



Universidade de Brasília

Instituto de Geociências

**Geologia das ocorrências de ferro de filiação magmático-
hidrotermal na porção nordeste da Bacia do Parnaíba, município de
Piripiri-PI Brasil**

Dissertação de Mestrado nº 477

Jamille Victoria Lauriano Freire

Orientadora: Prof. Dra. Maria Emília Schutesky

Brasília- DF

2021

FF866g Freire, Jamille
Geologia das ocorrências de ferro de filiação magmático hidrotermal na porção nordeste da Bacia do Parnaíba, município de Piripiri-PI Brasil / Jamille Freire; orientador Maria Emília Schutesky; co-orientador Clóvis Vaz Parente. -- Brasília, 2021.
87 p.

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

1. Ocorrência de ferro. 2. Magmático- Hidrotermal. 3. Bacia do Parnaíba. I. Schutesky, Maria Emília, orient. II. Vaz Parente, Clóvis, co-orient. III. Título.

Geologia das ocorrências de ferro de filiação magmático-hidrotermal na porção nordeste da Bacia do Parnaíba, município de Piripiri-PI, Brasil

Jamille Victoria Lauriano Freire

**Dissertação submetida à
Coordenação do Programa de
Pós-Graduação em Geologia,
Universidade de Brasília, como
requisito parcial para obtenção
de grau de Mestre em Geologia.**

Área de Concentração: Prospecção e Geologia Econômica.

Orientador: Profa. Dra. Maria Emília Della Giustina

Co-orientador: Prof. Dr. Clóvis Vaz Parente

Data da defesa: 11/06/2021

Banca Examinadora: Profa. Dra. Maria Emília Schutesky (Orientadora IG/UnB)

Membro externo: Rosaline Cristina Figueiredo e Silva- (IGC/ UFMG)

Membro interno: Claudinei Gouveia de Oliveira (IG/ UnB)

AGRADECIMENTOS

Agradeço aos meus pais, Wladimir e Ana Maria, por todo o amor, carinho e apoio em todos os caminhos que decidi trilhar. Pelo suporte emocional e financeiro que me permitiu a realização dos meus sonhos longe de casa.

A minha filha Isabel, por me mostrar o maior e mais lindo sentimento que existe no mundo. Por me mostrar que eu sou mais forte do que imaginei que era.

Ao meu melhor amigo, companheiro de vida e grande amor Henrique, agradeço por todas as trocas acadêmicas, pelo suporte emocional pessoal e com a nossa família. Sem isso eu não teria conseguido finalizar este trabalho.

Agradeço à minha querida orientadora Professora Emília, por me acolher com tanto carinho em Brasília. Pela oportunidade e confiança em mim e no nosso trabalho. Por cada reunião, trocas acadêmicas e pessoais. Por ser um exemplo de pessoa, profissional e de mulher.

Ao meu querido orientador Professor Clóvis, por todo conhecimento transmitido ao longo dos três anos de trabalho. Pela oportunidade e por sempre acreditar em mim e no nosso trabalho. Por toda dedicação, paciência e compreensão. Por ser minha grande inspiração não só profissional, mas de ser humano.

O presente trabalho foi realizado com apoio da Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior - Brasil (CAPES) - Código de Financiamento 001

