sobrepostas por rochas vulcano-sedimentares do Grupo Jaibaras do Eo-Paleozoico. O conjunto é recortado por rochas graníticas intrusivas pós-brasilianas, como o Granito Mucambo que imprime a formação de metamorfitos termais à zona de contato. A distribuição e relação entre essas unidades se encontram no Mapa Geológico da área (Figura 2).

Figura 2 - A) Mapa geológico do Depósito de São José do Torto, com dois perfis geológicos mostrando a disposição das unidades litológicas de acordo com a estrutural da área. Observa-se as principais ocorrências de Fe associadas com a unidade Frecheirinha do Grupo Ubajara. B) Mapa gamaespectométrico Fator F, que realça o enriquecimento em K e U das áreas que sofreram alterações hidrotermais. Valores baixos do Fator F representam áreas com intemperismo elevado enquanto os valores altos representam áreas muito alteradas pelo hidrotermalismo. C) Mapa magnetométrico de ASA (Sinal Analítico)



Fonte: Elaborado pela autora com a base de dados de CPRM (2009).

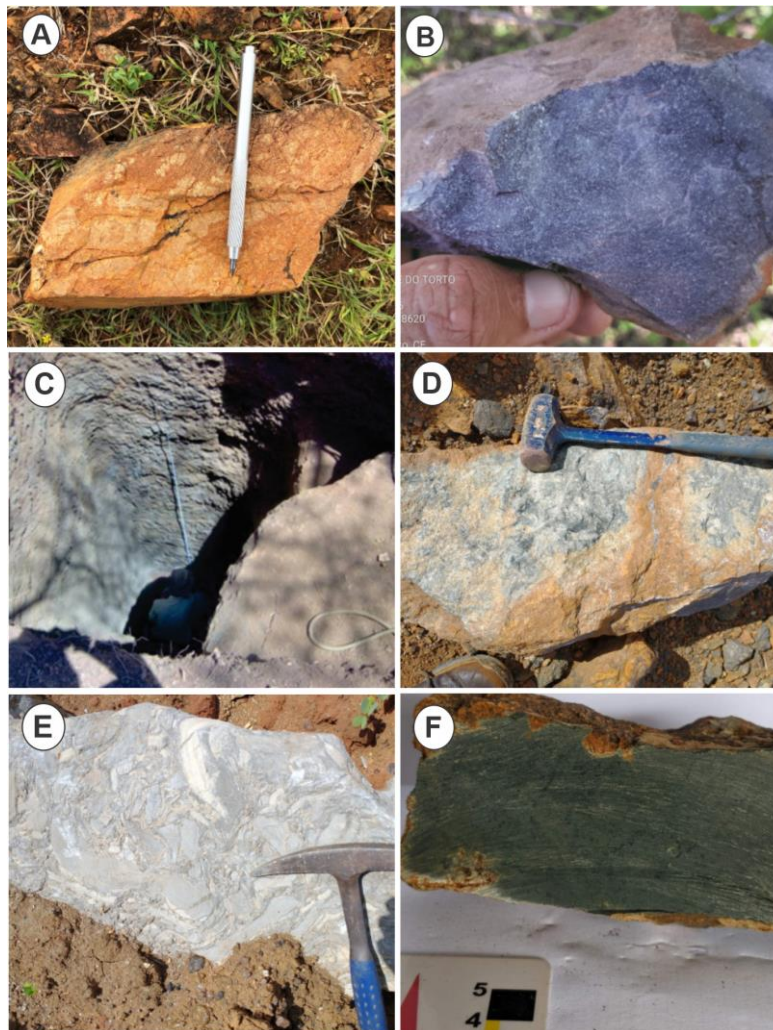
Grupo Ubajara é representado por rochas metassedimentares que variam de siliciclásticas a carbonáticas. As primeiras exibem variações texturais, indo de rochas clásticas psamíticas a pelíticas (Formação Trapiá) podendo estar intercaladas entre si. Metarenitos subarcoseanos a micáceos de cor cinza clara a marrom avermelhado, granulação fina (Figura 3A), com estruturas sedimentares reliquias como estratificações plano paralelas e níveis conglomeráticos são comuns. Ocasionalmente, são encontrados termos com micro-fragmentos líticos de composição básica e granulação fina o que pode sugerir variações para litofácies mais imaturos como metagrauvacas ou arenitos microconglomeráticos. Microveios de óxidos de ferro e carbonatos resultantes de remobilização por ocasião de processos pós-formacionais são também encontrados. Em contato com Granito Mucambo, os metarenitos são transformados em hornfels, como resultado do processo de silicificação dos metarenitos

induzido pelo corpo intrusivo. (Figura 3B). Adicionalmente, tem-se a neoformação de biotita e formação e/ou remobilização de óxidos e sulfetos de Fe.

Lentes métricas a decamétricas de ardósias esverdeadas com níveis arroxeados no setor sudeste da área (Figura 3C), associada aos metarenitos da Formação Trapiá, e por vezes aos metacalcários da Formação Frecheirinha ocorrem de forma subordinada. As ardósias possuem granulação fina a muito fina, estrutura maciça, apresentando clivagem ardosiana penetrativa, com orientação na direção NE-SW, com baixo valor de mergulho para SE. Podem conter níveis de Fe, na forma de vênulas ou disseminados na matriz da rocha.

As rochas metacarbonáticas (Formação Frecheirinha) exibem coloração cinza claro a cinza escuro, e composição entre mármore calcíticos e dolomíticos (Figura 3D e E). São uma das principais unidades hospedeiras da mineralização de ferro. Entretanto, não são encontradas em contato direto com o Granito Mucambo, o que dificulta a compreensão dos processos de skarnitização. São rochas maciças, por vezes, com porções recrystalizadas e veios de calcita e/ou dolomita associados ou não com clorita e sulfetos. Podem ainda apresentar textura brechóide, impregnadas de óxidos de ferro e sulfetos na matriz. Os metacalcários podem ser puros ou conter níveis margosos, com quartzo. Em algumas regiões, apresentam-se afetados por tectônica dúctil, apresentando níveis com dobras suavizadas, e foliação com medidas em torno de $139/30^\circ$. Filões de óxidos de Fe que recortam essas rochas, seguem direção preferencial $N40^\circ W$. Nas proximidades com os filões a rocha hospedeira encontra-se mais marmorizada, sendo encontrados também blocos de *exoskarns* de cor esverdeada a cinza escuro, granulação fina, e com concentrações de Fe e carbonatos ao longo de fraturas (Figura 3F). Os metacalcários são também parcialmente intemperizados, situação que exibem coloração alaranjada, ricos em óxidos e hidróxidos de Fe, e solos argilosos de alta plasticidade. Ocorrências de minério magnetítico detrítico-laterítico-coluvionar são comuns e se estendem pela cobertura sedimentar alterada, sendo as coluvionares mais próximas às zonas filoneanas.

Figura 3 - A) Metarenito Trapiá, com coloração avermelhada devido a alteração incipiente, granulação fina e com estruturas sedimentares reliquias; B) Hornfels proveniente da silicificação induzida pelo contato entre o metarenito e o Granito Mucambo, rocha muito fina com neoformação de biotita e formação e/ou remobilização de óxidos e sulfetos de Fe. C) Lente de ardósia esverdeada com níveis arroxeados, encontrada associada ao metarenito Trapiá. D) e E) Metacalcários da Formação Frecheirinha, com coloração variando de cinza claro a escuro, estruturas sedimentares reliquias, parcialmente intemperizados exibindo coloração alaranjada devido a remobilização de Fe. F) Exoskarn com granulação fina, coloração esverdeada, e concentração de Fe e carbonato ao longo das fraturas



Fonte: elaborado pela autora.

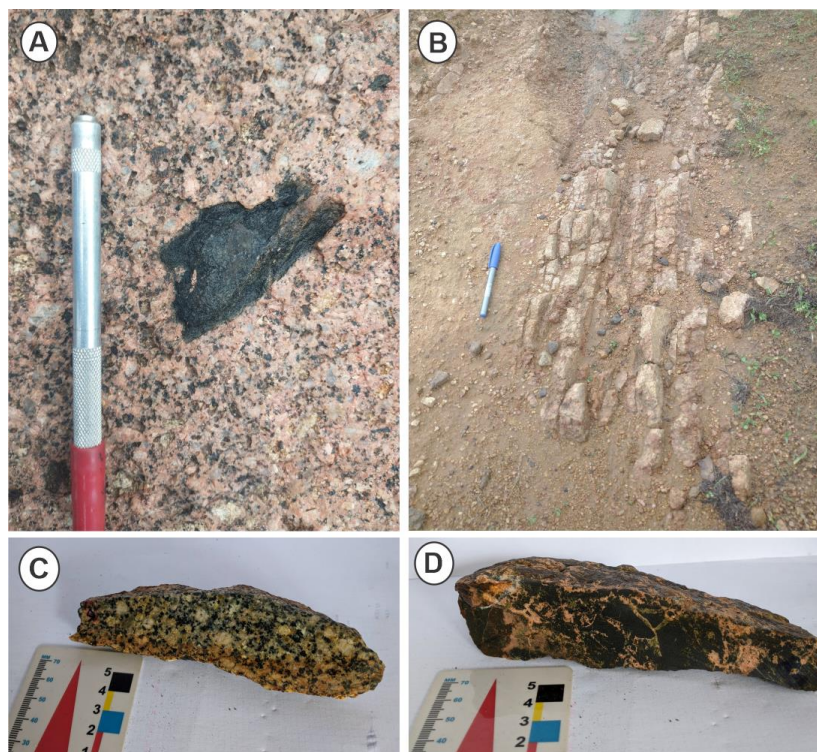
Grupo Jaibaras, em que conste na literatura uma associação diversificada de tipos litológicos associado a esta unidade litoestratigráfica, (e.g. PARENTE *et al.*, 2004, SANTOS *et al.* 2013, PEDROSA *et al.* 2017), na região estudada seus litotipos são representados por brechas conglomeráticas hidrotermalizadas, atribuídas à Formação Aprazível, que repousam em discordância tectônica-erosiva sobre as unidades metassedimentares anteriores e um pequeno dique de rocha vulcânica básica em meio às metasiliciclásticas do Grupo Ubajaras.

Granito Mucambo possui forma grosseiramente elipsoidal com eixo maior orientado na direção NE, cujo alojamento é em parte controlado pela mega *strike-slip* Transbrasiliana. Na área pesquisada, apresenta-se na forma de lajedos, blocos e matacões. Exibe cor esbranquiçada a rosada, leucocrático, isotrópico, com granulação grossa, textura inequigranular, com cristais de feldspatos (K-feldspato + plagioclásio) se sobressaindo em matriz equigranular composta por quartzo, feldspatos e minerais máficos (biotita e anfibólio) (Figura 4). Entre os termos graníticos, predominam quartzo monzonitos, granodioritos de cor cinza com hornblenda e biotita. Em suas bordas são comuns variações na granulação e na coloração, onde passam a apresentar granulação média a fina e cor avermelhada, exibindo enclaves ou autólitos máficos de granulação fina, riolitos e enclaves das encaixantes, principalmente na zona de contato com o Grupo Ubajara onde desenvolve uma acentuada auréola termo-metamórfica junto às rochas metassedimentares.

Brechas hidrotermalizadas são também encontradas nas zonas de contato entre o Granito Mucambo e as rochas metassedimentares. São brechas com matriz composta por óxidos de ferro, por vezes, associada com silicatos. Os clastos são angulosos, e pode haver remobilização de feldspato, clorita e epidoto preenchendo fraturas, além da ocorrência de óxidos e sulfetos disseminados nos interstícios.

Associado ao Granito Mucambo, observa-se metamorfitos termais formados a partir do metamorfismo de contato entre o corpo intrusivo Mucambo e as rochas metassedimentares do Grupo Ubajaras, principalmente o metarenito da Formação Trapiá. Tais rochas formam uma auréola termometamórfica em torno do Granito Mucambo da ordem de 300m de largura. São rochas de granulação fina, cor cinza-escuro, isotrópicas, com estrutura homogênea, conforme já ilustrado na Figura 3B.

Figura 4 - Granito Mucambo. A) Enclave máfico de granulação fina, imerso na rocha granítica. B) Afloramento em forma de lajedo com veios de óxidos de ferro associados. C) Amostra do Granito Mucambo com alteração incipiente. D) Brecha hidrotermal com clastos de feldspatos envolvidos por matriz rica em óxidos de ferro, clorita e/ou epídoto



Fonte: elaborado pela autora.

MÉTODOS ANALÍTICOS

Foram coletadas setenta e uma amostras junto às rochas hospedeiras e principais ocorrências de ferro exploradas pela empresa MDN, localmente denominadas de Alvo Moreno, Alvo Tamandaré, Alvo 072, Alvo Cavalcante, bem como ao Granito Mucambo, além das amostras coletadas dos furos de sondagem fornecidos pela empresa. Dessas, trinta e sete foram feitas lâminas delgadas-polidas, para descrição microscópica, das quais 9 amostras do minério foram selecionadas para análises de microsonda dos óxidos de ferro e silicatos; e 11 amostras de metacarbonatos foram selecionadas para análises de Isótopos estáveis.

Química Mineral por Microsonda Eletrônica

As análises de química mineral das magnetitas foram assim distribuídas: Alvo Moreno (uma amostra de minério magnetítico maciço), Alvo Tamandaré (três amostras, sendo duas de minério maciço e uma de minério brechado), Alvo Cavalcante (uma amostra de minério magnetítico maciço), Alvo 072 (uma amostra de minério brechado) e três amostras

provenientes do Granito Mucambo (duas deles do granito in situ e uma brecha hidrotermal). Essas análises foram realizadas em microsonda eletrônica JEOL JXA-8230 no Laboratório de Microsonda Eletrônica da Universidade de Brasília. Durante as análises o equipamento funcionou com voltagem de 20 kV, corrente de 10 nA e feixe com diâmetro de 1 a 5 µm. Maioria das análises de microsonda foi realizada no núcleo e borda dos cristais, particularmente de magnetita. Os dados analisados foram fornecidos em porcentagem em peso de óxidos (%) para elementos maiores e menores, e passaram por um recálculo para átomos para a confecção dos diagramas e interpretação dos resultados.

Isótopos Estáveis de C e O.

Foram realizadas 11 análises em amostras de metacarbonatos, das quais 9 (nove) são provenientes de um furo de sondagem realizado pela empresa MDN Mineração, e outras duas amostras coletadas nas frentes de lavra durante a etapa de campo, e encontram-se na Tabela 1. As análises foram realizadas no Laboratório de Geocronologia e Geoquímica Isotópica da Universidade de Brasília, em espectrômetro de massa Delta V Plus conectado a Gas Bench II. As amostras reagiram com H₃PO₄ a temperatura de 72°C após lavagem do frasco com hélio para a remoção de gases atmosféricos. Os dados isotópicos resultantes 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.

RESULTADOS

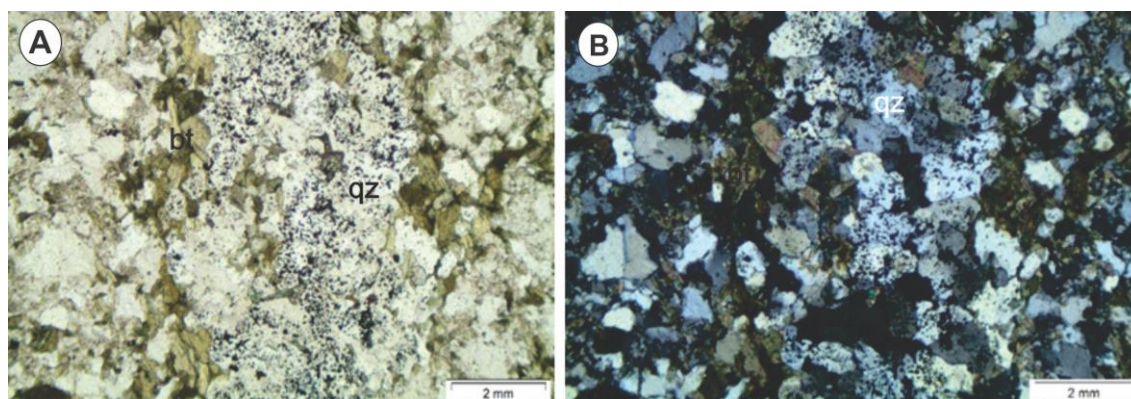
1. Petrografia das rochas hospedeiras

- Rochas metassedimentares do Grupo Ubajara

Os **metarenitos do Grupo Ubajara** apresentam textura clástica, com cristais de quartzo pouco recristalizados, sublinhando aspectos de textura sedimentar remanescente, com formas angulosas a subangulosas e contatos serrilhados entre si. A mineralogia é composta por quartzo, feldspato, biotita e minerais opacos intersticiais. Ocasionalmente, são encontrados termos com microfragmentos líticos de composição básica e granulação fina o que pode sugerir variações para litofácies mais imaturos como metagrauvacas ou arenitos

microconglomeráticos. Microveios de quartzo com opacos, ladeados por agregados de biotita parda lamelar, neoformados, preenchendo microfraturas, são também observados (Figura 5A, B).

Figura 5 - Fotomicrografias de metarenitos do Grupo Ubajara. A) e B) LN e LP: Microveios de quartzo com opacos, ladeados por agregados de biotita parda lamelares neoformadas

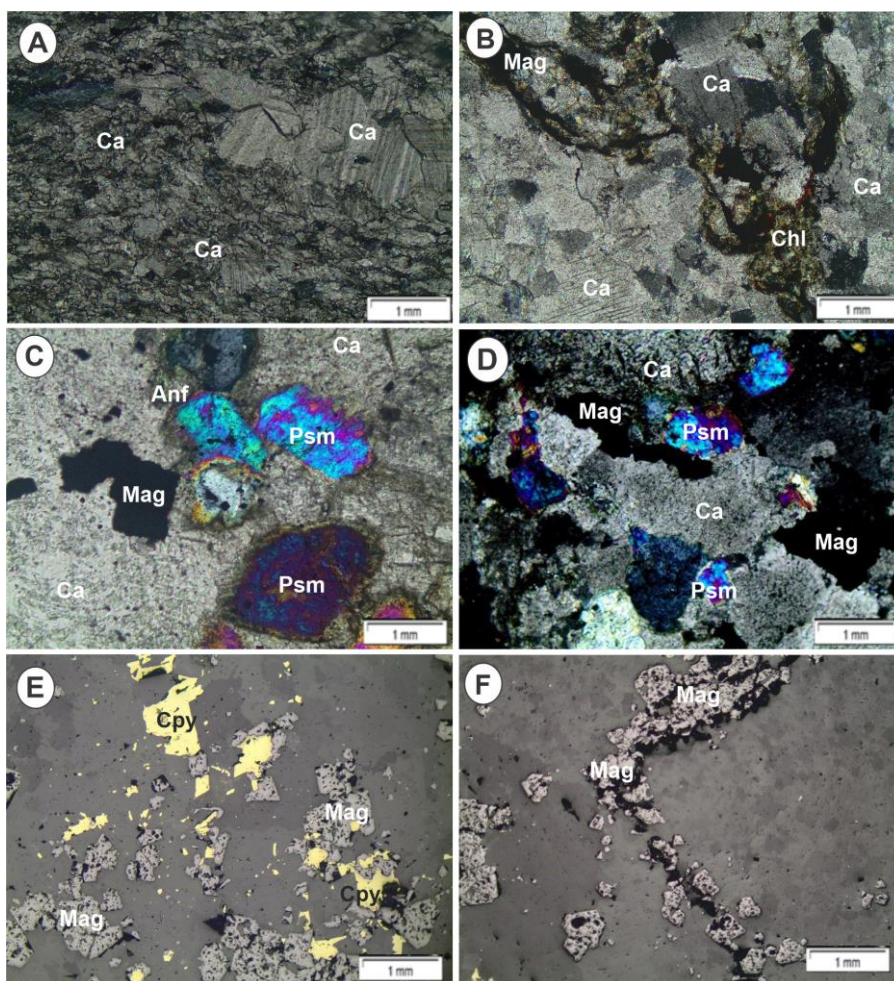


Fonte: Elaborado pela autora.

Os **metacarbonatos da Formação Frecheirinha** são uma das principais unidades hospedeiras da mineralização, assim como sua ocorrência é muito abrangente, e afloram em praticamente todos os alvos da área de estudo. Os mármore apresentam textura e composição variadas, indo de mármore calcíticos de granulação fina e mármore dolomíticos de granulação mais grossa, até mármore impuros. Os dois primeiros apresentam mineralogia mais simples, sendo dominada por calcita e dolomita, respectivamente (Figura 6, A e B). Entretanto, próximo às zonas mineralizadas em ferro, são comuns apresentar textura granoblástica, composição dominada por calcita e dolomita, com quantidades menores de quartzo, e, localmente, clorita, pirita, calcopirita e magnetita, estes últimos em veios ou microveios (Figura 6, E,F).

Os mármore impuros apresentam mineralogia mais complexa, marcada pela neoformação de piroxênios, anfibólios, pirosmalita ($\text{Mn}^{2+}_{5.8}\text{Fe}^{2+}_{1.8}\text{Si}_6\text{O}_{15}(\text{OH})_6\text{Cl}_4$), clorita e mineralizações de sulfetos de ferro e cobre e óxidos de ferro, como resultado da influência de metassomatismo ocasionado pela intrusão do Granito Mucambo, o que permite tratá-las como escarnóide, uma vez que o protólito ainda é preservado (Figura 6, C,D, E, F).

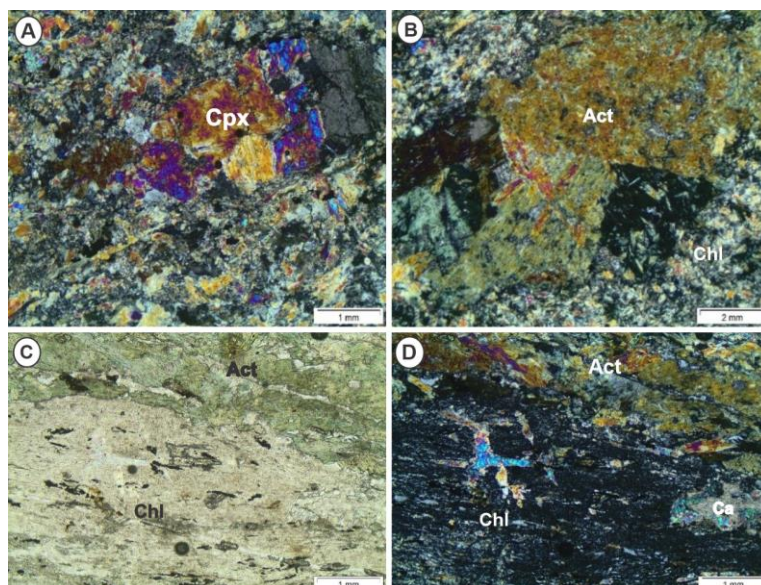
Figura 6 - Fotomicrografias dos metacalcários da Fm. Frecheirinha. A) LP: Matriz carbonática cominuída com carbonatos neoformados subidioblásticos. B) LP: Contato entre cristais recrystalizados de carbonatos contendo microveios de clorita e opacos associados. C) Agregados de pirosmalita (Psm) subédricos alterados para anfibólio (Anf) nas bordas, em meio a matriz carbonática (Ca). D) Ocorrência de agregados subidioblásticos de pirosmalita (Psm) juntamente com carbonatos (Ca) e magnetita (Mag) na matriz da rocha. E) LR: Cristais de magnetita (Mag) e Calcopirita (Cpy) dispersos na matriz carbonática da rocha. F) Magnetita (Mag) tardia disseminada e em microveio da rocha metacarbonática



Fonte: Elaborado pela autora.

Amostras de *exoskarns* encontradas próximas ao contato do Granito Mucambo com as metacarbonáticas hospedeiras da mineralização de Fe do Alvo Moreno exibem clinopiroxênio que ocorre em agregados porfiroblásticos (Figura 7A), parcialmente substituídos por actinolita, clorita, carbonato e pirosmalita (Figuras 7B, C, D), estes últimos correspondentes ao estágio retrogradante do sistema *skarn*.

Figura 7 - A) LP: Exoskarn com agregados porfiroblásticos de clinopiroxênio (cpx) parcialmente substituídos por actinolita (act), clorita (chl) e carbonato (ca); B) LP: Porfiroblastos de anfibólio (actinolita) alterados ou substituídos por clorita. C) LN e LP: Agregados de actinolita substituídos parcialmente por clorita e carbonatos

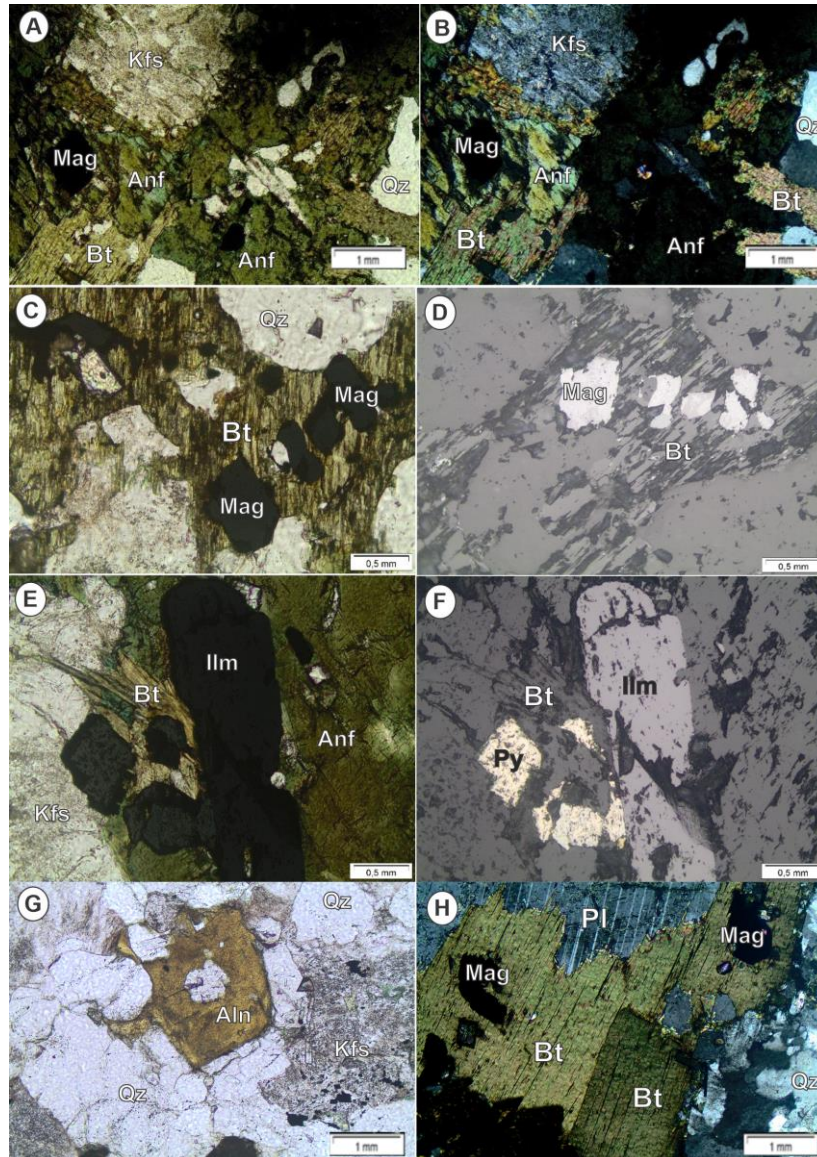


Fonte: Elaborado pela autora.

- Granito Mucambo

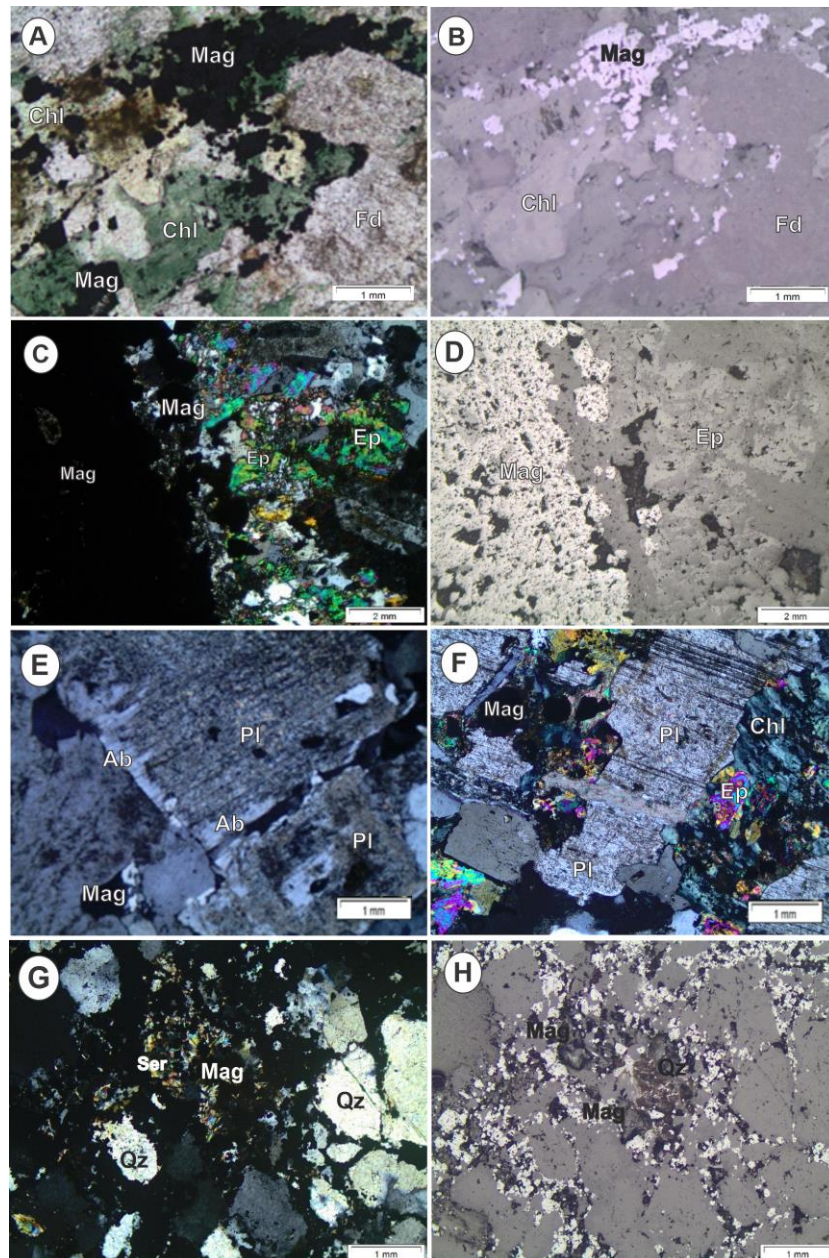
Dados petrográficos do Mucambo revelam uma assembléia mineralógica composta por minerais essenciais a base de quartzo, plagioclásio, k-feldspato, anfibólio, biotita e, como minerais acessórios, apatita, ilmenita, allanita, magnetita I e zircão característicos de granitos metaluminosos, moderadamente oxidados, como ilustra a Figura 8 (A, B, C, D, E, F, G, H). Albita, epidoto, clorita, sericita e carbonato aparecem como minerais secundários. Entre os óxidos, a ilmenita ocorre disseminada, com percentual inferior a 0,1% em meio aos silicatos ígneos, e a magnetita I, com concentrações em torno de 0,2% encontra-se inclusa em hornblenda e/ou biotita. Adicionalmente, observa-se magnetita II em agregados de cristais subédricos a anédricos ao longo de microfraturas irregulares associados à duas fases de alteração hidrotermal, conforme a Figura 9 (A, B, C, D, E, F, G, H): i) uma fase inicial (Fe-Mg-Ca) marcada por alterações subsólidas a partir de minerais ferro-magnesianos (anfibólio e biotita) (A, B), onde se encontra associada com titanita, clorita, epídoto, às vezes preenchendo microfraturas em plagioclásio (C, D, E, F); ii) Uma fase mais diferenciada ou evoluída (Fe-K-Si), marcada basicamente pela associação quartzo, sericita e magnetita (G, H).

Figura 8 - Fotomicrografias da associação mineral do Granito Mucambo. A) e B) Associação de minerais primários como quartzo (qz), feldspato potássico (Kfs), anfibólio (Anf) e biotita (Bt) juntamente com a magnetita I (Mag). C) e D) Magnetita I (Mag) na forma de inclusão dentro da biotita (Bt) primária. E e F) Pirita (Py) e Ilmenita (Ilm) juntamente com a biotita (Bt) e anfibólio (Anf). G) Allanita (aln) ocorrendo nos interstícios da matriz rica em quartzo (Qz) e feldspato potássico (Kfs). H) Magnetita I (Mag) ocorrendo como inclusão nos cristais de biotita (Bt), e cristais de plagioclásio (Pl)



Fonte: Elaborado pela autora.

Figura 9 - Fotomicrografias das alterações hidrotermais do Granito Mucambo. A) e B) Magnetita hidrotermal (Mag) associada com clorita (Chl) que está substituindo os minerais primários como o anfibólio (Anf) e a biotita (Bt). C) e D) Magnetita (Mag) na forma de veio e disseminada junto com o epidoto (Ep) provenientes de alteração hidrotermal de Ca-Fe. E) Albitização sublinhada pelo desenvolvimento de albita (Ab) bordejando plagioclásio primário (Pl). F) Clorita (Chl), epidoto (Ep) e magnetita II (Mag) preenchendo microfraturas em plagioclásio primário. G) e H) Agregados de magnetita (Mag) e quartzo (Qz) subédricos a anédricos com sericita (Ser) neoformada entre os grãos, sublinhando um estágio mais evoluído das alterações.



Fonte: Elaborado pela autora.

- Hornfels

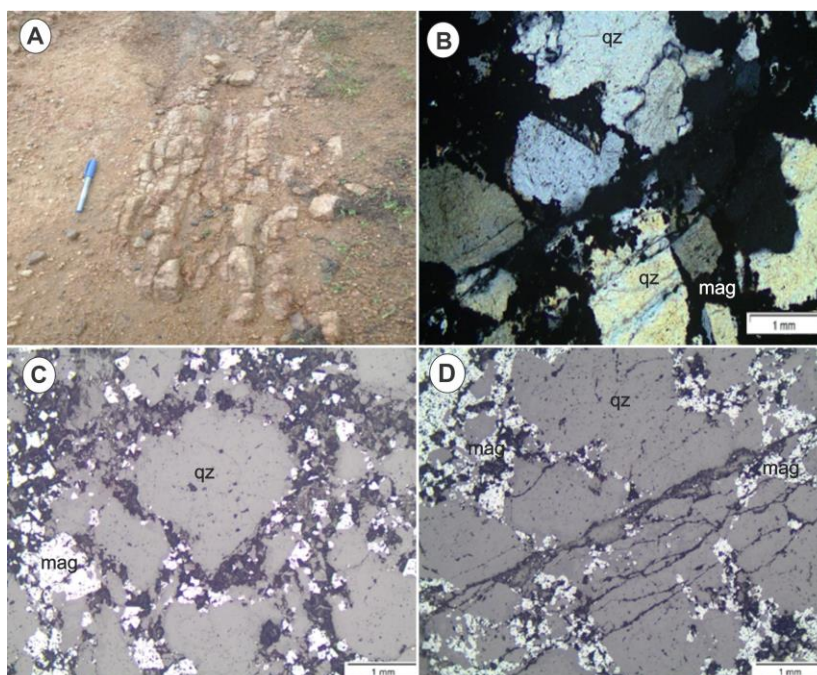
Os hornfels são resultado do metamorfismo de contato entre a intrusão granítica Mucambo e as rochas psamíticas da Formação Trapiá, e localizam-se próximos a zona de contato. São marcados por processos de silicificação, recristalização, neoformação de minerais de mais alta temperatura, e remobilização de óxidos e sulfetos de Fe. Exibem textura e composição variada. Quando o protólito sedimentar é mais quartzoso, a rocha apresenta composição quartzosa e textura granoblastica poligonal, com cristais de quartzo recristalizados em ângulo em torno de 120°. Quando o protólito é mais síltico ou argiloso tem-se a formação de porfiroblastos de andalusita em matriz de quartzo, mica branca e clorita neoformadas.

2. Tipologia do minério

- Minério maciço/filões

Associam-se tanto às rochas metacarbonáticas da Formação Frecheirinha, identificadas como Alvos Moreno, Cavalcante e Tamandaré, quanto às rochas metasiliciclásticas das formações Trapiá e Caiçaras, conhecidas como Alvo 072, que estão localizados no mapa da Figura 2. Ocorrem sob forma de corpos maciços, tabulares e irregulares, encontrando-se parcialmente intemperizados, além de, em menor escala, ocorrer na forma de brechas e disseminados. Variam de escala microscópica a escala métrica, com espessura e comprimento entre alguns centímetros a dezenas de metros. Alguns veios de magnetita, de menor expressão, de direção N60E, são localizados próximos à borda SE do Granito Mucambo, em contato com rochas metassedimentares, onde se encontram fraturados e/ou microfalhados, como ilustra a Figura 10.

Figura 10 - A) Afloramento do granito mucambo com veios de óxidos de Fe associado. B), C) e D) Veios de quartzo com magnetita associado a um sistema de fraturas ou falhas de direção N60E, paralelo ao Lineamento Transbrasiliano, na borda SE do Granito Mucambo. Notar o caráter recorrente do tectonismo, marcado pela sobreposição da deformação junto aos cristais de quartzo e da magnetita, que se encontram microfalhados

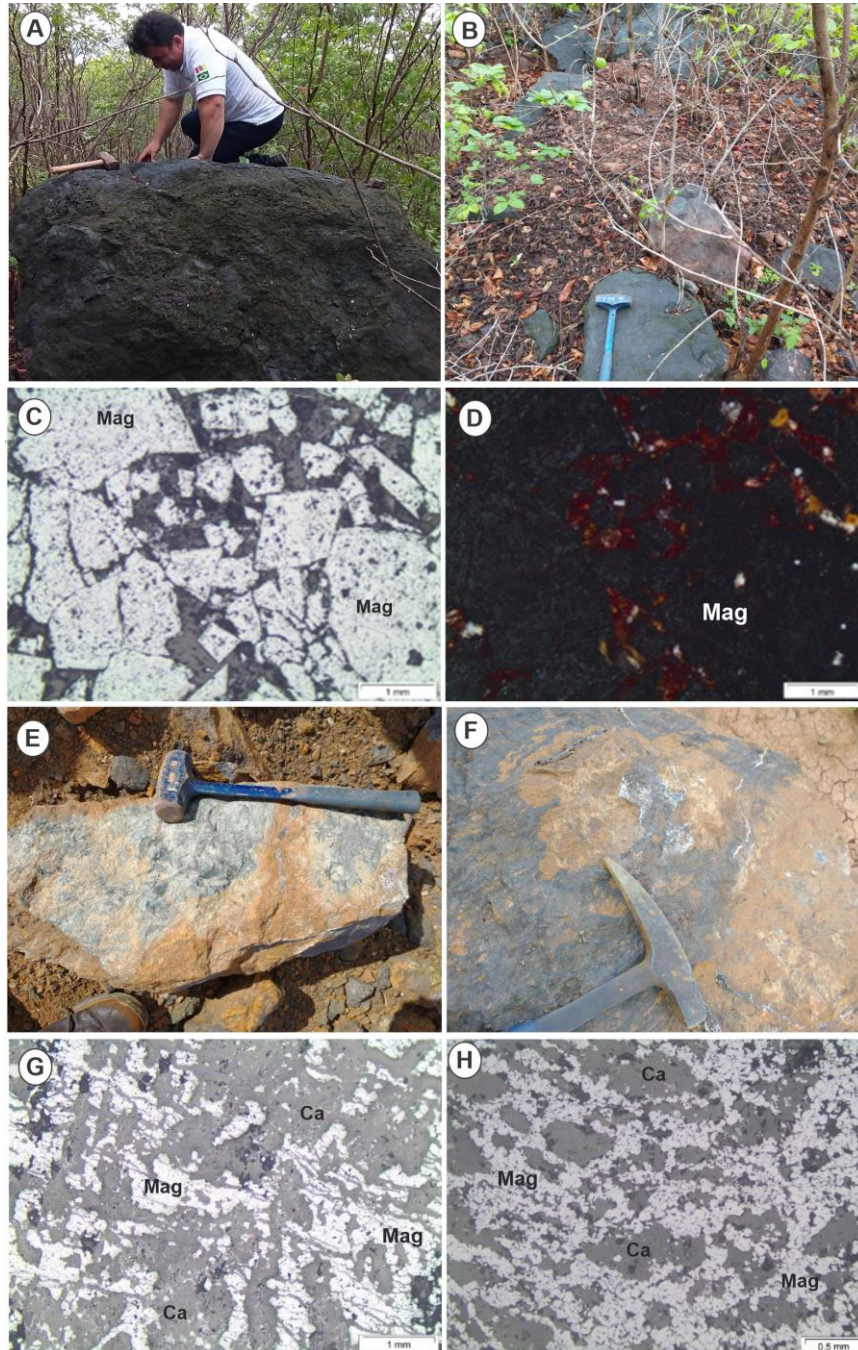


Fonte: Elaborado pela autora.

No Alvo Moreno, próximo ao Granito Mucambo, dominam as ocorrências mais ricas em minério de ferro filoneano e/ou maciço em associação com rochas metacarbonáticas escarnitizadas, atribuídas à Formação Frecheirinha (Figura 11 - A e B). Ao microscópio, o minério é composto por agregados de cristais de magnetita, martitizados, bem formados, subédricos a euédricos, com tamanho entre 0,5 a 2mm, em matriz carbonática. Estes cristais exibem ângulos agudos, característicos de textura *infill*. Como minerais subordinados ocorrem stilplomelano, quartzo e/ou hidróxido de ferro nos interstícios dos cristais (Figura 11- C e D). Em zonas mais distais do contato com o Granito Mucambo, Alvos Cavalcante (Figura 11 – E, F, G e H) e Tamandaré (Figura 12), mas hospedados ainda em metacalcários da Formação Frecheirinha, tem-se uma zona de transição marcada por veios e bolsões irregulares de óxidos de ferro, que substituem progressivamente as rochas hospedeiras. Microscopicamente, o minério é composto por agregados de cristais de magnetita microgranulares, martitizados, bem formados, subédricos a anédricos, exibindo textura granoblástica maciça, granulação fina

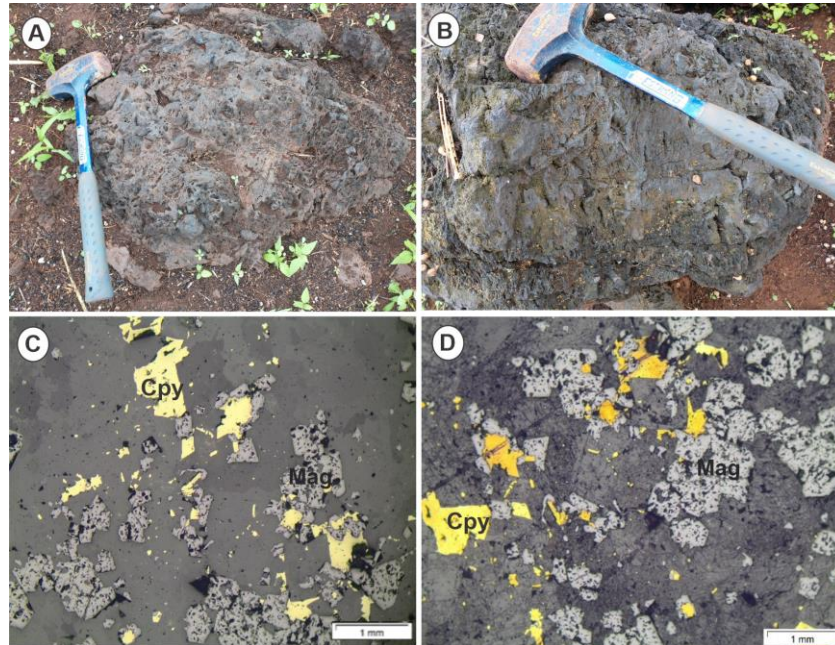
(<0,25mm) o que o diferencia dos filões anteriores (Figura 11- G e H). Este minério ocorre também ao longo da estratificação e em espaços vazios (zonas extensionais) formados pela tectônica rúptil tardi a pós-brasiliana e, geralmente, contém cavidades geradas pela dissolução dos carbonatos (Figura 12 - A e B). No Alvo Cavalcante, ocorre ainda um pequeno corpo ultramáfico, fortemente alterado, que imprime alteração junto à rocha metacarbonática e formação de minerais secundários ricos em cobre. Alguns dos filões de magnetita encontrados nesse Alvo, tem-se também traços de manganês, que podem estar associados à influência das rochas hospedeiras. No alvo 072, o minério está associado às rochas metapsamo-pelíticas do Grupo Ubajara, onde dominam veios, filões e brechas heterolíticas (Figura 13 - A e B). Os veios são compostos por magnetita martitizada, hematita especular, alguns dos quais zonados, com magnetita martitizada na borda e hematita especular no centro do veio, associado às vezes com quartzo acicular (Figura 13 – C e D). Normalmente, os veios hematíticos especularíticos são de espessura centimétrica discordantes do minério magnetítico maciço ou hematítico maciço.

Figura 11 - A) e B) Fotografias *in loco* do Alvo Moreno, e do minério filoneano maciço. C) e D) Fotomicrografias do minério maciço, composto majoritariamente por magnetita (Mag) subidoblástica, com hidróxido de Fe intersticial. E) e F) Fotografias *in loco* do Alvo Cavalcante, metacarbonatos da Fm. Frecheirinha sendo substituídos pela magnetita (Mag) e laterização. G) e H) Fotomicrografias da magnetita (Mag) substituindo a associação mineral da rocha metacarbonática



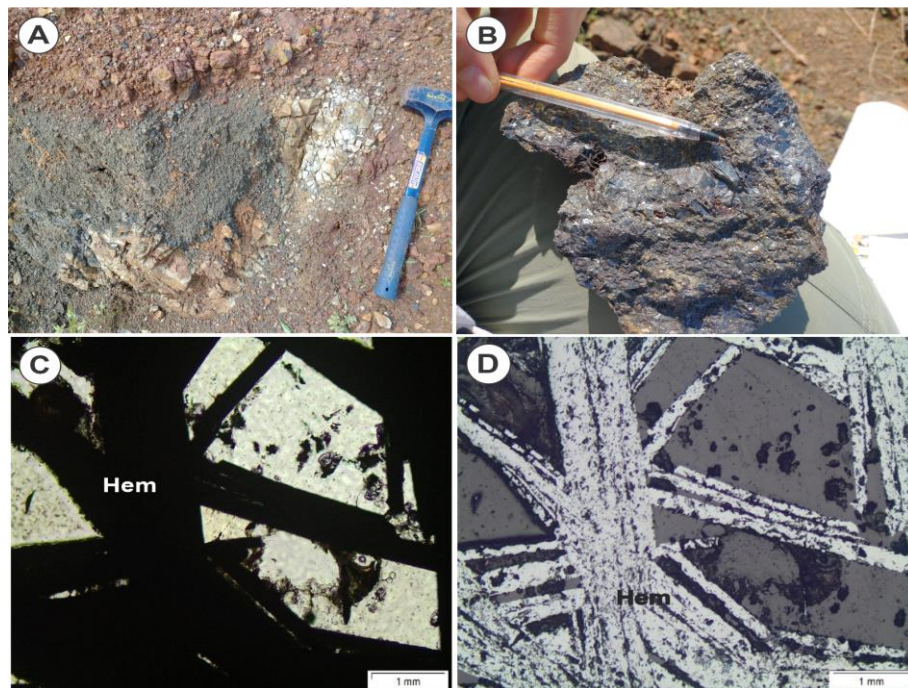
Fonte: Elaborado pela autora.

Figura 12 - A) e B) Fotografias *in loco* do Alvo Tamandaré. Minério maciço, fortemente magnético, com cavidades geradas pela dissolução dos carbonatos, situação que são reconhecidas as estruturas de karstificação. C) e D) Fotomicrografias do minério magnetítico associado com sulfetos. (Cpy = Calcopirita; Mag = magnetita)



Fonte: Elaborado pela autora.

Figura 13 - A) e B) Fotografias do Alvo 072, com ocorrência de minério filoneano de magnetita, e minério hematítico especular. C) e D) Fotomicrografias do minério hematítico especular, associados com quartzo da rocha siliciclástica da Formação Trapiá



Fonte: Elaborado pela autora.

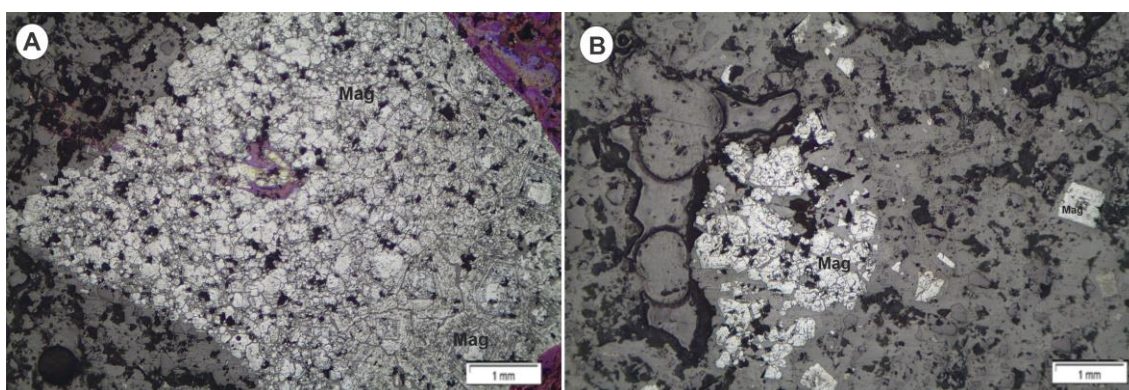
- *Minério Disseminado*

O minério disseminado, por sua vez, ocorre em quase todas as unidades litológicas da área de estudo, sendo dominado pelos minerais da ganga com ocorrências subordinadas dos óxidos de ferro. A mineralogia da ganga varia em função da rocha hospedeira. No caso das rochas carbonáticas, domina uma associação de skarn distal, com diopsídio, pirosmalita, actinolita, clorita, carbonato (calcita e dolomita), magnetita e sulfetos como calcopirita, pirita e pirrotita, como ilustra a Figura 5.

- *Minério Brechado*

O minério brechado ocorre próximo às zonas de contato entre o arenito Trapiá e o metacalcário Frecheirinha, porções leste e sudeste da área. É caracterizado como brechas polimíticas, por vezes com a matriz argilo-arenítica, por vezes composta por óxidos de ferro, clorita e/ou quartzo. Os clastos são angulosos, e podem apresentar-se cominuídos nos interstícios da matriz. Micas em menor quantidade associadas ao epidoto e outros silicatos também foram identificados. Observa-se a sobreposição da magnetita, na forma de agregados, sobre os minerais primários, e esses apresentam-se intensamente fraturados (Figura 14). Em alguns cristais, a magnetita encontra-se zonada. Pode-se notar também, em menor quantidade, microveios de hidróxido de Fe, assim como de clorita com associação a sulfetos.

Figura 14 - Fotomicrografias do minério brechado e fraturado. Observa-se uma zonação incipiente nos cristais, indicando sua associação a fluidos hidrotermais

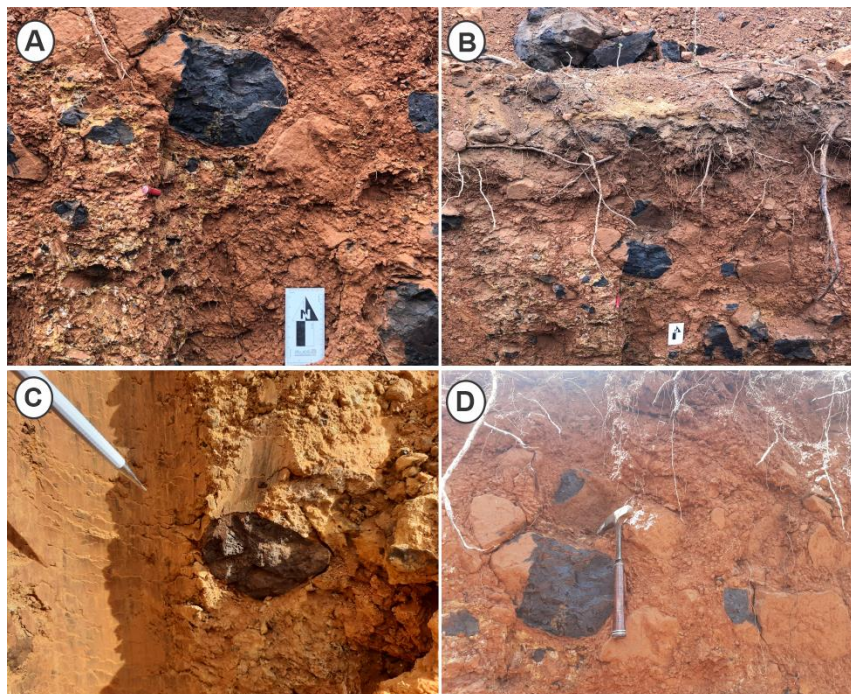


Fonte: Elaborado pela autora.

- Minério Detrítico-Laterítico Coluvionar

O minério detrítico-laterítico coluvionar é o mais abundante e está associado à cobertura de solos detrítico-lateríticos desenvolvida sobre rochas metassedimentares clásticas e químicas do Grupo Ubajara que se encontram deformadas, hidrotermalizadas e alteradas intempericamente (Figura 15). Ocorrem em praticamente todos os alvos da área de estudo, e são compostos de blocos ou seixos de minério magnetítico macico, hematítico maciço e especularítico de tamanho entre 1 e 30cm, dispersos em solos lateríticos. Os blocos de maiores tamanhos estão próximos às rochas fontes, indicando pouco transporte, enquanto os seixos, que variam de sub-arredondados a arredondados, centimétricos, cor preta característica, alta densidade, são dispersos pelas rochas hospedeiras da região. A maior concentração, entretanto, ocorre nos arredores e encostas que bordejam o topo do serrote, conhecido como Fazenda Angustura, mas se estende por áreas peneplanizadas ocupadas por mármore da Formação Frecheirinha. Pacotes de lateritas, avermelhadas e friáveis, que se desenvolvem tanto em paleovales em meio às rochas metassedimentares clásticas quanto junto às rochas metacarbonáticas indicam que as maiores espessuras estão associadas às subsidências nos terrenos cársticos, com profundidades de até 20m, retratando provavelmente dolinas. Essa tipologia de ocorrência é derivada de processos como desmonte intempérico de filões de minério de ferro hidrotermal, que ocorrem nessa região, os quais foram alterados, erodidos e transportados, acompanhados de laterização, portanto sua assembleia mineralógica está associada aos minérios supracitados. A Tabela 1 sintetiza os principais tipos de minério encontrados em cada Alvo do Depósito do Torto.

Figura 15 - Fotografias das ocorrências de minério coluvionar. Observa-se colúvios que variam de 1 a 30cm, aproximadamente, dispostos em camadas de solo laterizado, com magnetita maciça proveniente do desmonte de filões do minério maciço filoneano



Fonte: Elaborado pela autora.

Tabela 1: Resumo dos principais tipos de minério encontrados no Depósito do Torto. (Qz = quartzo, KF = Feldspato Potássico, Pl = Plagioclásio, Chl = Clorita, Ca= carbonato).

Alvo	Tipologia do Minério	Minerais de Minério	Textura	Minerais de Ganga	Rocha Hospedeira	Distância do Corpo Intrusivo (m)
Granito Mucambo	Disseminado, filoneano, brechado	Magnetita	Cristais sub a anédricos associados a microfraturas	Qz, KF, Pl, Ep	Granito Mucambo	-
Alvo Moreno	Disseminado, filoneano, brechado	Magnetita	Cristais subédricos a euédricos; 0,5 a 2mm	Ca, Qz, Chl	Metacarbonatos da Fm. Frecheirinha e Granito Mucambo	250-350m
Alvo 072	Filoneano, brechado, coluvionar, disseminado	Magnetita, Hematita especular	Cristais fibrorradiados de hematita especular	Ca, Qz, Chl, Ep	Siliciclásticas da Fm. Trapiá	800-1000m
Alvo Cavalcante	Disseminado, filoneano, brechado	Magnetita	Cristais microgranulares, sub a anédricos; <0,25mm	Ca, Qz, Chl, Ep	Metacarbonatos da Fm. Frecheirinha	2200-2500m
Alvo Tamandaré	Disseminado, filoneano, brechado, coluvionar	Magnetita	Cristais microgranulares, sub a anédricos; <0,25mm	Ca, Qz, Chl, Ep	Metacarbonatos da Fm. Frecheirinha	2100-2400m

Fonte: Elaborado pela autora.

3. *Composição Química do Minério e da Magnetita*

Dados químicos obtidos pela Cia MDN em amostras do minério de ferro das seguintes ocorrências, revelaram os seguintes teores: i) minério coluvionar (66,47 - 64,23% de Fe); ii) vênulas e filões de ferro presentes em matriz ardósiana/argilosa, com magnetita maciça (62,46 - 68,54% de Fe); iii) minério maciço e venulado em rochas metacarbonáticas (57,27 - 66% de Fe) para amostras coletadas em superfície, e (40 - 42,84% de Fe) para amostras coletadas de testemunhos de sondagem; iv) minérios de ferro associados aos metarenitos, que envolvem os subtipos: (a) minério brechóide e (b) minério silicoso, que apresenta textura de substituição da sílica por ferro, os teores de ferro variam entre 56,75 e 56,67%, respectivamente. Vale ressaltar ainda, que amostras de minério do Alvo Cavalcante, alvo mais distal, também estão associadas com argilominerais ricos em Ni (willemseita), além de talco, o que pode inferir uma contribuição máfica/ultramáfica, externa ao granito nesse local.

Em termos de química mineral, conforme sintetiza a Tabela 2, a ilmenita do Granito Mucambo apresentam teores de TiO_2 (39,62-48,92%), V_2O_3 (0,32-0,54%), FeO (29,73 - 40,49%), Fe_2O_3 (3,3-16,16%) MgO ($\leq 0,08$), Al_2O_3 ($\leq 0,51\%$), CaO ($\leq 0,1\%$), NiO ($\leq 0,07\%$), Cr_2O_3 ($\leq 0,08$) e MnO relativamente alto (1,55-4,73%). As magnetitas do Granito Mucambo são pobres em TiO_2 ($< 0,61\%$) e V_2O_3 ($< 0,07\%$). Os demais teores são FeO (25,46 - 31,09%), Fe_2O_3 (58,73 - 69,60%), MnO ($< 0,15\%$), MgO ($< 0,2\%$) Al_2O_3 ($< 0,99\%$), CaO ($< 0,61\%$), F ($\leq 0,25\%$) e Cl ($\leq 0,49\%$). As magnetitas dos veios e/ou filões das metacarbonáticas exibem TiO_2 ($\leq 0,25\%$), V_2O_3 ($\leq 0,57\%$); FeO (28,5 - 31,18%), Fe_2O_3 (66 - 70,14%), Al_2O_3 ($\leq 0,54\%$), MnO ($\leq 3,25\%$), MgO ($\leq 0,5\%$); CaO ($\leq 3,96\%$), F ($\leq 0,25\%$), Cl ($\leq 0,43\%$) e dos filões juntos às metasiliciclásticas TiO_2 ($\leq 0,26$), FeO (26,73 - 29,54%), Fe_2O_3 (60,36 - 66,06%), Al_2O_3 ($\leq 1,0\%$), V_2O_3 ($\leq 0,13$), MnO ($\leq 0,11$), MgO ($\leq 0,64$), CaO ($\leq 0,06$), ($\leq 0,08$), F ($\leq 0,28\%$), Cl ($\leq 0,036\%$).

Os valores mais altos em V e Mn são encontrados junto às ilmenitas do Mucambo. Em termos de magnetita, as magnetitas do Granito Mucambo (amostras MUCA e DD08) são as que apresentam valor um pouco mais elevado de TiO_2 . As magnetitas mais distais dos alvos Cavalcante, Tamandaré e Alvo 072 apresentam os valores mais baixos de Ti-V que os demais. Adicionalmente, as magnetitas do Alvo Cavalcante são as que apresentam os maiores valores em Mg e Mn, indicando que as magnetitas junto aos alvos carbonatados são mais ricas nesses elementos, o que deve retratar a influência da rocha hospedeira ou o enriquecimento de Mg e Mn no fluido hidrotermal remanescente. Os valores mais elevados de Si nas magnetitas do

depósito, foram encontrados nas amostras do Granito Mucambo e na amostra do Alvo Cavalcante.

Essas características são melhor observadas nos diagramas triangulares Ti+V-Mg-Mn e Al-Mg-Mn (HU *et al.* 2014) e no diagrama Ti+V vs Al+Mn+Ca (DUPUIS & BEAUDOIN, 2011; modificado por NADOLL *et al.*, 2014), elaborados para representar a magnetita encontrada em diferentes depósitos hidrotermais e magmáticos, além de outros diagramas que serão apresentados na sequência.

Tabela 2 - Valores elementares mínimos, médios e máximos das magnetitas dos alvos presentes no Depósito do Torto. Resultados sumarizados, a tabela completa será disponibilizada no Apêndice 1

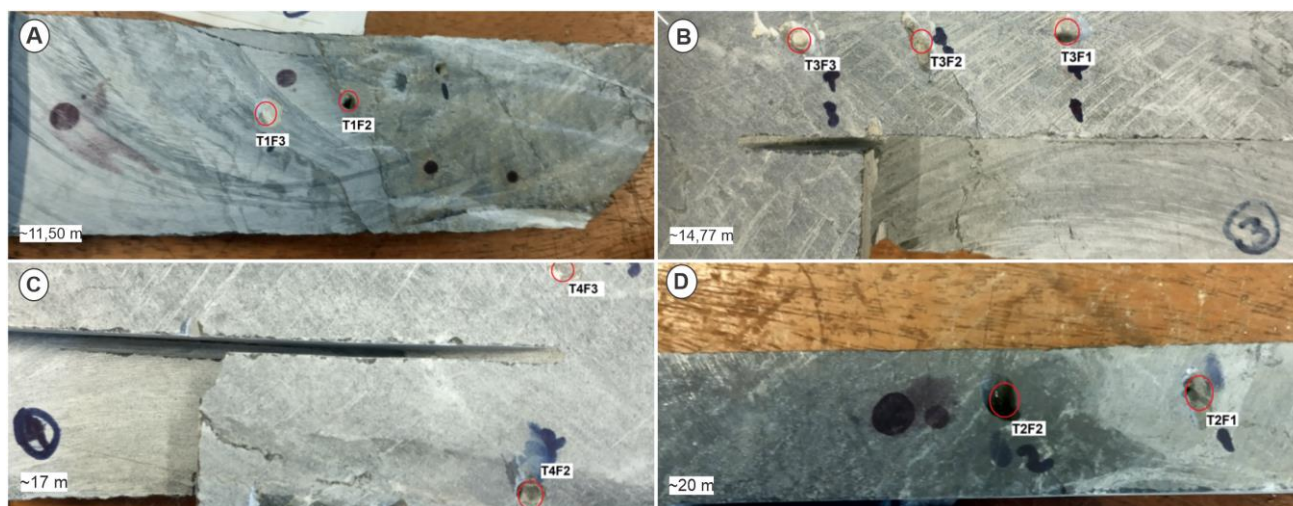
Amostra	GRANITO MUCAMBO								
	MUCA- Magnetita do Granito Muc			DD06- Ilmenita do Granito Muc			DD08 - Brecha Mineralizada		
Nº Análises	18			13			19		
	Mín (wt%)	Máx (wt%)	Med (wt%)	Mín (wt%)	Máx (wt%)	Med (wt%)	Mín (wt%)	Máx (wt%)	Med (wt%)
SiO₂	0,28	2,95	1,42	0,00	0,74	0,07	0,48	2,57	1,14
CaO	0,02	0,74	0,21	0,00	0,11	0,05	0,02	0,47	0,13
Cr₂O₃	0,00	0,07	0,03	0,00	0,09	0,01	0,00	0,18	0,03
Al₂O₃	0,04	1,00	0,38	0,00	0,51	0,06	0,01	0,87	0,27
TiO₂	0,00	0,61	0,11	35,70	48,92	43,62	0,00	0,34	0,07
FeO	25,46	31,09	29,87	29,73	40,49	36,42	28,53	31,03	30,23
Fe₂O₃	58,73	69,60	67,37	3,33	16,16	8,80	64,50	69,23	67,98
MgO	0,00	0,21	0,05	0,00	0,08	0,02	0,00	0,13	0,05
MnO	0,00	0,15	0,06	1,55	4,73	3,67	0,00	0,16	0,04
NiO	0,00	0,08	0,02	0,00	0,07	0,02	0,00	0,08	0,03
V₂O₅	0,00	0,07	0,02	0,33	0,55	0,41	0,00	0,08	0,04
Amostra	ALVO TAMANDARÉ								
	DDH103 - Metacalcário Mineralizado			TRC-25 - Minério Filoncano			TEST_1 - Brecha mineralizada		
Nº Análises	2			12			4		
	Mín (wt%)	Máx (wt%)	Med (wt%)	Mín (wt%)	Máx (wt%)	Med (wt%)	Mín (wt%)	Máx (wt%)	Med (wt%)
SiO₂	0,54	1,98	1,26	0,73	1,96	1,42	0,27	0,41	0,34
CaO	0,02	0,10	0,06	0,00	0,13	0,06	0,03	0,29	0,17
Cr₂O₃	0,00	0,04	0,02	0,00	0,02	0,00	0,00	0,12	0,03
Al₂O₃	0,08	0,21	0,14	0,11	0,38	0,20	0,03	0,57	0,21
TiO₂	0,00	0,16	0,08	0,00	0,25	0,09	0,00	0,25	0,07
FeO	30,16	31,18	30,67	29,80	30,74	30,13	30,97	31,17	31,09
Fe₂O₃	68,01	70,07	69,04	66,52	68,65	67,45	69,13	70,14	69,57
MgO	0,02	0,09	0,06	0,01	0,05	0,03	0,00	0,03	0,01
MnO	0,07	0,25	0,16	0,00	0,08	0,02	0,00	0,06	0,03
NiO	0,00	0,06	0,03	0,00	0,03	0,01	0,00	0,04	0,01
V₂O₅	0,00	0,03	0,01	0,00	0,02	0,00	0,00	0,05	0,04
Amostra	ALVO MORENO			ALVO CAVALCANTE			ALVO 072		
	DD14 - Minério Coluvionar - Maciço			DD61 - Minério Coluvionar - Maciço			DD67 - Brecha mineralizada		
Nº Análises	3			11			17		
	Mín (wt%)	Máx (wt%)	Med (wt%)	Mín (wt%)	Máx (wt%)	Med (wt%)	Mín (wt%)	Máx (wt%)	Med (wt%)
SiO₂	0,36	1,14	0,75	0,95	3,26	2,24	0,01	0,95	0,42
CaO	0,08	0,10	0,09	0,01	0,08	0,05	0,00	0,13	0,06
Cr₂O₃	0,00	0,00	0,00	0,00	0,03	0,02	0,00	0,07	0,02
Al₂O₃	0,04	0,12	0,08	0,08	0,19	0,12	0,07	1,00	0,32
TiO₂	0,00	0,11	0,06	0,00	0,20	0,07	0,00	0,27	0,08
FeO	30,46	30,97	30,72	28,50	30,08	29,25	26,73	29,54	28,38
Fe₂O₃	68,09	69,32	68,71	66,00	67,53	66,70	60,36	66,06	63,73
MgO	0,00	0,05	0,03	0,07	0,51	0,27	0,00	0,08	0,01
MnO	0,00	0,12	0,06	0,05	0,30	0,15	0,00	0,11	0,03
NiO	0,03	0,05	0,04	0,00	0,09	0,04	0,00	0,11	0,03
V₂O₅	0,01	0,02	0,02	0,00	0,03	0,01	0,00	0,13	0,05

Fonte: Elaborado pela autora.

4. Isótopos Estáveis de C e O nos Carbonatos

As amostras analisadas exibem variações texturais e composicionais, particularmente, as do furo de sondagem, onde são reconhecidos dois tipos petrográficos: os metacalcários e os metacalcários brechados e hidrotermalizados. Os primeiros compreendem carbonatos de cor cinza bege, granulação fina a média, recristalizados com feições de alteração, e calcita branca neoformada em veios associados ou não com quartzo. Os metacalcários brechados apresentam-se mais diversificados e alterados, observando-se além dos carbonatos, clorita na forma de veios e, por vezes, com distribuição pervasiva ou penetrativa na matriz, além de hidróxido de Fe, e minerais opacos representados por hematita, magnetita, calcopirita e pirita (Figura 16). As duas amostras coletadas em afloramentos no trabalho de campo, DD34 e DD62, são representadas por metacarbonatos hidrotermalizados de forma incipiente, com estruturas sedimentares reliquias, como bandamentos sublinhados de matéria orgânica ainda preservados, levemente deformados por tectônica rúptil-dúctil.

Figura 16 - Fotografias da localização dos pontos analisados nos intervalos de sondagem, do topo em direção a base do furo. A: 11,50m, B: 14,77m, C: 17m e D: 20m



Fonte: Elaborado pela autora.

Os valores de $\delta^{13}\text{C}$ e $\delta^{18}\text{O}$ das rochas metacarbonáticas são apresentados na Tabela 3 e Figuras 17 e 18. Os dados de Carbono expressos em PDB das amostras do Torto variam entre -3,56 e 2,75 ‰, enquanto os de oxigênio em SMOW oscilam entre 11,34 e 16,09 ‰. Os valores mais baixos em $\delta^{13}\text{C}$ são associados aos mármore brechados e hidrotermalizados, enquanto os valores mais altos em $\delta^{13}\text{C}$ e $\delta^{18}\text{O}$ ‰ são encontrados junto aos metacarbonatos pouco hidrotermalizados.

Tabela 3 - Descrição sucinta das amostras de mármore analisadas no Depósito do Torto e valores correspondentes de $\delta^{18}\text{O}$ e $\delta^{13}\text{C}$

Amostra	Descrição	Localização Amostra	Mineralogia	V-SMOW $\delta^{18}\text{O}$	V-PDB $\delta^{13}\text{C}$	V-PDB $\delta^{18}\text{O}$
T1 F2	Mármore Mineralizado	Profund. ~11,50m - Furo DDH04 - Alvo TAM	70% Ca, 10% Chl, 5% Cpy, 5% Mag, 3% Hem, 7% Hidróx Fe	12,67	-2,81	-17,64
T1 F3	Mármore Hidrotermalizado	Profund. ~11,50m - Furo DDH04 - Alvo TAM	95% Ca (partes recristalizadas), 2% Py e 3% Mag	12,02	0,34	-18,28
T2 F1	Mármore Hidrotermalizado	Profund. ~20m - Furo DDH04 - Alvo TAM	93% Ca, 3% Mag, 2% Py, 2% Hem	11,34	-0,74	-18,94
T2 F2	Mármore Mineralizado	Profund. ~20m - Furo DDH04 - Alvo TAM	80% Ca, 7% Chl, 5% Mag, 3% Py, 3% Hidróx Fe, 2% Hem	13,44	-3,56	-16,90
T3 F1	Mármore Hidrotermalizado	Profund. ~14,77m - Furo DDH04 - Alvo TAM	90% Ca, 5% Chl, 2% Mag, 2% Hcm, 1% Py	11,83	0,05	-18,46
T3 F2	Mármore Hidrotermalizado	Profund. ~14,77m - Furo DDH04 - Alvo TAM	90% Ca, 5% Chl, 2% Mag, 2% Hem, 1% Py	12,41	-0,65	-17,90
T3 F3	Mármore Hidrotermalizado	Profund. ~14,77m - Furo DDH04 - Alvo TAM	90% Ca, 5% Chl, 2% Mag, 2% Hcm, 1% Py	12,24	-0,88	-18,06
T4 F2	Mármore Hidrotermalizado	Profund. ~17m - Furo DDH04 - Alvo TAM	92% Ca, 5% Qz, 2% Hem, 1% Py	12,63	0,38	-17,69
T4 F3	Mármore Hidrotermalizado	Profund. ~17m - Furo DDH04 - Alvo TAM	90% Ca, 7% Qz, 2% Hem, 1% Py	11,76	1,17	-18,52
DD 34	Mármore Puro	In Situ - Alvo 072	92% Ca, 5% Qz, 3% opacos	16,09	0,83	-14,33
DD 62	Mármore Puro	In Situ - Alvo CAV	90% Ca, 7% opacos, 3% Qz	15,85	2,75	-14,57

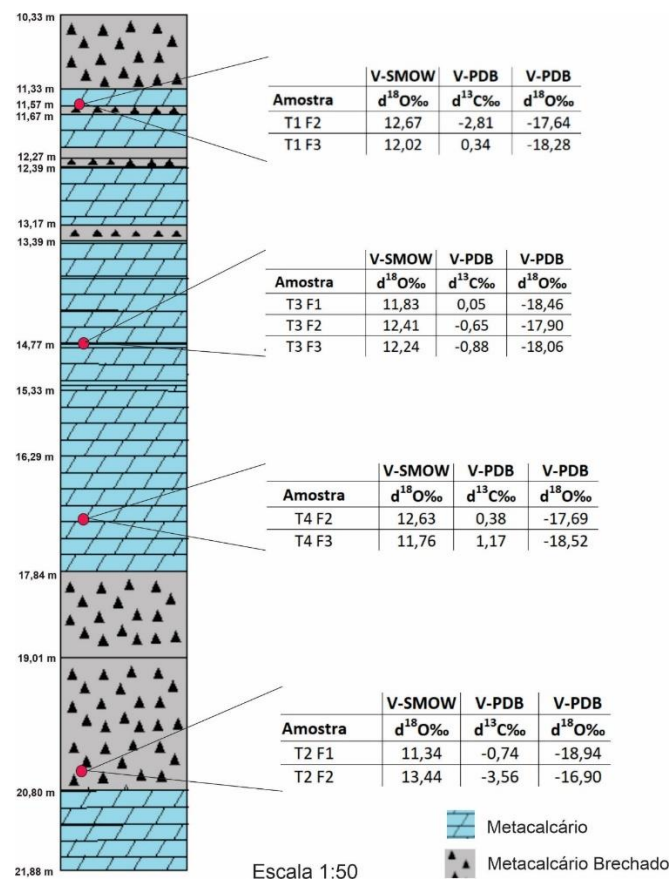
Fonte: Elaborado pela autora.

O gráfico da Figura 18 apresenta os resultados das análises isotópicas para as amostras analisadas, em comparação com resultados obtidos para os mármore da Formação Frecheirinha em outra pesquisa (CHINGLINO, 2013), bem afastado da influência do Granito Mucambo, e dos carbonatos do Depósito de Fe escarnítico de Sangán no Irã (BOOMERI, 2010). Adicionalmente, tem-se ainda o campo dos calcários marinhos e dos carbonatos que

foram submetidos a influência de fluidos magmáticos. Os dados de carbono foram expressos em PDB, e os de oxigênio na taxa SMOW.

Os resultados mostraram uma variação $\delta^{18}\text{O}$ entre 11 e 16‰ e $\delta^{13}\text{C}$ entre -4 e 3‰, indicando que há alteração da composição inicial desses mármore. Os dados isotópicos dos carbonatos marmorizados da Fm. Frecheirinha exibem forte variação na razão isotópica $\delta^{18}\text{O}$ (15 a 23‰), e pequena variação na razão $\delta^{13}\text{C}$ (-1 a 1‰). Os carbonatos do depósito de Skarn de Sangan, entretanto, apresentam valores menores tanto de Oxigênio (10 e 14‰) quanto de Carbono (-6 e -1‰), tendendo a se aproximar dos carbonatos com influência magmática.

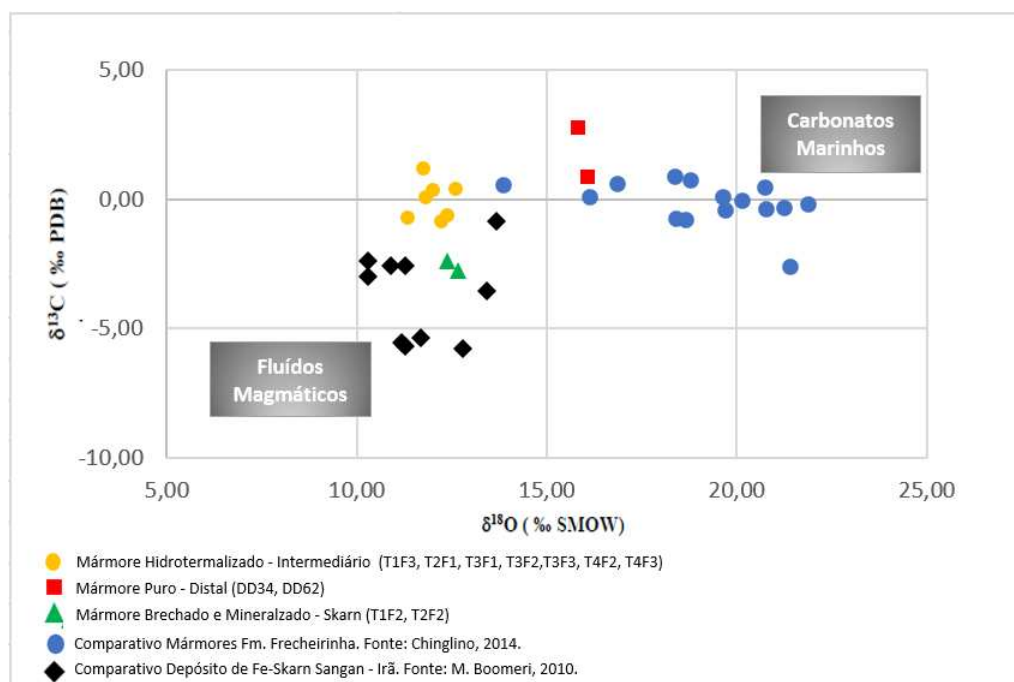
Figura 17 - Perfil litológico do furo de sonda DDH04 com valores isotópicos $\delta^{18}\text{O}$ ‰ e $\delta^{13}\text{C}$ ‰ das amostras estudadas: T1F2, T1F3, T2F1, T2F2, T3F1, T3F2, T3F3, T4F2, T4F



Fonte: Elaborado pela autora.

Figura 18 - Gráfico relacionando valores isotópicos de C e O das amostras de mármore mineralizados

analisadas nesta pesquisa, em comparação com dados obtidos por Chinglino (2013) para os mármore da Formação Frecheirinha e por Boomeri (2010) para os mármore mineralizados do Depósito de Fe-Skarn de Sangán-Irã



Fonte: Elaborado pela autora.

DISCUSSÃO

Baseado nos dados de química mineral da magnetita, da análise de isótopos estáveis dos mármore da Fm. Frecheirinha, e nos aspectos mineralógicos e texturais das rochas do Depósito do Torto, a discussão a seguir procura definir a fonte, a caracterização dos fluidos hidrotermais dentro do sistema mineralizante, e fazer a correlação dessa mineralização com a intrusão do Granito neoproterozoico Mucambo.

- Implicações acerca da composição das magnetitas do Torto

A magnetita ($\text{Fe}^{2+}\text{Fe}_2^{3+}\text{O}_4$) é um mineral do grupo dos espinélios (XY_2O_4), que pode ser encontrada em diversos tipos de rochas e depósitos minerais. É formada por diferentes condições físico-químicas, desde a cristalização de um *melt* magmático de elevada temperatura, até a precipitação através de fluidos hidrotermais em ambientes de baixa temperatura (MAVROGONATOS *et al.*, 2019). A magnetita pode hospedar inúmeros elementos traços, como Al, Ti, V, Si, Ca, Mn e Mg, cuja concentração reflete o ambiente de formação (DUPUIS AND BEAUDOIN, 2011; NADOLL *et al.*, 2012, 2014; WEN *et al.*,

2017). A concentração e o tipo dos elementos traços depende muito dos parâmetros físico-químicos do sistema formador da magnetita, como a temperatura, fO_2 , fS_2 , taxa de resfriamento, atividade da sílica e composição do fluido. Por exibir essas propriedades, a magnetita é muito útil como indicador petrogenético e como guia de prospecção e exploração mineral (NADOLL *et al.*, 2012, NADOLL, 2014). Estudos desenvolvidos por diversos autores assinalam que variações na concentração dos elementos traços na magnetita, indicam origem e assinaturas de depósitos minerais, que podem ser retratadas ou reconhecidas, por meio de diagramas de elementos traços (PEARCE & GALE 1977; DUPUIS E BEAUDOIN 2011; CARRANZA *et al.* 2012; DARE *et al.* 2012, 2014; NADOLL *et al.* 2014; KNIPPING *et al.*, 2015a; LIU *et al.*, 2019).

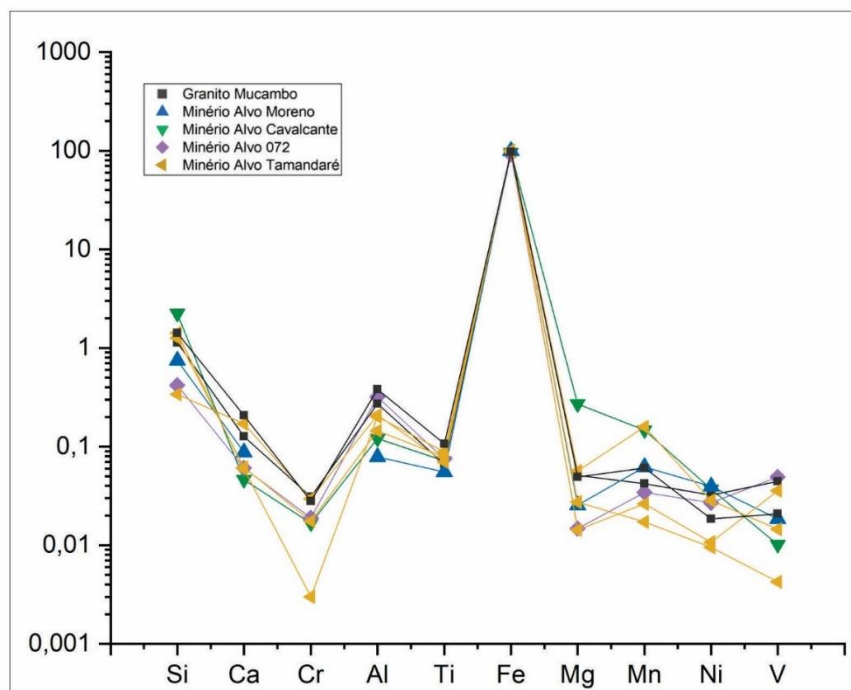
Magnetitas do sistema skarn tem teores elevados de Al+Mn+Ca e menores Ti + V que magnetitas do sistema magmático. Adicionalmente, magnetitas ígneas associadas às rochas maficas são mais ricas em Ti (>1wt%) e exibem texturas de exsoluções de ilmenita, que as magnetitas cristalizadas de rochas intrusivas félsicas e intermediárias. Para Hu *et al.*, (2014), magnetita de alto teor em Ti em skarn tem sua formação associada a altas temperaturas, em condições redutoras, cujas exsoluções de espinélio com Fe-Ti-Al são associadas ao aumento de fO_2 e diminuição da temperatura. No geral, as magnetitas ígneas exibem teores de Ti, V, Cr elevados e se desenvolvem em condições de alta temperatura, comparadas as magnetitas de origem hidrotermal, que são pobres em Ti (<1,0%) e formadas em temperaturas menores.

Altos teores de Ti+V+Al (>5 wt %) em magnetita tem sido atribuído a presença desses elementos no magma silicático (ZENG *et al.* 2022). Em magmas graníticos, os fluidos associados são ricos em Si, Fe, W, Na, K, F, Cl, Cu, H_2S e H_2O e pobres em Ca, Mn e Mg (TOSDAL *et al.* 2009). Isso indica que esses três últimos elementos, quando presentes em concentrações anômalas em magnetitas, podem estar associados a fluidos hidrotermais enriquecidos, resultados de interações fluido-rocha, especialmente quando as rochas hospedeiras são dominadas por carbonatos portadores de Mg e Mn.

A análise multielementar (Figura 19) originalmente desenvolvida por Dare *et al.* (2014), para as amostras dos diferentes alvos do Depósito do Torto, sugere que o minério de Fe associado ao Granito Mucambo, na forma de filões ou brecha mineralizadas, apresentam alto teor de Si, Al e Ca, e teores baixos de Mg, Mn. As magnetitas dos Alvos Cavalcante e Tamandaré, alvos mais distais ao Granito Mucambo, apresentam teores de Mg e Mn e mais

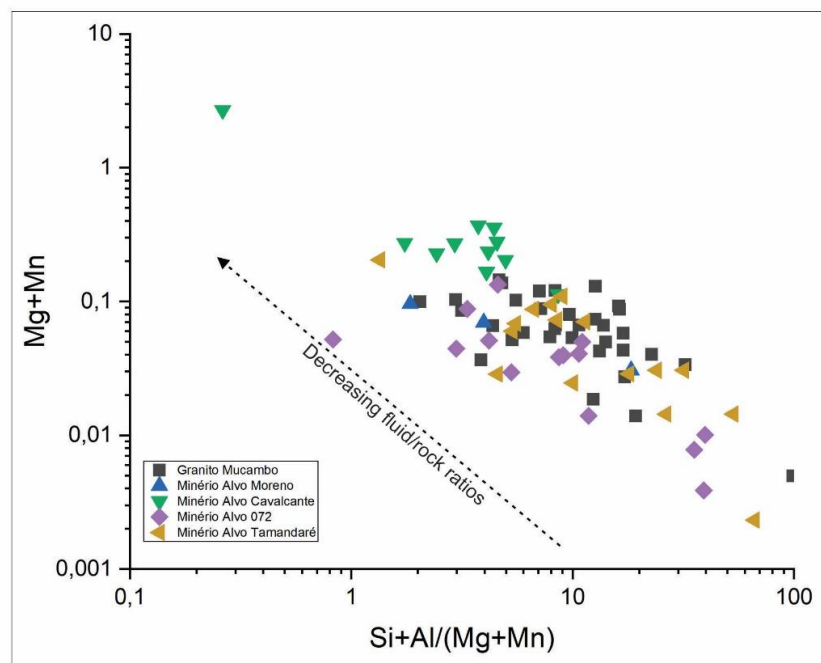
elevados e os de Ti e V mais baixos em comparação com as amostras mais proximais. Isso sugere menor razão fluido/rocha e diminuição da temperatura na formação dessas mineralizações. A amostra do Alvo 072, hospedada por rochas silicicláticas, apresenta teores mais baixos em Ca, Mg, e Mn, devido a composição de sua rocha hospedeira. Apesar das diferenças entre as amostras de cada alvo, observa-se que existem muitas similaridades entre as magnetitas descritas no depósito do Torto, e a principal é pequena quantidade em elementos traços, o que resulta em um enriquecimento em Fe. Segundo Wen *et al.* (2017) o reequilíbrio de um mineral através do processo de dissolução-reprecipitação é geralmente considerado um processo de purificação, isto porque os elementos traços diminuem, enquanto a concentração de Fe aumenta. Conforme a interação fluido-magnetita procede, essa se torna composicionalmente mais pura até que o equilíbrio químico seja atingido. Os estudos do Hu *et al.* (2014, 2015); Makvandi *et al.* (2016); Wen *et al.* (2017), mostraram que a magnetita é muito mais susceptível aos reequilíbrios composicionais e texturais do que foi pensado anteriormente. Resultados desse estudo evidenciaram que a magnetita ígnea é altamente reativa e pode ser significativamente alterada pelos fluidos hidrotermais.

Figura 19 - Concentração média (%) dos elementos principais e traços presentes nas magnetitas estudadas



Fonte: Elaborado pela autora, adaptado de Dare *et al.* (2014); Xie *et al.* (2022).

Como já foi citado, a taxa fluidorocha é importante para distinguir se as magnetitas estão mais ou menos influenciadas pelo fluido hidrotermal. Hu *et al.* (2014) e Xie *et al.* (2022) propuseram o diagrama $Mg+Mn$ vs $(Si+Al)/(Mg+Mn)$ para discriminar magnetitas do sistema skarn formadas em diferentes razões fluido/rocha carbonática. Para esses autores, as magnetitas formadas próximas aos corpos intrusivos ou endoskarn exibem razão $(Si+Al)/(Mg+Mn)$ alta e baixa concentração $Mg+Mn$, as quais invertem-se em direção aos exoskarns mais distais. No presente caso, esta variação embora irregular, mostra uma tendência de diminuição da razão $(Si+Al)/(Mg+Mn)$ e aumento de $Mg+Mn$ indo das magnetitas do Alvo 072, hospedadas junto às rochas siliclásticas, que transicionam pelas rochas carbonáticas dos Alvos Tamandaré e Moreno até o Alvo Cavalcante, onde tem menor razão $(Si+Al)/(Mg+Mn)$ e maior concentração $Mg+Mn$ (Figura 20), assinalando uma diminuição na razão fluido/rocha carbonática.

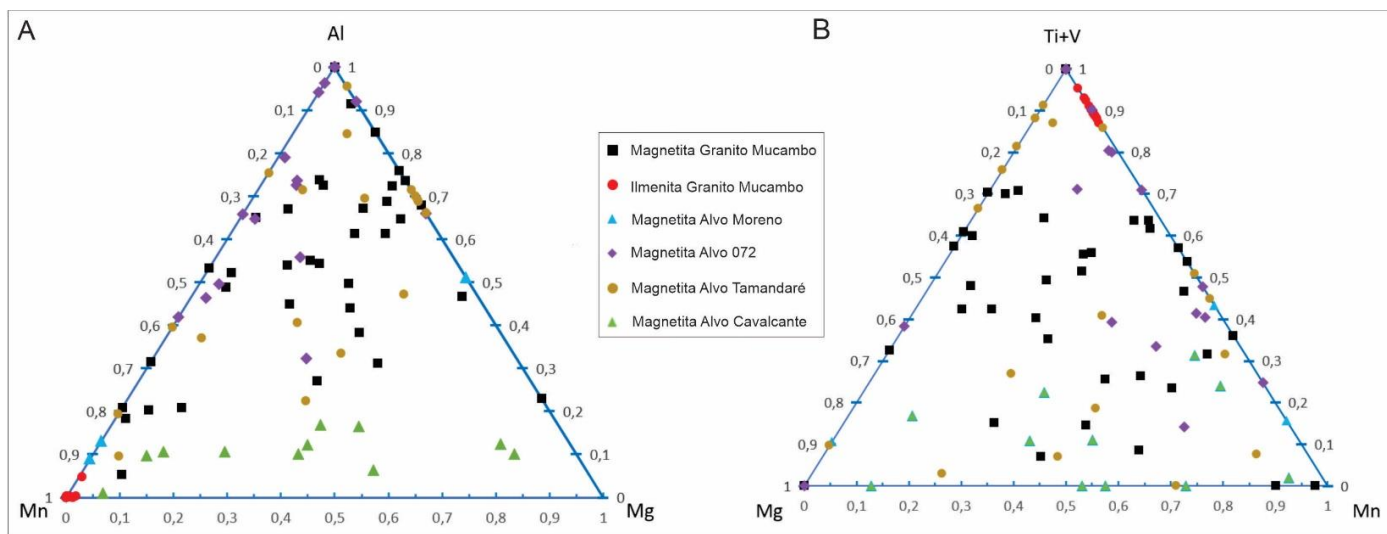
Figura 20 - Diagrama $(\text{Si}+\text{Al})/(\text{Mg}+\text{Mn})$ vs $\text{Mg}+\text{Mn}$ 

Fonte: Elaborado pela autora, adaptado de Hu *et al.*, 2014.

Adicionalmente, Xie *et al.* (2022) observaram que magnetita de skarn cálcico é relativamente rica em Al, V e Mn, enquanto magnetita de skarn magnesiano é rica em Si e Mn, pobre em Al, V e Zn. Nadoll *et al.* (2015) também constataram que magnetita de skarn cálcico e de skarn magnesiano tem composição distintas. A primeira exibe concentração baixa de Mg (~70ppm) e alta de Mn (500-1500ppm), enquanto que a segunda apresenta altos valores de Mg e baixos valores de Mn.

Ao plotar os dados nos diagramas ternários Ti+V-Mg-Mn, e Al-Mg-Mn de Hu *et al.*, 2014 (Figura 21), observa-se que as magnetitas hospedadas em rochas metacarbonáticas distais, principalmente as do Alvo Cavalcante, são as que apresentam os maiores teores de Mn e Mg, retratando provavelmente rochas carbonáticas hospedeiras ricas em Mn e Mg.

Figura 21 - Diagramas triangulares A) Al-Mg-Mn e B) Ti+V-Mg-Mn



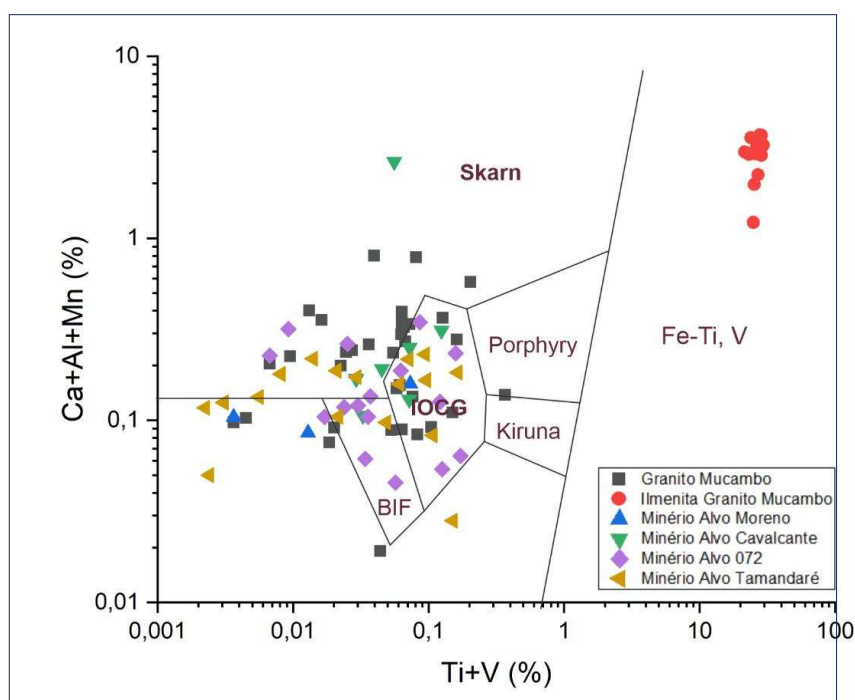
Fonte: Elaborados pela autora, adaptados de Hu *et al.* (2014).

A presença de silicatos hidratados com Mn (Pirosmalita), junto a escarnóides do Alvo Cavalcante indica que a fonte do Mn está mais associada com as rochas hospedeiras. Nadoll *et al.* 2014 consideram que as concentrações de Mn, Ti, V, Co e Zn são uma a duas ordens de grandeza maiores na magnetita de skarn cálcico do que na magnetita de skarn magnésiano. Essas diferenças foram também registradas por Xie *et al.* 2022, que observaram um maior enriquecimento de Al junto as magnetitas dos skarns cálcicos. Segundo Xie *et al.* 2022, essas diferenças composicionais devem retratar não somente a influência da intrusão, mas também a composição das rochas hospedeiras das magnetitas. Admitindo essas premissas como verdadeiras, isso sugere que as rochas metacarbonáticas da região exibem composições diferentes, uma vez que o Granito intrusivo é o mesmo, o que indica que as rochas carbonáticas do alvo Cavalcante são mais cálcicas que a dos demais alvos, Tamandaré, Moreno ou então o enriquecimento de Mg e Mn no fluido hidrotermal remanescente é ligeiramente diferenciado.

No diagrama Ti+V vs Ca+Al+Mn, (Figura 22) usado para discriminar diferentes depósitos ricos em óxidos de ferro de (DUPUIS & BEAUDOIN, 2011; NADOLL *et al.*, 2014), as magnetitas hospedadas junto às rochas metassedimentares tem um amplo espectro de distribuição, concentrando-se particularmente entre os campos dos depósitos hidrotermais skarns e IOCG, marcados por baixos valores de Ti+V e Mn+Al+Ca. As ilmenitas do Granito Mucambo distribuem-se no campo dos depósitos endomagmáticos, alto teores de Ti+V e Mn +Al + Ca, enquanto as magnetitas do Granito Mucambo, que exibem baixos teores de Ti+V e

menores teores de Ca+Al+Mn, concentram-se no campo dos depósitos hidrotermais. É importante observar também que as magnetitas das rochas metassedimentares proximais ao Granito Mucambo (Alvo Moreno) tem comportamento similar ao das magnetitas hidrotermais do Mucambo. Adicionalmente, àquelas que são encontradas nos alvos mais distais, Alvos Tamandaré e Cavalcante, em geral apresentam teores mais baixo em Ti+V e Mn+Al+Ca. As magnetitas do Alvo Moreno, são as que tem os maiores teores de Ti+V e Al+Mn+Ca sendo seguidas pelas do Alvo Cavalcante e Tamandaré, parecendo indicar zonas hidrotermais proximais (>T) e distais (<T), respectivamente.

Figura 22 - Diagrama Ti+V vs Ca+Al+Mn (wt%) das magnetitas dos alvos do Depósito do Torto

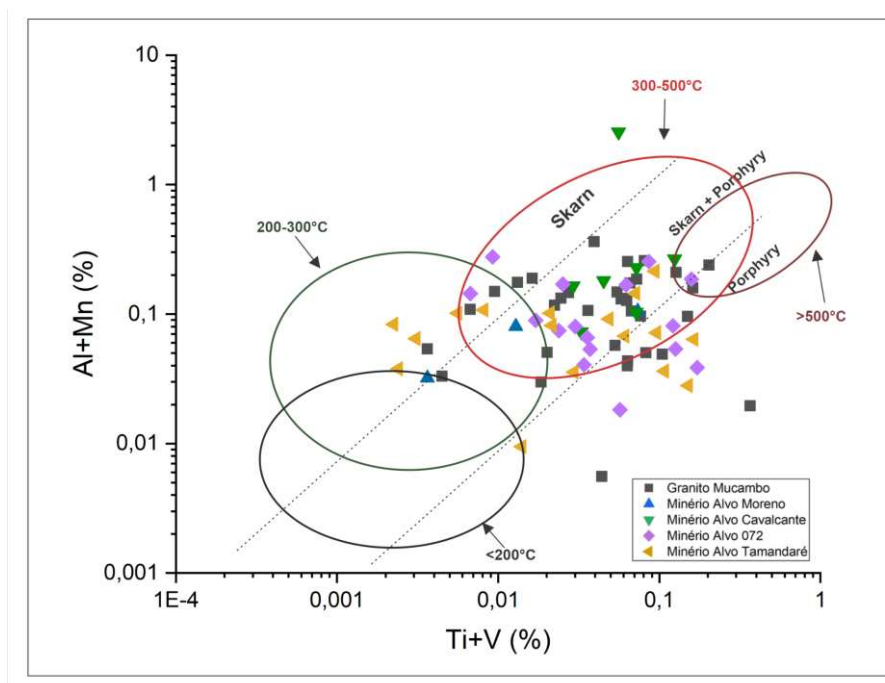


Fonte: Elaborado pela autora, adaptado de Dupuis & Beaudoin, (2011); Nadoll *et al.*, (2014).

Nadoll *et al.* (2015) utilizaram o diagrama Ti+V vs Al+Mn para distinguir depósitos do tipo Skarn e do tipo Pórfiro, e notaram um comportamento gradacional dos elementos traços da magnetita, sendo difícil distinguir um limite entre esses dois depósitos. O depósito do Torto, apresenta majoritariamente esse comportamento, estando a maioria das amostras localizadas na fronteira Pórfiro-Skarn, como ilustra a Figura 23. Sun *et al.* (2017) sugerem que a magnetita de fases primitivas de alterações retrógradadas tem alto Co, V+Ti e Al+Mn, indicando

um ambiente de baixa fugacidade de O e alta T. Nadoll *et al.* (2015) determinaram que em sistemas tipo Skarn a magnetita tende a ser mais rica em Mg, Al, Co e Ni do que em Depósitos Pórfiros, sugerindo que a temperatura não é o fator crítica controlando a composição da magnetita nesses sistemas.

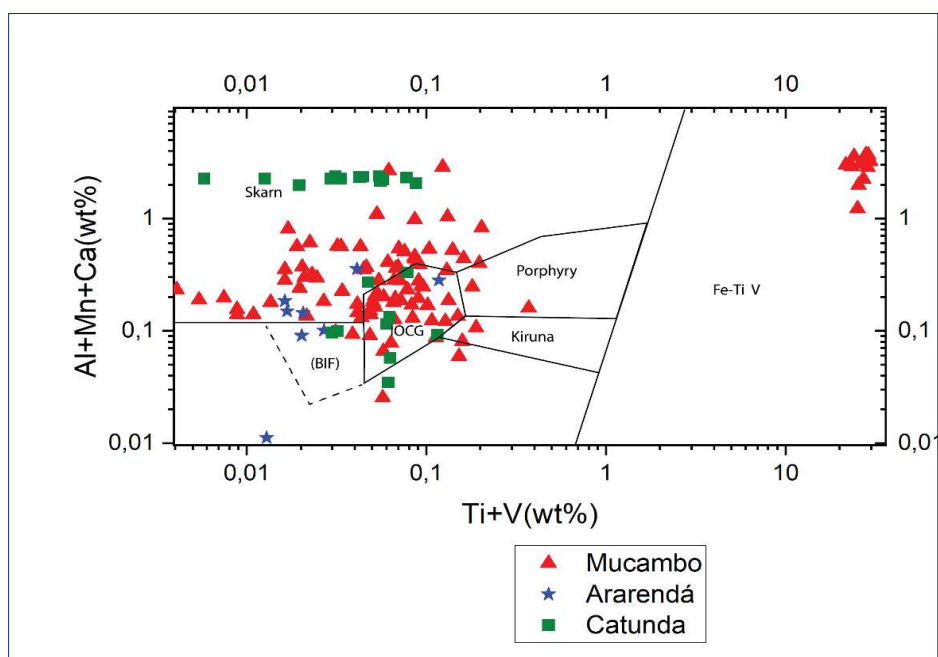
Figura 23 - Diagrama Ti+V vs Al+Mn



Fonte: Elaborado pela autora, adaptado de Nadoll *et al.*, 2014; Sipahi *et al.*, 2020).

No diagrama da Figura 24 tem-se a distribuição das magnetitas dos depósitos de Skarn de Fe-(Cu) do arco magmático de Santa Quitéria (PARENTE *et al.* 2015) e da ocorrência do skarn de Ararendá (PARENTE *et al.* 2019) juntamente com as magnetitas analisadas no presente trabalho.

Figura 24 - Diagrama Ti+V vs Mn+Al+Ca usado para discriminar diferentes depósitos ricos em óxidos de ferro. Comparativo das análises do Depósito do Torto (Mucambo), Ararendá e Catunda.



Fonte: Elaborado pela autora, proposto por Dupuis & Beaudoin, (2011); Nadol *et al.*, (2014).

Como pode-se observar, as magnetitas do Mucambo distribuem-se preferencialmente, junto ao campo dos *skarns* e IOCG semelhante aos depósitos de skarn de Catunda e Ararendá. Hu *et al.* (2014) afirmam que apesar dos diagramas serem fundamentais para definir a origem metalogenética do minério, a aplicabilidade e confiabilidade dessa discriminação pode ser problemática, quando a magnetita for sujeita a múltiplos processos de reequilíbrio e a reações de dissolução e reprecipitação. Consequentemente, em muitos casos a magnetita hidrotermal pode aparecer em outros campos que não o de *skarn* nos diagramas, como ilustra as Figuras 21 e 25, indicando que a composição dos elementos traços da magnetita do Depósito do Torto pode ter sido alterada significativamente pelas reações de recristalização.

- Implicações acerca da análise Isotópica de C e O

Bowman (1998) aborda que a utilização de isótopos de C e O é indiscutivelmente importante para identificar fontes e processos na formação de *Skarns*. Essa afirmação baseia-se no fato de que rochas e fluidos crustais, ou do manto superior, exibem composições isotópicas distintas, e dessa forma, os fluidos em equilíbrio com um sistema isotópico passam por mudanças isotópicas ao atravessar sistemas de composições distintas. Os processos

geológicos relacionados com a formação de *skarns*, como reações de descarbonatação, precipitação, oxirredução, e interações fluido-rocha causam mudanças significativas na razão isotópica desses elementos, e desta forma, o estudo da composição desses componentes, fornece valiosas informações sobre a fonte dos fluidos, os componentes dissolvidos e sobre os processos físico-químicos envolvidos.

A mistura de fluidos magmáticos com CO₂, que é produzido pelas reações de descarbonatação das encaixantes carbonáticas ricas em oxigênio, podem causar um enriquecimento de ¹⁸O nos fluidos formadores de *skarns* (TAYLOR, 1977; TAYLOR, 1987). Um estudo de Nabelek (1992) mostrou que os valores de δ¹⁸O das calcitas escarníticas estavam correlacionados com os da intrusão adjacente nos sete tipos de *Skarns* analisados. Isso reforça a característica comum a quase todos os *Skarns*, que é a substituição dos carbonatos enriquecidos em ¹⁸O da rocha hospedeira por silicatos escarníticos, acompanhados de uma significativa redução nos valores de ¹⁸O, até valores próximos ao equilíbrio com rochas magmáticas. Quando comparadas com calcitas dos calcários ou dolomitos encaixantes, os carbonatos escarníticos são significativamente empobrecidos em ¹⁸O e ¹³C, e esses valores são resultado da segregação contínua de CO₂ da rocha a partir de reações de descarbonatação em um intervalo de T apropriado (entre 300° e 550°C).

As rochas carbonáticas marmorizadas do depósito de Fe do Torto exibem fortes variações em suas razões isotópicas de C e O. Os mármore calcíticos encontrados em afloramentos, (DD-34 e DD-62), considerados os mais puros e distais em relação ao Granito Mucambo, apresentam valores isotópicos de C e O semelhantes aos dos mármore da Fm. Frecheirinha (CHINGLINO, 2013), que, por sua vez, aproximam-se do padrão dos carbonatos marinhos, mas com menor valor em suas razões isotópicas de C e O. Esta pequena variação em relação aos carbonatos marinhos pode estar relacionada ao processo de descarbonatação ou desvolatilização ocorrido durante o metamorfismo regional de baixo grau.

Os mármore levemente hidrotermalizados exibem valores isotópicos de C e O menores em relação aos carbonatos marmorizados supracitados, indicando uma sobreposição de processos metamórficos sobre os carbonatos marinhos metamorfizados. A presença de feições texturais e mineralógicas relacionadas com hidrotermalismo nessas rochas pode indicar uma fase hidrotermal incipiente sob influência de fluidos provenientes do Granito Mucambo, acompanhado de mineralização em pequena escala.

Os Mármore Escarníticos apresentam-se completamente modificados pelos fluidos hidrotermais, e seus valores isotópicos se aproximam da fonte de fluidos juvenis, estando inclusive mais próximos dos valores do Depósito Escarnítico de Fe de Sangan (BOOMERI,

2010). Esse grupo especial de mármore parece hospedara mineralização mais robusta da área de estudo, representando as rochas que tiveram maior proximidade com o Granito Mucambo. Tudo isso indica, que as mineralizações de Ferro e sulfetos encontrados na região do Torto se formaram sob influência de fluidos magmáticos ou mistura de fluidos juvenis com fluidos conatos.

- Papel do granito Mucambo na formação da mineralização de ferro da região do Torto

A associação mineralógica do Granito Mucambo formada por minerais essenciais a base de quartzo, plagioclásio, k-feldspato, anfibólio e biotita, minerais acessórios como titanita, apatita, ilmenita, magnetita e zircão e minerais secundários como albita, epidoto, alanita, clorita, carbonato e sericita, indica tratar-se de granitos metaluminosos e parcialmente hidrotermalizados.

Adicionalmente, a ocorrência da magnetita em agregados de cristais subédricos a anédricos em diferentes associações com minerais secundários produtos de alterações hidrotermais indica um processo de alteração evolutivo, que se inicia por alterações subsólidas a partir de minerais ferro-magnesianos (anfíbólio e/ou biotita), onde se encontra associada com titanita, clorita, epidoto, às vezes preenchendo microfraturas em plagioclásio (Figura 9F) e finaliza com a associação quartzo, sericita e magnetita (Figura 9G e 10B).

O depósito de skarn de Fe da região do Mucambo difere do padrão clássico dos depósitos de *skarn* de ferro, tanto aqueles associados a mármore calcíticos quanto a mármore dolomíticos. Os skarns calcíticos apresentam associação mineral de alta temperatura composta de granada e clinopiroxênio no estágio progradante e silicatos ferromagnesianos hídricos tardios (anfíbólio, micas, clorita, epidoto, vesuvianita) no estágio retrogradante. Skarns dolomíticos exibem associação de alta T formada por piroxênio-espinélio-olivina±magnetita, e a assembleia de baixa temperatura é representada por silicatos magnesianos hidratados (serpentina, talco, clorita magnesiana, flogopita, entre outros).

No depósito de Fe estudado, a associação mineral típica de skarn encontrada não revela granada e nem tampouco olivina e espinélio, serpentina junto às rochas carbonáticas hospedeiras. Apresenta, entretanto, uma mineralogia escarnítica incipiente (cpx e tremolita) de granulção fina.

As associações minerais com magnetita do Granito Mucambo, entretanto, indicam que sua formação está associada com evolução de fluidos hidrotermais tardi-magmáticos sob influência de cataclase, associada à importante fase retrogradante por ocasião dos estágios

finais de consolidação do magma granítico. Dada a proximidade dos veios e filões de magnetita junto às rochas sedimentares encaixantes é provável que haja uma relação estreita entre essas mineralizações com o granito Mucambo. Os dados da química mineral das magnetita hidrotermal do Granito Mucambo e das magnetitas filoneas hospedadas junto às rochas carbonáticas e siliciclásticas parecem corroborar essa explicação.

A presença de uma pronunciada auréola termometamórfica em torno do Granito Mucambo e suas encaixantes, já registrada por Veríssimo *et al.* (2007) é um forte indicador desta relação. Como se sabe, os hornfels, em geral, são resultados de importante metamorfismo isoquímico desencadeado pela influência de um corpo intrusivo em meio as rochas encaixantes, particularmente, as sedimentares e/ ou metassedimentares. Entretanto, este processo pode evoluir para um processo metassomático de grande porte que leva a formação de *exoskarns*. Em magmas graníticos, os fluidos são ricos em Si-Fe-W-Na-K-F-Cl-Cu-H₂S e H₂O e pobres em Ca-Mn-Mg. Isso indica que esses três últimos elementos, quando presentes em concentrações anômalas em magnetitas, podem estar associados a fluidos hidrotermais enriquecidos, resultantes de interações fluido-rocha, especialmente quando as rochas hospedeiras são dominadas por carbonatos portadores de Mg e Mn, como parece ser o caso. Adicionalmente, as ocorrências de ferro de ferro da região parecem mostrar forte variação textural e composicional. Próximo ao Granito Mucambo, dominam as maiores ocorrências de magnetita de granulação grossa, que se encontram na forma de vênulas e filões, em meio às rochas metapsamo-pelíticas e/ou metacarbonáticas do Grupo Ubajara, além de alguns blocos centimétricos e exoescarnitos com porfiroblastos de clinopiroxênio. Isso é bem representativo no Alvo Moreno que dista, em superfície, alguns metros do Granito Mucambo. Adicionalmente, ocorrem ainda na zona periférica do Granito Mucambo, brechas monolíticas com matriz rica em magnetita e sílica, por vezes só magnetita. A formação das brechas está intimamente relacionada com o controle estrutural da região, e a intrusão do plúton, que facilita exsolução e a percolação de fluidos nas rochas encaixantes, e no próprio Granito Mucambo, visto que ambos podem encontrar-se brechados. Na zona mais distal, mais próxima aos metacalcários do Grupo Frecheirinha, Alvos Tamandaré e Cavalcante, tem-se uma zona de transição marcada por veios e filões de óxidos de ferro, concordantes e subconcordantes à estratificação das rochas hospedeiras, que se alojam em espaços vazios (zonas extensionais) produzidos pela deformação Brasileira ou mesmo uma tectônica rúptil pós-brasiliana. É importante registrar que os mármore nessa zona de transição exibem ainda uma mineralogia de alta temperatura, representada por porfiroblastos de diopsídio,

característica do sub fácies progradante de exoskarn. Ademais, esses clinopiroxênios são sucedidos por uma fase de mais baixa temperatura, fase retrógrada, identificada por anfibólios (tremolita-actinolita), clorita, epídoto em matriz carbonática fortemente recristalizada. Acompanhando essa fase de alteração retrógrada, tem-se uma fase de sulfetação marcada por pirrotita, calcopirita e pirita.

Meinert (2020) considera que o estado de oxidação do corpo intrusivo e a composição das rochas hospedeiras interferem na formação do tipo de skarn e em sua mineralogia. Magmas graníticos oxidados e rochas hospedeiras oxidadas tendem a apresentar skarns com alta razão Grt/Cpx. Um sistema moderadamente reduzido em que a intrusão e as rochas encaixantes são pouco oxidadas, tendem a formar skarns constituídos principalmente de piroxênio, em detrimento da granada. Meinert *et al.* (2005) também indicam que skarns hospedados em rochas sedimentares siliciclásticas e carbonosas são em geral de granulação fina.

Assim, a julgar pelo conjunto dos dados, pode-se dizer que os diferentes tipos de minério de ferro da região do Torto se desenvolveram sob influência do Granito Mucambo, em um processo tipicamente de escarnitização. A escassez ou inexistência da associação granada-clinopiroxênio típica de skarns pode estar associada à natureza moderadamente oxidada do Granito Mucambo e de suas hospedeiras, particularmente as rochas carbonáticas que exibem domínios com bandamentos reliquiais sublinhados de matéria orgânica. Embora grande parte da mineralização esteja hospedada junto às rochas carbonatadas do Grupo Ubajara, o contato direto da intrusão com as rochas hospedeiras é realizado diretamente com as rochas siliciclásticas, que são menos reativas (Formação Trapiá), o que justifica o volume expressivo de hornfels siliciclasticos em detrimento da associação escarnítica. É provável também que a geração e reativação das falhas/fraturas, que configuram a arquitetura da bacia de Jaibaras, se constituíram em canais de percolação para os fluidos mineralizantes do Mucambo. Com a consolidação dos filões, seguiu-se uma fase de exposição, erosão e alteração intempérica do material filoneano o que levou a formação dos depósitos coluviais expostos principalmente nas trincheiras. Em zonas mais distais, em que se tem clastos e fragmentos arredondados e subarredondados mais pisólitos em matriz laterizada em meio a terrenos carbonáticos, parecem associar-se a dolinas e subsidências no terreno cársticos (bacias com argilas e solos associados), que corresponde o minério atualmente lavrado na área dos alvarás de pesquisa da MDN.

Dada a presença de veios de magnetita no Granito Mucambo e a proximidade dos veios e filões de magnetita junto às rochas sedimentares encaixantes, pode-se dizer que há uma relação estreita entre as mineralizações da área de estudo com o granito Mucambo. A ocorrência de magnetita primária e ilmenita na rocha, reforça também a ideia de que o Mucambo é um granito do tipo I, metaluminoso moderadamente oxidado, que teve contribuição mantélica na sua formação.

CONCLUSÕES

O estudo apresenta dados inéditos obtidos em campo, em análises petrográficas, isotópicas e de química mineral, trazendo interpretações sobre um sistema hidrotermal, com muitos indícios de um depósito do tipo Skarn. Os dados de petrografia e caracterização textural do minério do Depósito do Torto, subdividem esse em quatro tipologias distintas: **Minério Filoneano/Maciço**, associado tanto as rochas metacarbonáticas da Fm. Frecheirinha, quanto as siliciclásticas da Fm. Trapiá, ocorrendo principalmente no Alvo Moreno, na forma de corpos maciços, tabulares e irregulares, e nos alvos mais distais na forma de veios e bolsões irregulares de óxidos de Fe que substituem a rocha hospedeira; **Minério Disseminado** que ocorre em todas as unidades litológicas da área de estudo, sendo dominado pelos minerais da ganga com ocorrências subordinadas de óxidos de Fe; **Minério Brechado** que ocorre principalmente nas zonas de contato entre a Fm. Trapiá e Fm. Frecheirinha, e a magnetita ocorre na forma de agregados, intensamente fraturados e associados com sulfetos e clorita; **Minério Coluvionar** que é o mais abundante na área de estudo, ocorrendo em todos os alvos, associado à cobertura de solos detríticos-lateríticos, e é composto por blocos ou seixos de minério magnetítico maciço, hematítico maciço e especular, derivados do desmonte dos filões.

O estudo composicional das magnetitas confirmou que rochas metacarbonáticas da região exibem composições diferentes, uma vez que o Granito intrusivo é o mesmo, o que indica que as rochas carbonáticas do alvo Cavalcante são mais cálcicas que a dos demais alvos, Tamandaré, Moreno ou então o enriquecimento de Mg e Mn no fluido hidrotermal remanescente é ligeiramente diferenciado. Os dados obtidos nos isótopos estáveis de C e O nos metacarbonatos da Fm. Frecheirinha, indicam que as mineralizações de Fe da região do Torto formaram-se sob influência de fluidos magmáticos ou a mistura de fluidos juvenis com fluidos conatos. Os mármore escarníticos analisados apresentam-se texturalmente e

composicionalmente alterados, e seus valores isotópicos aproximam-se dos valores da fonte de fluidos juvenis, estando inclusive mais próximos dos valores de depósitos do tipo *Skarn*. As magnetitas e as associações minerais do Granito Mucambo, indicam que sua formação está associada com a evolução de fluidos hidrotermais tardi-magmáticos sob influência de cataclase, associada à importante fase retrogradante por ocasião dos estágios finais de consolidação do magma granítico, em um típico processo de skarnitização. A auréola termometamórfica já anteriormente registrada, e a estreita relação entre os filões de magnetita junto as rochas metasedimentares encaixantes estreita ainda mais a correlação entre as mineralizações e o Granito Mucambo, dando fortes indícios que o Depósito do Torto é um depósito do tipo Skarn.

5 CONSIDERAÇÕES FINAIS

O estudo apresenta dados inéditos de campo, petrográficos, isotópicos e de química mineral, trazendo interpretações sobre um sistema hidrotermal, provavelmente do tipo Skarn, apresentados na forma de um artigo científico. Os dados de petrografia e caracterização textural do minério do Depósito do Torto, subdividem esse em quatro tipologias distintas: **Minério Filoneano/Maciço**, associado tanto as rochas metacarbonáticas da Fm. Frecheirinha, quanto as siliciclásticas da Fm. Trapiá, ocorrendo principalmente no Alvo Moreno, na forma de corpos maciços, tabulares e irregulares, e nos alvos mais distais na forma de veios e bolsões irregulares de óxidos de Fe que substituem a rocha hospedeira; **Minério Disseminado** que ocorre em todas as unidades litológicas da área de estudo, sendo dominado pelos minerais da ganga com ocorrências subordinadas de óxidos de Fe; **Minério Brechado** que ocorre principalmente nas zonas de contato entre a Fm. Trapiá e Fm. Frecheirinha, e a magnetita ocorre na forma de agregados, intensamente fraturados e associados com sulfetos e clorita; **Minério Coluvionar** que é o mais abundante na área de estudo, ocorrendo em todos os alvos, associado à cobertura de solos detríticos-lateríticos, e é composto por blocos ou seixos de minério magnetítico maciço, hematítico maciço e especular, derivados do desmonte dos filões.

Apesar das diferenciações entre as amostras de cada alvo, a principal similaridade entre elas é pequena quantidade em elementos traços, o que resulta em um enriquecimento em Fe. As rochas metacarbonáticas da região exibem composições diferentes, uma vez que o Granito intrusivo é o mesmo, o que indica que as rochas carbonáticas do alvo Cavalcante são mais

cálcicas que a dos demais alvos, Tamandaré, Moreno ou então o enriquecimento de Mg e Mn no fluido hidrotermal remanescente é ligeiramente diferenciado.

Os dados obtidos nos isótopos estáveis de C e O nos metacarbonatos da Fm. Frecheirinha, indicam que as mineralizações de Fe da região do Torto formaram-se sob influência de fluidos magmáticos ou a mistura de fluidos juvenis com fluidos conatos. Já que os mármores escarníticos analisados apresentam-se texturalmente e composicionalmente alterados, e seus valores isotópicos aproximam-se dos valores da fonte de fluidos juvenis, estando inclusive mais próximos dos valores de um depósito do tipo *Skarn*.

As magnetitas e as associações minerais do Granito Mucambo, indicam que sua formação está associada com a evolução de fluidos hidrotermais tardi-magmáticos sob influência de cataclase, associada à importante fase retrogradante por ocasião dos estágios finais de consolidação do magma granítico. A auréola termometamórfica já anteriormente registrada, e a estreita relação entre os filões de magnetita junto as rochas metasedimentares encaixantes estreita ainda mais a correlação entre as mineralizações e o Granito Mucambo. A ocorrência de magnetita primária na rocha, reforça a ideia de que o Mucambo é um granito do tipo I, oxidado, metaluminoso, ou seja, teve contribuição mantélica na sua formação. Acredita-se que a geração e reativação das falhas/fraturas, que configuram a arquitetura da bacia de Jaibaras, se constituíram em canais de percolação para os fluidos mineralizantes do Mucambo. Com a consolidação dos filões, seguiu-se uma fase de exposição, erosão e alteração intempérica do material filoneano o que levou a formação dos depósitos coluviais expostos principalmente nas trincheiras.

Como sugestões para trabalhos futuros, sugere-se um mapeamento geológico em escala de detalhe na área, com o objetivo de identificar o possível zoneamento da mineralogia típica de Skarns (granada-piroxênio), especialmente nas zonas de contato entre o Granito Mucambo e a Formação Frecheirinha. Além disso, é importante aprofundar os estudos de química mineral, tanto nos minerais calcissilicáticos quanto nas magnetitas, sendo fundamental nessas últimas, o estudo dos elementos terra-rara (ETR).

REFERÊNCIAS

- ARTHAUD, M.H., CABY, R., FUCK, R.A., DANTAS, E.L., PARENTE, C.V. **Geology of the northern Borborema Province, NE Brazil and its correlation with Nigeria, NW Africa**. In: Geological Society, London, Special Publications, vol. 294, pp. 49e67., 2008.
- ARCHANJO, C. J., LAUNEAU, P., HOLLANDA, M. H. B. M., MACEDO, J. W., PAND, L. I. U. D. Scattering of magnetic fabrics in the Cambrian alkaline granite of Meruoca (Ceará State, northeastern Brazil). **International Journal Earth Science**, 98, 1793-1807., 2009.
- BENEDETTI, R. C. **Caracterização Petrográfica e Geoquímica das Rochas Metavulcânicas Paleoproterozoicas da Unidade Saquinho: NW da Província Borborema**. Monografia de Conclusão de Curso. Campinas: Instituto de Geociências - Universidade Estadual de Campinas, 2012.
- BIONDI, João Carlos. **Processos metalogenéticos e os depósitos minerais brasileiros / 2.** ed. rev. e atual. -- São Paulo : Oficina de Textos, 2015.
- BLACKWELL, D. D., STEELE, J. L., FROHME, C. F., MURPHEY, C. F., PRIEST, G. R. & BLACK, G. L., Heat flow in the Oregon Cascade Range and its correlation with regional gravity, Curie Point depths, and geology. **Journal of Geophysical Research**, v. 95-B12, p. 19475-19493., 1990.
- BRITO NEVES, B. B., CORDANI, U. Tectonic evolution of South America during the Late Proterozoic. **Precambrian Research**, 53: 23-40., 1991.
- BRITO NEVES, B.B., SANTOS, E.J., VAN SCHMUSS, W.R. **Tectonic history of the Borborema province**. In: Cordani, U.G., Milani, E.J., Thomaz Filho, A., Campos, D.A. (Eds.), Tectonic Evolution of South America, 31_ International Geological Congress, Rio de Janeiro, pp. 151e182., 2000.
- BRITO NEVES, B. B. **O mapa geológico do Nordeste Oriental do Brasil**. Escala 1:1.000.000. São Paulo, 1983. 177p. Tese (Livre Docência) – Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, 1983.
- BOND, G.C., NICKESON, P.A., KOMINZ, M.A., Breakup of a supercontinent between 625 and 555 Ma: new evidence and implications for continental histories. **Earth Planet. Sci. Lett.** 70, 325e345., 1984.
- BOOMERI, M.; ISHIYAMA D., MIZUTA, T., MATSUBAYA O., & LENTZ D.R.; Carbon and Oxygen Isotopic Systematics in Calcite and Dolomite from the Sangan Iron Skarn Deposit, Northeastern Iran. **Journal of Sciences**, Islamic Republic of Iran., 2010.
- BOWMAN, J.R., **Stable-Isotope Systematics of Skarns**: In Mineralized Intrusion-Related Skarn Systems (D.R. Lentz, ed.). Min. Assoc. Can. Short Course 26, p. 99-145., 1998b.
- CABY, R., SIAL, A. N., ARTHAUD, M. H., VAUCHEZ, A. X., **Crustal Evolution and the Brasiliano Orogeny in Northeast Brazil**. In: Dallmeyer, R.D. & Lecorche, J.P. (Eds.). *The West African Orogens and Circum-Atlantic Correlatives*, 373- 397. Berlin: Springer-Verlag., 1991.

CABY, R., ARTHAUD, M.H., Major precambrian nappes of the Brazilian Belts, Ceará, Northeast Brazil. **Geology** **14**, 871e874., 1986.

CACAMA, M. S. J. B., JARDIM DE SÁ, E. F., ALVES DA SILVA, F. C. Assinatura Estrutural e Geofísica da Porção Norte (Fronteira Ceará-Piauí) do Lineamento Transbrasiliano: Reativação na Bacia do Parnaíba. **Geologia USP, Série científica**, 15 (1), 57-72., 2015.

CAVALCANTE, J. C. & FERREIRA, C. A., **Mapa Geológico do Estado do Ceará. Escala 1:150.000**. Fortaleza: MME-DNPM/MI-SUDENE, Governo do Estado do Ceará / DNPM / SUDENE., 1983.

CARRANZA EJM, RONDEAU B, CENKI-TOK B, FRITSCH E, MAZZERO F, GAUTHIER J, BODEUR Y, BEKELE E, GAILLOU E, AYALEW D., Geochemical characteristics of mineral deposits: implications for ore genesis. **Geochem Explor Environ Anal** 12:89., 2012.

CHEN WT, ZHOU M-F, GAO J-F, HU R., Geochemistry of magnetite from Proterozoic Fe-Cu deposits in the Kangdian metallogenic province, SW China. **Mineral Deposita** 50:795–809., 2015.

CHEMALE JR, FARID, TAKEHARA LUCY. **Livro Minério de Ferro: Geologia e Geometalurgia**. Rem: Revista Escola de Minas [en linea]. 2013, 66(4), 412-415. ISSN: 0370-4467. Disponível em: <https://www.redalyc.org/articulo.oa?id=56429245002>

CHIGLINO, L., GAUCHER, C., SIAL, A. N., FERREIRA, V. P., Acritarchs of the Ediacaran Frecheirinha Formation, Ubajara Group, Northeastern Brazil. **Anais da Academia Brasileira de Ciências**, 87(2), 635-649., 2014.

CHIGLINO MENDIZABAL, Leticia Lourdes. **Químioestratigrafia e bioestratigrafia da Formação Frecheirinha, Grupo Ubajara - Nordeste do Brasil**. Recife, 2013. 101 f. Tese (doutorado) - UFPE, Centro de Tecnologia e Geociências, Programa de Pós-graduação em Geociências, 2013.

COSTA, M.J., FRANÇA, J.B., BACCIEGGA, I.F., HABEKOST, C.R., CRUZ, W.B., **Geologia da Bacia Jaibaras, Ceará, Piauí e Maranhão. Projeto Jaibaras**, vol. 5. DNPM/CPRM, Recife, Brasil. Relatório final., 1973.

COSTA, M. J., FRANÇA, J. B., LINS, C. A. C., BACCHIEGGA, I. F., HABEKOST, C. R., CRUZ, W. B., **Geologia da Bacia de Jaibaras, Ceará, Piauí e Maranhão. Projeto Jaibaras**, 5. Brasília: Brazilian Government / DNPM., 1979.

DARE SAS, BARNES SJ, BEAUDOIN G, MÉRIC J, BOUTROY E, POTVIN-DOUCET C., Trace elements in magnetite as petrogenetic indicators. **Miner Deposita** 49:785–796., 2014.

DARE, S.A.S.; BARNES, S.-J.; BEAUDOIN, G. Variation in trace element content of magnetite crystallized from a fractionating sulfide liquid, Sudbury, Canada: Implications for provenance discrimination. **Geochim et Cosmochim. Acta**, 88, 27–50., 2012.

DELGADO, I. M., SOUZA, J. D., SILVA, L. C., SILVEIRA FILHO, N. C., SANTOS, R. A., PEDREIRA, A. J., GUIMARÃES, J. T., ANGELIM, L. A. A., VASCONCELOS, A. M., GOMES, I. P., LACERDA FILHO, J. V., VALENTE, C. R., PERROTTA, M. M., HEINECK,

C. A., **Geotectônica do Escudo Atlântico**. In: Bizzi, L. A., Schobbenhaus, C., Vidotti, R. M., Gonçalves, J. H (Eds.). *Geologia, Tectônica e Recursos Minerais do Brasil*, 227-333 Brasília: Serviço Geológico do Brasil / CPRM., 2003.

DE WIT, M. J.; S., J.; REEVES, C., **Restoring Pan-African-Brasiliano connections: more Gondwana control, less trans-Atlantic corruption**. Geological Society, London, Special Publications. 294. 1. 399-412., 2008.

DUPUIS C, BEAUDOIN G., Discriminant diagrams for iron oxide trace element fingerprinting of mineral deposit types. **Miner Depos** 46: 319–335., 2011.

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

EINAUDI, M.T., & BURT, D.M., Introduction: terminology, classification, and composition of skarn deposits: **Economic Geology** v. 77, p. 745-754., 1982.

FETTER, A.H., **U-Pb and Sm-Nd Geochronological Constraints on the Crustal Framework and Geologic History of Ceará State, NW Borborema Province, NE Brazil: Implications for the Assembly of Gondwana**. PhD thesis. Department of Geology, The University of Kansas, Lawrence, Kansas, USA, p. 164., 1999.

FETTER, A.H., VAN SCHMUS, W.R., SANTOS, T.J.S., ARTHAUD, M.H., NOGUEIRA NETO, J.A., U e Pb and Sm e Nd geochronological constraints on the crustal evolution and basement architecture of Ceará State, NW Borborema Province, NE Brazil: implications for the existence of the Paleoproterozoic supercontinent “Atlantica”. **Rev. Bras. Geociências** 30, 102e106., 2000.

FETTER, A. H., SANTOS, T. J. S., VAN SCHMUS, W. R., HACKSPACHER, P. C, BRITO NEVES, B. B., ARTHAUD, M. H., NOGUEIRA, J. A., WERNICK, E., Evidence for Neoproterozoic Continental Arcmagmatism in the Santa Quitéria Batholith of Ceará State, NW Borborema Province, NE Brazil: Implications for the Assembly of West Gondwana. **Gondwana Research**, 6, 265-273., 2003.

FETTER, A.H., VAN SCHMUS, W.R., DOS SANTOS, T.J.S., ARTHAUD, M.H., NOGUEIRA NETO, J.A., **Geologic history and framework of Ceará State: northwest Borborema Province, NE Brazil**. South American Symposium on Isotope geology, Brazil, Extended Abstracts, pp. 112–114., 1997.

GAUDETTE, H. E.; ABREU, F. de A. M. de, ; LAFON, J. M. ; GORAYEB, P. S. de S. 1993. **Evolução transamazônica do cinturão de cisalhamento noroeste do ceará: Novas evidências geocronológicas**. In: Simp. Geol. do Nordeste. 15. Natal, Atas... Natal, Bol. Núcleo Nordeste da SBG. v. 13. p. 317-319, 1993.

GORAYEB, P.S.S., ABREU, F.A.M., CORREA, J.A.M., MOURA, C.A.V., **Relações estratigráficas entre o granito Meruoca e a sequência Ubajara-Jaibaras**. In: XXXV Congresso Brasileiro de Geologia, Belém, vol. 6, pp. 2678e2688., 1988.

GORAYEB, P.S.S., LIMA, A. M. M., Aspectos texturais do magmatismo e tramas da tectônica impostas ao Granito Chaval na Zona de Cisalhamento Santa Rosa, extremo Noroeste

da Província Borborema. **Brazilian Journal of Geology**, 44, 653-668., 2014.

HACKSPACHER, P. C. SOARES, J. S., PETTA, R. A., **Geologia do Grupo Ubajara, Região de Frecheirinha (CE)**. 35º Congresso Brasileiro de Geologia. v.6, 2661-2677. Belém: SBG., 1988.

HU H, LI J-W, LENTZ D, REN Z, ZHAO X-F, DENG X-D., Dissolution–reprecipitation process of magnetite from the Chengchao iron deposit: insights into ore genesis and implication for in-situ chemical analysis of magnetite. **Ore Geol. Rev** 57:393–405., 2014.

HU H., LENTZ D., LI J. W., MCCARRON T., ZHAO X. F. AND HALL D., Reequilibrium processes in magnetite from iron skarn deposits. **Econ. Geol.** 110, 1-8., 2015.

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

ISHIHARA, S. The Granitoid Series and Mineralization. **Economic Geology**. Anniversary, 75, 458-484. 1981.

JARDIM DE SÁ, E. F., HACKSPACHER, P. C., NOGUEIRA, A. M. B., LINS, F. A. P. L., MCREATH, I., SRIVASTAVA, N. K. & ALUNOS DA DISCIPLINA GEOLOGIA DE CAMPO II., **Observações Sobre a Estratigrafia e Sequências Ígneas da Bacia de Jaibaras, Noroeste do Ceará**. 9º *Simpósio de Geologia do Nordeste*. v.7, 30-38. Natal: SBG., 1979.

JARDIM DE SÁ, E. F. **A Evolução Proterozoica da Província Borborema**. Proc. XI Simposio de Geologia do Nordeste, v.9, 297-315, Natal: SBG., 1984.

JARDIM DE SÁ, E. F. **A Faixa Seridó (Província Borborema, NE do Brasil) e o seu Significado Geodinâmico na Cadeia Brasileira / Pan-Africana**. Tese (Doutorado). Brasília: Instituto de Geociências, UnB., 1994.

KWAK T.A.P., **Fluid inclusions in skarns (carbonate replacement deposits)**. Journal of Metamorphic Geology, 4: 363–384., 1986.

KNIPPING JL, BILENKER LD, SIMON AC, REICH M, BARRA F, DEDITIUS AP, WALLE M, HEINRICH CA, HOLTZ F, MUNIZAGA R., **Trace elements in magnetite from massive iron oxide-apatite deposits indicate a combined formation by igneous and magmatic-hydrothermal processes**. Geochim Cosmochim Acta 171:15–38., 2015a.

LIEBERMAN, B.S., Early Cambrian paleogeography and tectonic history: a biogeography approach. **Geology** 25, 1039e1042., 1997.

LIU, Y., FAN, Y., ZHOU, T. *et al.* Geochemical characteristics of magnetite in Longqiao skarn iron deposit in the Middle-Lower Yangtze Metallogenic Belt, Eastern China. **Miner Deposita** 54, 1229–1242 (2019).

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., Skarn zonation and fluid evolution in the Groundhog Mine, Central Mining District, New Mexico. **Economic Geology**, 82, p.523-545., 1992.

MEINERT, LAWRENCE D., The genesis and exploration of skarn deposits. **Geochemical Perspectives** 2020; 9(1):17–41., 2020.

MAVROGONATOS C, VOUDOURIS P, BERNDT J, KLEMME S, ZACCARINI F, SPRY P, MELFOS V, TARANTOLA A, KEITH M, KLEMD R, HAASE K., Trace elements in magnetite from the Pagoni Rachi porphyry prospect, NE Greece: implications for ore genesis and exploration. **Minerals** 9:725–725., 2019.

MAKVANDI S., GHASEMZADEH-BARVARZ M., BEAUDOIN G., GRUNSKY E. C., MCCLENAGHAN M. B. AND DUCHESNE C., Principal component analysis of magnetite composition from volcanogenic massive sulfide deposits: Case studies from the Izok Lake (Nunavut, Canada) and Halfmile Lake (New Brunswick, Canada) deposits. **Ore Geol. Rev.** 72, 60-85., 2016.

MONIÉ, P., CABY, R., and ARTHAUD, M.H., The Neoproterozoic Brasiliano orogeny in northeast Brazil: $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ and petrostructural data from Ceará. **Precambrian Research**, v. 81, p. 241-264., 1997.

MOTTA GARCIA, M. G., PARENTE, C.V., SILVA FILHO, W. F., ALMEIDA, A. R., Age of magmatic events in the Eopaleozoic Jaibaras Basin, NE Brazil: Constraints from U-Pb zircon geochronology, **Journal of South American Earth Sciences**, Volume 84, 2018.

NABELEK, PETER & LABOTKA, THEODORE & RUSS-NABELEK, CAROL., Stable Isotope Evidence for the Role of Diffusion, Infiltration, and Local Structure on Contact Metamorphism of Calc-Silicate Rocks at Noth Peak, Utah. **Journal of Petrology**. 33. 10.1093/petrology/33.3.557., 1992.

NADOLL P, MAUK JL, HAYES TS, KOENIG AE, BOX SE., Geochemistry of magnetite from hydrothermal ore deposits and host rocks of the Mesoproterozoic Belt Supergroup, United States. **Econ Geol** 107: 1275–1292., 2012.

NADOLL P, ANGERER T, MAUK JL, FRENCH D, WALSHE J., The chemistry of hydrothermal magnetite: a review. **Ore Geol. Rev** 61:1–32., 2014.

NADOLL P, MAUK JL, LEVEILLE RA, KOENIG AE., Geochemistry of magnetite from porphyry Cu and skarn deposits in the southwestern United States. **Miner Depos** 50:493–515., 2015.

NASCIMENTO, D. A. DO, E GAVA, A., **Novas Considerações sobre a Estratigrafia da Bacia Jaibaras**. 9º *Simpósio de Geologia do Nordeste*. v. 7, 14-29. Natal: SBG., 1979.

NEVES, S. P., Constraints from zircon geochronology on the tectonic evolution of the Borborema Province (NE Brazil): Widespread intracontinental Neoproterozoic reworking of a Paleoproterozoic accretionary orogen. **Journal of South American Earth Sciences**. 58.150-164., 2014.

NEWBERRY, R., Scheelite-bearing skarns in the Sierra Nevada Region, California: Contrasts in zoning and mineral compositions and tests of infiltration metasomatism theory in Skarns-Their Genesis and Metallogeny. **Theophrastus Publications S.A.**, Athens, p. 343-384., 1991.

NOGUEIRA NETO, J.A., MARQUES JR., F., NÉRI, T.F.O., PEDREIRA, L.H.S.T., **Contribuição à geologia do município de Chaval (CE)**. Atas do XIII Simpósio de Geologia do NE. Fortaleza, SBG, 11, 27–28., 1989.

OLIVEIRA, D. C., Reavaliação da Evolução Tectono-Magmática do Gráben de Jaibaras (Nordeste do Brasil). **Acta Geologica Hispanica**, 36 (1-2), 53-95., 2001.

PADILHA, A. L.; VITORELLO, I.; PÁDUA, M. B.; FUCK, R. A. Cryptic signature of Neoroterozoic accretionary events in northeast Brazil imaged magnetotellurics: implications for the assembly of West Gondwana. **Tectonophysics**, [s.l.], v. 669, p. 164 - 177, 2017.

PARENTE, C. V., SILVA FILHO, W. F., ALMEIDA, A. R., Bacias do Estágio de Transição do Domínio Setentrional da Província Borborema. In: V. Mantesso Neto, A. Bartorelli, C. D. R. Carneiro, B. B. Brito Neves (Eds.). **Geologia do Continente Sul-Americano: evolução da obra de Fernando Flávio Marques de Almeida**, 525-536. São Paulo: Beca., 2004.

PARENTE, C. V., VERÍSSIMO, C., BOTELHO N., SANTOS T., OLIVEIRA C. JR., MARTINS D., Fe-Cu skarns deposits in the Santa Quiteria magmatic arc, Borborema Province, Brazil. **Brazilian Journal of Geology**., 2015.

PARENTE, C. V., VERÍSSIMO, C., BOTELHO N., XAVIER R., MENEZ J., LINO R., et al.; Geology, petrography and mineral chemistry of iron oxide-apatite occurrences (IOA type), western sector of the neoproterozoic Santa Quiteria magmatic arc, Ceará northeast, Brazil. **Ore Geology Reviews**, Volume 112, 2019.

PEDROSA JR., N. C., VIDOTTI, R. M., FUCK, R. A., OLIVEIRA, K. M. L., CASTELO BRANCO, R. M. G., Structural Framework of the Jaibaras Rift, Brazil, Based on Geophysical Data. **Journal of South American Earth Sciences**, 58, 318-334., 2015.

PEDROSA JR., N. C., **Interpretação e modelagem de dados geofísicos no estudo da Evolução Geotectônica do Rifte Jaibaras – NE do Brasil**. Tese (Doutorado). Brasília: Instituto de Geociências - UnB., 2015.

PEDROSA JR.N.C., VIDOTTI R., FUCK R., CASTELO BRANCO R.M.G, ALMEIDA A., SILVA N. C. V., BRAGA L. R. C., Architecture of the intracontinental Jaibaras Rift, Brazil, based on geophysical data, **Journal of South American Earth Sciences**, Volume 74, Pages 27-40., 2017.

PEARCE JA, GALE G., Identification of ore-deposition environment from trace element geochemistry of associated igneous host rocks. **Geol Soc Lond Spec. Publ** 7:14–24., 1977.

QUADROS, M.L.E.S., ABREU, F.A.M., GORAYEB, P.S.S., **Considerações sobre os ambientes deposicionais das formações Pacujá e Aprazível, Bacia de Jaibaras e NW do Ceará**. In: XXXVIII Congresso Brasileiro de Geologia, Camboriú, pp. 240e242., 1994.

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

SANTOS EJ & BRITO NEVES B., Província Borborema. In: ALMEIDA FFM & HASUI Y (Eds.). **O Pré-Cambriano do Brasil**. Edgard Blucher, p. 123-186., 1984.

SANTOS, T.J.S., **Evolução tectônica e geocronológica do extremo noroeste da Província Borborema**. Curso de Pós-graduação em Geociências – IGCE/UNESP. Tese de doutorado, 186 p., 1999.

SANTOS, E.J., NUTMAN, A.P., BRITO NEVES, B.B., Idades SHRIMP U-Pb do Complexo Sertânia: implicações sobre a evolução tectônica da zona transversal, Província Borborema. **Geol. USP Científ.** 4, 1e12., 2004.

SANTOS, T. J. S., FETTER, A. H., HACKSPACHER, P. C., SCHMUS, W. R. V., NOGUEIRA NETO, J. A., Neoproterozoic Tectonic and Magmatic episodes in the NW Sector of the Borborema Province, NE Brazil, during assembly of western Gondwana. **Journal of South American Earth Sciences**, 25, 271-284., 2008a.

SANTOS, T. J. S., FETTER, A. H., NETO, J. A. N., Comparisons Between the Northwestern Borborema Province, NE Brazil, and the Southwestern Pharusian Dahomey Belt, SW Central Africa. **Geological Society London Special Publications**, 294 (1), 101-120., 2008b.

SANTOS T.J.S., NOGUEIRA NETO J.A., FETTER A.H., HACKSPACHER P.C., Petrografia e Litogeoquímica das Rochas do Embasamento Cristalino da Região de Granja - Ce. **Revista de Geologia**, 14:33-48., 2001.

SANTOS, T.J.S., FETTER, A.H., SCHMUS, W.R.V., HACKSPACHER, P.C. Evidence for 2.35 to 2.30 Ga Juvenile Crustal Growth in the Northwest Borborema Province, NE Brazil. **Geological Society Special Publication**. vol. 323, pp. 271e281., 2009.

SIAL, A. N., FIGUEIREDO, M. C. H., LONG, L. E., Rare-earth element geochemistry of the Meruoca and Mucambo plutons, Ceara, Northeast Brazil. **Chemical Geology**, 31, 281 -273., 1981.

SILVA JUNIOR, O. G da. et al. **Folha Frecheirinha, SA.24-Y-C-VI**: carta geológica - escala 1:100.000, Belém: CPRM, 2014.

SIPAHI, FERKAN & GÜCER, MEHMET ALI & EKER, ÇİĞDEM., Geochemical composition of magnetite from different iron skarn mineralizations in NE Turkey: implication for source of ore-forming fluids. **Arabian Journal of Geosciences**. 13. 1-15. 10.1007/s12517-019-5052-2., 2020.

SOUZA, Roanny Assis de. **Estilo estrutural e contexto tectonoestratigráfico do Grupo Ubajara no NW do Ceará.**, Dissertação (Mestrado em Geodinâmica e Geofísica) - Centro de Ciências Exatas e da Terra, Universidade Federal do Rio Grande do Norte, Natal, 2018.

TOSDAL, RICHARD & DILLES, J. & COOKE, DAVID., From Source to Sinks in Auriferous Magmatic-Hydrothermal Porphyry and Epithermal Deposits. **Elements**. 5. 289-295. 10.2113/gselements.5.5.289., 2009.

TAYLOR, B.E., Stable isotope geochemistry of ore-forming fluids. In: Kyser T, Kurtis T (Eds). **Stable isotope geochemistry of low temperature process**. Canadian Mineralogist. Short Course Handbook, 13: 337-445., 1987.

TAYLOR, H.P.Jt., Water/rock interaction and the origin of H₂O in granitic batholiths. **Jour. Geol. Soc. London**, 133, '09-558., 1977.

VAN SCHMUS, W.R., BRITO NEVES, B.B., HACKSPACHER, P., BABINSKI, M., U/Pb and Sm/Nd geochronologic studies of the eastern Borborema Province, northeastern Brazil: initial conclusions. **J. South Am. Earth Sci.** 8, 267e288., 1995.

VERNON R.H. & CLARKE G.L. (EDS.), **Principles of metamorphic petrology**. Cambridge, Cambridge University, 478pp., 2008.

VERÍSSIMO, C. U. V.; RICARDO, J. M.; BARCELOS, A. C.; NOGUEIRA NETO, J. A.; SILVA FILHO, W. F.; NASCIMENTO JUNIOR, J. V.; PAIVA, A. O. **Espeleoturismo e microclima da Gruta de Ubajara, Ceará**. Estudos Geológicos, v. 15, p. 242-251, 2005. VERÍSSIMO, C. U. V.; PAIVA NETO, A. O. Relatório de Vistoria da PARNA-Ubajara. IBAMA. [S.l.], p. 12. 2007.

WEN G, LI JW, ALBERT H, HOFSTRA AE, KOENIG HA, LOWERS DA., Hydrothermal reequilibration of igneous magnetite in altered granitic plutons and its implications for magnetite classification schemes: insights from the Handan–Xingtai iron district, North China Craton. **Geochim Cosmochim Acta** 213:255–270., 2017.

WALLMACH T. & HATTON C.J., Extreme facies of contact metamorphism developed in calc-silicate xenoliths in the eastern Bushveld Complex. **Canadian Mineralogist**, 27: 509–523., 1989.

XIE, H., HUANG, X., MENG, Y., TAN, H., QI, L., Discrimination of Mineralization Types of Skarn Deposits by Magnetite Chemistry. **Minerals**, 2022.

XIAOMING SUN, HAI LIN, YU FU, DENG FENG LI, PETE HOLLINGS, TIANJIAN YANG, ZHANG RONG LIU., Trace element geochemistry of magnetite from the giant Beiya gold-polymetallic deposit in Yunnan Province, Southwest China and its implications for the ore forming processes, **Ore Geology Reviews**, Volume 91, Pages 477-490, ISSN 0169-1368, 2017.

ZHARIKOV V.A., PERTSEV N.N., RUSINOV V.L., CALLEGARI E., FETTES D.J., **Metasomatism and metasomatic rocks. In: D. Fettes & J. Desmons (eds.) Metamorphic Rocks: A Classification and Glossary of Terms**. Cambridge, Cambridge University Press, 58-68., 2007.

ZENG, LIPING & ZHAO, XIN-FU & SPANDLER, CARL & HU, HAO & LI, JIANWEI & HU, YI., Origin of high-ti magnetite in magmatic-hydrothermal systems-evidence from iron oxide-apatite (ioa) deposits of eastern china. **Economic Geology**, Volume 117, 2022.

APÊNDICE A - RESULTADOS DA QUÍMICA MINERAL DAS MAGNETITAS

Target	Sample	Lithological Associat.	Source	SiO2	CaO	Cr2O3	Al2O3	TiO2	FeO	Fe2O3	MgO	MnO	NiO	V2O5	Total
Mucambo Granite	MUCA_C1_mag1_c	Mucambo Granite	Tardi-Magmatic	2,403	0,081	0,044	0,089	0	30,3165	67,6247	0,014	0	0	0	100,572
	MUCA_C1_mag1_b	Mucambo Granite	Tardi-Magmatic	0,339	0,166	0	0,074	0,607	30,4959	68,0366	0	0	0,077	0,01	99,8054
	MUCA_C1_mag2_c	Mucambo Granite	Tardi-Magmatic	1,509	0,217	0	0,538	0,197	29,7017	67,3555	0,087	0,087	0	0,032	99,7242
	MUCA_C1_mag2_b	Mucambo Granite	Tardi-Magmatic	1,905	0,211	0,051	0,452	0,086	29,8408	67,7088	0,111	0,07	0,037	0,051	100,524
	MUCA_C2_mag5	Mucambo Granite	Tardi-Magmatic	0,282	0,034	0,033	0,035	0,106	30,8978	68,9823	0,004	0,044	0,048	0	100,466
	MUCA_C2_mag6_c	Mucambo Granite	Tardi-Magmatic	1,262	0,208	0,043	0,46	0,069	29,9657	67,6978	0,094	0,013	0	0,071	99,8835
	MUCA_C2_mag6_b	Mucambo Granite	Tardi-Magmatic	0,596	0,027	0,006	0,103	0,088	30,6487	68,5713	0	0,133	0	0,019	100,192
	MUCA_C3_mag1	Mucambo Granite	Tardi-Magmatic	2,827	0,739	0,049	0,652	0,128	29,0589	66,0006	0,012	0,11	0,035	0,014	99,6255
	MUCA_C3_mag3	Mucambo Granite	Tardi-Magmatic	0,511	0,098	0,066	0,125	0	30,8783	68,8829	0	0	0	0,016	100,577
	MUCA_C4_MAG	Mucambo Granite	Tardi-Magmatic	1,048	0,176	0	0,277	0	30,3922	68,2529	0,011	0,078	0,023	0	100,258
	MUCA_C4_MAG_2	Mucambo Granite	Tardi-Magmatic	0,957	0,217	0,041	0,32	0,05	30,5627	68,7246	0,053	0,028	0	0,022	100,975
	MUCA_C4_MAG_3	Mucambo Granite	Tardi-Magmatic	1,773	0,213	0	0,578	0,117	30,1074	68,0638	0,041	0,043	0	0,008	100,944
	MUCA_C5_MAG1	Mucambo Granite	Tardi-Magmatic	1,662	0,317	0,052	0,569	0	29,5212	66,9026	0,081	0,032	0	0,047	99,1838
	MUCA_C5_MAG2	Mucambo Granite	Tardi-Magmatic	1,919	0,232	0,072	0,715	0,007	29,4024	66,7146	0,056	0	0	0,043	99,161
	MUCA_C5_MAG3	Mucambo Granite	Tardi-Magmatic	1,647	0,166	0	0,554	0,269	29,6694	67,2936	0,09	0,016	0,05	0	99,755
	MUCA_C5_MAG4	Mucambo Granite	Tardi-Magmatic	2,953	0,615	0	0,997	0,05	28,5567	65,4639	0,051	0,128	0	0,034	98,8487
	MUCA_C5_MAG5_C	Mucambo Granite	Tardi-Magmatic	0,53	0,02	0,067	0,085	0,25	31,0925	69,6007	0,02	0,095	0	0	101,76
	MUCA_C5_MAG5_B	Mucambo Granite	Tardi-Magmatic	0,386	0,017	0	0,084	0	31,0581	69,4611	0,004	0,125	0	0	101,135
	DD06_C1_mag_c	Mucambo Granite	Magmatic	0	0,024	0	0,002	48,662	40,3344	4,59829	0	4,129	0	0,439	98,1887
	DD06_C1_mag_b	Mucambo Granite	Magmatic	0,744	0,106	0	0,513	42,88	35,8059	8,10624	0,031	3,485	0,005	0,391	92,0671
	DD06_C2_mag1	Mucambo Granite	Magmatic	0	0,018	0	0,017	41,383	36,6336	9,70471	0,035	1,554	0	0,464	89,8093
	DD06_C2_mag2	Mucambo Granite	Magmatic	0,008	0,108	0,085	0,021	47,359	38,7788	5,56477	0,034	4,646	0	0,546	97,1505
	DD06_C3_mag1_c	Mucambo Granite	Magmatic	0	0	0	0,007	38,431	32,0894	13,9458	0	3,719	0	0,376	88,5682
	DD06_C3_mag1_b	Mucambo Granite	Magmatic	0	0,008	0	0,045	35,695	29,7291	16,1621	0	3,828	0,012	0,329	85,8082
	DD06_C3_mag2_c	Mucambo Granite	Magmatic	0	0	0,051	0,023	43,673	35,9098	9,73342	0,038	4,046	0,043	0,338	93,8552
	DD06_C3_mag3_c	Mucambo Granite	Magmatic	0,04	0,05	0	0,029	42,056	36,2881	10,771	0,009	2,489	0,014	0,398	92,1441
	DD06_C3_mag3_b	Mucambo Granite	Magmatic	0,007	0,032	0	0,028	44,748	38,2142	8,43378	0	2,84	0,003	0,396	94,702
	DD06_C4_mag2_c	Mucambo Granite	Magmatic	0,012	0,04	0	0	39,624	32,0219	12,4438	0,078	4,561	0,073	0,425	89,2787
	DD06_C4_mag2_b	Mucambo Granite	Magmatic	0,018	0,038	0	0,013	46,305	37,5956	6,80072	0,005	4,729	0,041	0,411	95,9563
	DD06_C5_mag2_c	Mucambo Granite	Magmatic	0,059	0,072	0	0,042	48,918	40,4867	3,32542	0	4,102	0,004	0,394	97,4032
	DD06_C5_mag2_b	Mucambo Granite	Magmatic	0,026	0,104	0,021	0,025	47,341	39,6081	4,87088	0	3,584	0,012	0,383	95,975
	DD08_C1_MAG1_C	Mucambo Breccia	Hydrothermal	0,482	0,019	0	0,021	0,058	30,4941	68,0652	0,031	0	0,075	0,033	99,2783
	DD08_C1_MAG1_C2	Mucambo Breccia	Hydrothermal	0,541	0,064	0,043	0,06	0,007	31,0321	69,1087	0	0,018	0	0,051	100,925
	DD08_C1_MAG1_B	Mucambo Breccia	Hydrothermal	0,959	0,116	0,041	0,277	0	29,941	67,2151	0,032	0,056	0,005	0,08	98,7221
	DD08_C1_MAG2	Mucambo Breccia	Hydrothermal	0,55	0,054	0	0,115	0,098	30,928	69,2277	0	0,085	0,08	0,063	101,201
	DD08_C1_MAG3	Mucambo Breccia	Hydrothermal	0,849	0,044	0,016	0,128	0,073	30,4257	68,0867	0,052	0,03	0	0,033	99,7375
	DD08_C1_MAG4	Mucambo Breccia	Hydrothermal	1,211	0,134	0,045	0,262	0	30,4148	68,4723	0,081	0,051	0	0,024	100,695
	DD08_C2_MAG1	Mucambo Breccia	Hydrothermal	0,695	0,06	0	0,1	0,147	30,2789	67,7398	0,06	0,029	0,016	0,058	99,1837
	DD08_C2_MAG2	Mucambo Breccia	Hydrothermal	1,303	0,122	0	0,458	0,074	30,4287	68,5846	0,028	0,034	0,041	0,037	101,11
	DD08_C3_MAG1	Mucambo Breccia	Hydrothermal	0,582	0,047	0,177	0,011	0,102	30,8126	68,8893	0,007	0,061	0,049	0,076	100,814
	DD08_C3_MAG2	Mucambo Breccia	Hydrothermal	1,126	0,069	0,051	0,141	0,082	29,811	66,8851	0,067	0,003	0,059	0,051	98,3451
	DD08_C3_MAG3	Mucambo Breccia	Hydrothermal	0,943	0,061	0,048	0,2	0	30,729	68,8355	0,007	0,001	0,072	0,013	100,909
	DD08_C3_MAG4	Mucambo Breccia	Hydrothermal	1,441	0,135	0,067	0,371	0,025	30,5735	68,9627	0,053	0,062	0,024	0,044	101,758
	DD08_C4_MAG2	Mucambo Breccia	Hydrothermal	0,916	0,057	0	0,164	0	29,8657	66,872	0,034	0,009	0,067	0,072	98,0568
	DD08_C4_MAG3	Mucambo Breccia	Hydrothermal	1,032	0,105	0,016	0,314	0	29,872	67,303	0,059	0,086	0,002	0,034	98,8229
	DD08_C5_MAG1	Mucambo Breccia	Hydrothermal	1,28	0,233	0,017	0,398	0,083	30,2452	68,2818	0,083	0	0,07	0,062	100,753
	DD08_C5_MAG2	Mucambo Breccia	Hydrothermal	1,331	0,146	0,042	0,203	0,041	30,3504	68,485	0,11	0,102	0	0	100,81

	DD08_C5_MAG3	Mucambo Breccia	Hydrothermal	2,569	0,47	0,005	0,865	0,339	29,6404	67,7415	0,129	0,013	0	0	101,772
	DD08_C5_MAG4	Mucambo Breccia	Hydrothermal	1,133	0,197	0	0,496	0,098	30,1592	68,2395	0,024	0,159	0	0,017	100,523
	DD08_C5_MAG5	Mucambo Breccia	Hydrothermal	1,686	0,239	0,053	0,479	0,077	30,131	68,052	0,067	0	0,034	0,059	100,877
Moreno Orebody	DD14_C1_mag1	Magnetite Ore	Hydrothermal	0,359	0,075	0	0,036	0,111	30,4642	68,094	0	0,124	0,032	0,024	99,3192
	DD14_C1_mag2	Magnetite Ore	Hydrothermal	1,137	0,101	0	0,121	0	30,9707	69,3182	0,051	0	0,047	0,013	101,759
	DD14_C2_mag1	Magnetite Ore	Hydrothermal	0,569	0,007	0	0,04	0	29,9274	66,8891	0	0,09	0,068	0,046	97,6365
Cavalcante Orebody	DD61_C1_MAG2	Magnetite Ore	Hydrothermal	1,138	0,033	0,061	0,093	0,099	29,325	66,1071	0,043	0,262	0	0,046	97,2071
	DD61_C1_MAG3	Magnetite Ore	Hydrothermal	2,034	0,006	0,019	0,125	0,022	28,947	65,5825	0,174	0,17	0,003	0,057	97,1396
	DD61_C2_MAG1	Magnetite Ore	Hydrothermal	1,383	0	0	0,127	0	29,4234	66,429	0,13	0,114	0,028	0	97,6344
	DD61_C2_MAG2	Magnetite Ore	Hydrothermal	1,46	0,121	0,092	0,1	0,086	25,889	66,376	0,293	3,253	0,052	0,015	97,7371
	DD61_C3_MAG1	Magnetite Ore	Hydrothermal	0,949	0,062	0,026	0,123	0,201	29,6058	67,0264	0,065	0,302	0,038	0,014	98,4122
	DD61_C3_MAG2	Magnetite Ore	Hydrothermal	1,639	0,084	0,034	0,115	0	29,2534	66,4901	0,192	0,201	0,019	0	98,0275
	DD61_C4_MAG1	Magnetite Ore	Hydrothermal	3,263	0,038	0,025	0,19	0,12	28,495	66,0015	0,506	0,068	0,088	0	98,7946
	DD61_C4_MAG2	Magnetite Ore	Hydrothermal	2,121	0,023	0	0,091	0	29,1574	65,7467	0,092	0,192	0	0	97,423
	DD61_C4_MAG4	Magnetite Ore	Hydrothermal	2,918	0,014	0	0,094	0,066	28,8603	66,1601	0,356	0,202	0,009	0,02	98,6994
	DD61_C5_MAG2	Magnetite Ore	Hydrothermal	2,646	0,033	0,015	0,117	0	29,2191	66,9927	0,404	0,046	0,068	0	99,5409
	DD61_C5_MAG3	Magnetite Ore	Hydrothermal	2,031	0,047	0	0,084	0,042	30,0834	67,5314	0,104	0,065	0	0,027	100,015
072 Orebody	DD67_C1_MAG1_C	Mineralized Siliclastic Breccia	Hydrothermal	0,531	0,115	0	0,202	0	28,2668	63,0233	0	0	0	0,133	92,2712
	DD67_C1_MAG1_B	Mineralized Siliclastic Breccia	Hydrothermal	0,406	0	0	0,092	0,172	28,8899	64,5403	0,036	0,038	0,015	0,082	94,2712
	DD67_C1_MAG2_C	Mineralized Siliclastic Breccia	Hydrothermal	0,218	0,063	0,026	0,205	0,189	28,6335	64,0906	0,004	0,035	0,017	0,029	93,5101
	DD67_C1_MAG2_C2	Mineralized Siliclastic Breccia	Hydrothermal	0,012	0,021	0,043	0,141	0	28,5811	63,961	0	0,067	0,034	0,061	92,9211
	DD67_C1_MAG2_B	Mineralized Siliclastic Breccia	Hydrothermal	0,451	0,066	0,035	0,561	0,218	26,7415	60,3631	0,004	0,048	0	0,098	88,5857
	DD67_C1_MAG3	Mineralized Siliclastic Breccia	Hydrothermal	0,398	0,038	0,068	0,342	0	28,4689	63,9323	0,013	0	0	0	93,2602
	DD67_C2_MAG2	Mineralized Siliclastic Breccia	Hydrothermal	0,287	0,057	0	1,004	0	26,7293	61,1102	0	0,013	0,073	0,033	89,3065
	DD67_C2_MAG3_C1	Mineralized Siliclastic Breccia	Hydrothermal	0,192	0,054	0	0,234	0,053	28,686	64,1356	0	0,005	0,006	0,014	93,3796
	DD67_C2_MAG3_C2	Mineralized Siliclastic Breccia	Hydrothermal	0,305	0,035	0,066	0,146	0,266	28,5648	63,8369	0	0	0,045	0,044	93,3087
	DD67_C2_MAG3_B1	Mineralized Siliclastic Breccia	Hydrothermal	0,952	0,128	0,017	0,636	0,123	27,452	62,7131	0,079	0,111	0,083	0,044	92,3381
	DD67_C2_MAG3_B2	Mineralized Siliclastic Breccia	Hydrothermal	0,201	0,057	0	0,144	0,025	29,4979	65,8783	0,004	0,054	0	0,054	95,9152
	DD67_C3_MAG1_C	Mineralized Siliclastic Breccia	Hydrothermal	0,686	0,115	0	0,428	0	28,0782	63,2063	0,016	0,04	0	0,024	92,5935
	DD67_C3_MAG1_B	Mineralized Siliclastic Breccia	Hydrothermal	0,296	0,029	0	0,101	0,04	29,511	65,8559	0	0,018	0,045	0,036	95,932
	DD67_C3_MAG2_B	Mineralized Siliclastic Breccia	Hydrothermal	0,274	0,038	0,041	0,069	0,094	29,5444	66,0556	0	0	0,112	0,002	96,23

	DD67_C3_MAG2_B2	Mineralized Siliclastic Breccia	Hydrothermal	0,901	0,13	0,01	0,498	0	28,3463	63,8952	0,02	0,049	0	0,09	93,9395
	DD67_C3_MAG3_C	Mineralized Siliclastic Breccia	Hydrothermal	0,553	0,061	0,016	0,282	0	28,2996	63,5937	0,064	0	0,028	0,085	92,9823
	DD67_C3_MAG3_B	Mineralized Siliclastic Breccia	Hydrothermal	0,445	0,027	0	0,326	0,099	28,1269	63,2934	0,011	0,105	0	0,01	92,4432
Tamandaré Orebody	TRC25_C1_MAG1_C	Magnetite Ore	Hydrothermal	0,726	0,046	0	0,152	0	29,9289	67,0297	0,012	0,079	0,029	0,02	98,0226
	TRC25_C1_MAG1_B	Magnetite Ore	Hydrothermal	1,963	0,017	0	0,134	0,004	29,8016	66,5199	0,007	0,003	0,017	0	98,4665
	TRC25_C1_MAG2_C	Magnetite Ore	Hydrothermal	0,756	0	0	0,106	0,25	29,9905	66,9134	0,024	0	0	0,003	98,0429
	TRC25_C1_MAG2_B	Magnetite Ore	Hydrothermal	1,129	0,1	0	0,216	0,119	29,4795	66,1132	0	0,113	0	0	97,2697
	TRC25_C1_MAG3	Magnetite Ore	Hydrothermal	1,426	0,127	0,078	0,255	0,081	29,5067	66,2231	0,051	0	0	0,044	97,7917
	TRC25_C2_MAG1_C	Magnetite Ore	Hydrothermal	1,931	0,132	0,008	0,271	0,16	30,3151	68,0252	0,051	0	0,007	0	100,9
	TRC25_C2_MAG1_B	Magnetite Ore	Hydrothermal	1,564	0,065	0,016	0,137	0,179	30,7404	68,6494	0,024	0	0	0	101,375
	TRC25_C2_MAG2	Magnetite Ore	Hydrothermal	1,609	0,008	0	0,182	0,081	30,2014	67,7648	0,045	0,056	0,023	0	99,9702
	TRC25_C3_MAG1_C	Magnetite Ore	Hydrothermal	1,873	0,12	0	0,384	0,035	30,1107	67,5555	0,008	0	0	0	100,086
	TRC25_C3_MAG1_B	Magnetite Ore	Hydrothermal	0,971	0,085	0	0,244	0	29,9727	67,181	0,048	0	0	0,011	98,5127
	TRC25_C3_MAG2	Magnetite Ore	Hydrothermal	1,58	0,032	0,084	0,104	0,036	29,3867	66,0286	0,068	0,07	0,016	0	97,4053
	TRC25_C3_MAG3	Magnetite Ore	Hydrothermal	1,184	0,047	0,041	0,245	0	29,5256	66,5399	0,09	0,024	0,04	0,008	97,7445
	TEST1_C3_MAG2	Mineralized Metacarbonate	Hydrothermal	0,315	0,292	0	0,027	0	31,1745	69,2961	0	0,003	0	0,05	101,158
	TEST1_C3_MAG1_B	Mineralized Metacarbonate	Hydrothermal	0,266	0,192	0,118	0,026	0,025	30,9691	69,1276	0	0,037	0,043	0,052	100,856
	TEST1_C3_MAG3_C	Mineralized Metacarbonate	Hydrothermal	0,364	0,032	0	0,569	0	31,0516	70,1406	0,029	0,055	0	0	102,241
	TEST1_C3_MAG3_B	Mineralized Metacarbonate	Hydrothermal	0,407	0,167	0	0,212	0,254	31,1711	69,7045	0,028	0,01	0	0,041	101,995
	DDH103_C2_MAG1	Mineralized Metacarbonate	Hydrothermal	0,542	0,022	0	0,082	0,157	31,1837	70,0739	0,019	0,249	0	0	102,329
	DDH103_C3_MAG1_C	Metacarbonate	Hydrothermal	1,981	0,101	0,035	0,207	0	30,1571	68,0107	0,094	0,068	0,057	0,029	100,74

APÊNDICE B - LISTA DE FIGURAS DO ARTIGO

- Figura 1 Compartimentação da Província Borborema. A) Mapa Geológico ilustrando a Sub-Província Setentrional da PB, com os Domínios Médio Coreaú, Ceará Central e Rio Grande do Norte. B) Mapa Geológico simplificado da geologia regional do DMC e DCC 43
- Figura 2 A) Mapa geológico do Depósito de São José do Torto, com dois perfis geológicos mostrando a disposição das unidades litológicas de acordo com a estrutural da área. Observa-se as principais ocorrências de Fe associadas com a unidade Frecheirinha do Grupo Ubajara. B) Mapa gamaespectométrico Fator F, que realça o enriquecimento em K e U das áreas que sofreram alterações hidrotermais. Valores baixos do Fator F representam áreas com intemperismo elevado enquanto valores altos representam áreas muito alteradas pelo hidrotermalismo. C) Mapa magnetométrico de ASA (Sinal Analítico) 44
- Figura 3 A) Metarenito Trapiá, com coloração avermelhada devido a alteração incipiente, granulação fina e com estruturas sedimentares reliquias; B) Hornfels proveniente da silicificação induzida pelo contato entre o metarenito e o Granito Mucambo, rocha muito fina com neoformação de biotita e formação e/ou remobilização de óxidos e sulfetos de Fe. C) Lente de ardósia esverdeada com níveis arroxeados, encontrada associada ao metarenito Trapiá. D) e E) Metecalários da Formação Frecheirinha, com coloração variando de cinza claro a escuro, estruturas sedimentares reliquias, parcialmente intemperizados exibindo coloração alaranjada devido a remobilização de Fe. F) Rocha calcissilicática da Formação Frecheirinha, com granulação muito fina, coloração esverdeada, e concentração de Fe e carbonato ao longo das fraturas 46
- Figura 4 Granito Mucambo. A) Enclave máfico de granulação fina, imerso na rocha granítica. B) Amostra do Granito Mucambo com alteração incipiente. C) Afloramento em forma de lajedo com veios de óxidos de ferro associados. D) Brecha hidrotermal com clastos de feldspatos envolvidos por matriz rica em óxidos de ferro, clorita e/ou epidoto 48

- Figura 5 Fotomicrografias de metarenitos do Grupo Ubajara. A) e B) LN e LP: Microveios de quartzo com opacos, ladeados por agregados de biotita parda lamelares neoformadas. 50
- Figura 6 Fotomicrografias dos metacalcários da Fm. Frecheirinha. A) LP: Matriz carbonática cominuída com carbonatos neoformados subidioblásticos. B) LP: Contato entre cristais recristalizados de carbonatos contendo microveios de clorita e opacos associados. C) Agregados de pirosmalita (Psm) subédricos alterados para anfibólio (Anf) nas bordas, em meio a matriz carbonática (Ca). D) Ocorrência de agregados subidioblásticos de pirosmalita (Psm) juntamente com carbonatos (Ca) e magnetita (Mag) na matriz da rocha E) LR: Cristais de magnetita (Mag) e pirita (Py) dispersos na matriz carbonática da rocha. F) Magnetita (Mag) disseminada e em microveio da rocha metacarbonática. 51
- Figura 7 A) LP: Exoskarn com agregados porfiroblásticos de clinopiroxênio (cpx) parcialmente substituídos por actinolita (act), clorita (chl) e carbonato (ca); B) LP: Porfiroblastos de anfibólio (actinolita) alterados ou substituídos por clorita. C) LN e LP: Agregados de actinolita substituídos parcialmente por clorita e carbonatos. 52
- Figura 8 Fotomicrografias da assembleia mineral do Granito Mucambo. A) e B) Associação de minerais primários como quartzo (qz), feldspato potássico (Kfs) , anfibólio (Anf) e biotita (Bt) juntamente com a magnetita (Mag) I. C) e D) Magnetita (Mag) na forma de inclusão dentro da biotita (Bt) primária. E e F) Ocorrência de sulfetos, como pirita (Py) e óxidos de Fe (Ilm) juntamente com a biotita (Bt) e anfibólio (Anf). G) Alanita (aln) ocorrendo nos interstícios da matriz rica em quartzo (Qz) e feldspato potássico (Kfs). H) Magnetita (Mag) ocorrendo como inclusão nos cristais de biotita (Bt), e cristais de plagioclásio (Pl). 53

- Figura 9 Fotomicrografias das alterações hidrotermais do Granito Mucambo. A) e B) Magnetita hidrotermal (Mag) associada com clorita (Chl) que está substituindo os minerais primários como o K-feldspato (Fd). C) e D) Magnetita (Mag) na forma de veio associada com epidoto (Ep) proveniente da alteração hidrotermal de epidotização. E) Albita (Ab) bordejando o K-feldspato (Fd) indicando uma diminuição de temperatura. F) Epidoto (Ep) nas bordas e interstícios dos minerais primários, como o K-feldspato (Fd). G) e H) Formação de agregados de magnetita (Mag) juntamente com a neoformação de sericita. 54
- Figura 10 A) Afloramento do granito mucambo com veios de óxidos de Fe associado. B), C) e D) Veios de quartzo com magnetita associado a um sistema de fraturas ou falhas de direção N60E na borda SE do Granito Mucambo. Notar o caráter recorrente do tectonismo, marcado pela sobreposição da deformação junto aos cristais de quartzo e da magnetita. 56
- Figura 11 A) e B) Fotografias in loco do Alvo Moreno, e do minério filoneano maciço. C) e D) Fotomicrografias do minério maciço, composto majoritariamente por magnetita (Mag) subidoblástica, com hidróxido de Fe intersticial. E) e F) Fotografias in loco do Alvo Cavalcante, metacarbonatos da Fm. Frecheirinha sendo substituídos pela magnetita (Mag) e laterização. G) e H) Fotomicrografias da magnetita (Mag) substituindo a associação mineral da rocha metacarbonática. 58
- Figura 12 A) e B) Fotografias in loco do Alvo Tamandaré. Minério maciço, fortemente magnético, com cavidades geradas pela dissolução dos carbonatos, situação que são reconhecidas as estruturas de karstificação. C) e D) Fotomicrografias do minério magnetítico associado com sulfetos. (Cpy = Calcopirita; Mag = magnetita). 59
- Figura 13 A) e B) Fotografias do Alvo 072, com ocorrência de minério filoneano de magnetita, e minério hematítico especular. C) e D) Fotomicrografias do minério hematítico especular, associados com quartzo da rocha siliciclástica da Formação Trapiá. 59
- Figura 14 Fotomicrografias do minério brechado, e intensamente fraturado. Observa-se uma zonação incipiente nos cristais, indicando diversas fases

hidrotermais.	60
Figura 15 Fotografias das ocorrências de minério coluvionar. Observa-se colúvios que variam de 1 a 30cm, aproximadamente, dispostos em camadas de solo laterizado, com magnetita maciça proveniente do desmonte de filões do minério maciço filoneano.	62
Figura 16 Fotografias da localização dos pontos analisados nos intervalos de sondagem, do topo em direção a base do furo. A: 11,50m, B: 14,77m, C: 17m e D: 20m.	66
Figura 17 Perfil litológico do furo de sonda DDH04 com valores isotópicos $\delta^{18}\text{O}\%$ e $\delta^{13}\text{C}\%$ das amostras estudadas: T1F2, T1F3, T2F1, T2F2, T3F1, T3F2, T3F3, T4F2, T4F3.	68
Figura 18 Gráfico relacionando valores isotópicos de C e O das amostras de mármore mineralizados analisadas nesta pesquisa, em comparação com dados obtidos por Chinglino (2013) para os mármore da Formação Frecheirinha e por M. Boomeri (2010) para os mármore mineralizados do Depósito de Fe-Skarn de Sangam-Irã.	69
Figura 19 Concentração média dos elementos principais e traços presentes nas magnetitas estudadas.	72
Figura 20 Diagrama $(\text{Si}+\text{Al})/(\text{Mg}+\text{Mn})$ vs $\text{Mg}+\text{Mn}$	73
Figura 21 Diagramas triangulares A) $\text{Al}-\text{Mg}-\text{Mn}$ e B) $\text{Ti}+\text{V}-\text{Mg}-\text{Mn}$	74
Figura 22 Figura 23 Diagrama $\text{Ti}+\text{V}$ vs $\text{Ca}+\text{Al}+\text{Mn}$ (wt%) das magnetitas dos alvos do Depósito do Torto.	75
Figura 23 Diagrama $\text{Ti}+\text{V}$ vs $\text{Al}+\text{Mn}$	76
Figura 24 Diagrama $\text{Ti}+\text{V}$ vs $\text{Mn}+\text{Al}+\text{Ca}$ proposto por Dupuis & Beaudoin, (2011); Nadol et al., (2014) usado para discriminar diferentes depósitos ricos em óxidos de ferro. Comparativo das análises do Depósito do Torto (Mucambo), Ararendá e Catunda.	77

LISTA DE TABELAS

Tabela 1	Resumo dos principais tipos de minério encontrados no Depósito do Torto. (Qz = quartzo, KF = Feldspato Potássico, Pl = Plagioclásio, Chl = Clorita)	62
Tabela 2	Valores elementares mínimos, médios e máximos das magnetitas dos alvos presentes no Depósito do Torto.....	65
Tabela 3	Descrição sucinta das amostras de mármore analisadas no Depósito do Torto e valores correspondentes de $\delta^{18}\text{O}$ e $\delta^{13}\text{C}$	67