RESUMO

O conhecimento sobre depósitos de ferro em bacias sedimentares paleozoicas brasileiras, como a bacia do Parnaíba, Paraná e Amazonas restringe-se, até então, aos depósitos sedimentares do tipo *ironstone*, com mineralogia predominantemente composta por hematita sob texturas oolíticas e psolíticas. Entretanto, neste trabalho são descritas ocorrências de ferro recém descobertas na porção nordeste da Bacia do Parnaíba, município de Piripiri-PI, associadas aos arenitos da Formação Cabeças e ao magmatismo mesozoico. Tratam-se de ocorrências de ferro de características distintas, não descritas em bacias sedimentares até então. As rochas identificadas são ricas em magnetita e ocorrem sob forma de corpos tabulares, com aspecto fragmentário ou maciços em escala quilométrica. Foram identificados quatro tipos de ocorrências de ferro: 1) Platô magnetítico, de formato tabular, com aspecto de brecha vulcânica autoclástica, depositadas sob arenitos silicificados; 2) Pele-de-onça, na forma de blocos rolados de rocha básica alterada, sustentando pequenas morrarias com diabásios na base; 3) Brecha hidrotermal de aspecto esquelético; 4) Brecha hidrotermal hematítica. Foi proposto um modelo genético de caráter magmático hidrotermal para as ocorrências de ferro identificadas, baseado em dados de petrografia, química mineral preliminar e relações de contato entre ocorrências e rochas hospedeiras. Em busca de associar processos genéticos, foram realizadas comparações das características das ocorrências de ferro de Piripiri com mineralizações de ferro de depósitos conhecidos. As características genéticas discutidas colocam as ocorrências de ferro estudadas um lugar de destaque no cenário das grandes províncias magmáticas conhecidas, assim como nas bacias sedimentares fanerozoicas.

Palavras- chave: Ocorrências de ferro, magmático-hidrotermal, Bacia do Parnaíba.

ABSTRACT

The knowledge about iron occurrences in Brazilian Phanerozoic sedimentary basins such as the Parnaíba, Amazonas and Paraná basins was restricted to local ironstone sedimentary deposits. This type of sedimentary deposit generally exhibits a mineralogy dominated by hematite in oolitic and pisolitic textures, with low iron content. However, important iron occurrences with different characteristics have been recently identified at the northeastern portion of the Paleozoic Parnaíba Basin, located at the Piauí state, county of Piripiri. The iron occurrences are related to Cabeças Formation and the Mesozoic magmatism at Parnaíba Basin. These type of iron occurrences present high content of magnetite, displayed as tabular bodies with fragmentary aspect and massive blocks along small hills. The bodies cover an area ranging from 1,5km² to 7 km², represented in a geological map. Four types of iron occurrence were described: 1) Magnetitic-plateau iron occurrence, displayed in a tabular shape, composed of autoclastic volcanic breccias magnetite rich, hosted by silicified sandstones; 2) Jaguar skin iron occurrence that occurs as fragments of altered iron rich plutonic rock; 3) Esqueletal hydrothermal breccia and 4) Hematite hydrothermal breccia. Based on results of petrographic analysis, preliminary mineral chemistry and observations of contact zones a magmatic-hydrothermal genetic model was proposed. The iron mineralization from Piripiri was also compared to world class deposits in order to understand the processes that these rocks went through. This study represents new perspective about iron mineralization related to sedimentary basins worldwide related to Large Igneous provinces.

Key words: Iron occurrences, magmatic hydrothermal origin, Parnaíba Basin.

Sumário

1.	Apresentação.....	13
1.1	Introdução	13
1.2	Localização da área de estudo.....	14
1.3	Justificativa e objetivos.....	15
1.4	Materiais e métodos	16
1.4.1	Descrição Macroscópica	16
1.4.2	Petrografia	17
1.4.3	Mapas químicos elementares	18
2.	Geologia Regional– A Bacia do Parnaíba	19
2.1	Grupo Canindé.....	24
2.1.1	Formação Cabeças	24
2.2	Magmatismo Mesozoico na Bacia do Parnaíba.....	25
2.2.1	Formação Mosquito	26
2.2.2	Formação Sardinha.....	27
2.3	Coberturas Cenozoicas Lateríticas.....	28
3.	Resultados	29
	Ocorrências de ferro	31
3.1	Ocorrência tipo Platô Magnetítico	31
3.1.1	Ocorrência de ferro tipo Platô Magnetítico- Petrografia.....	34
3.2	Ocorrência de ferro tipo Pele-de-onça	39
3.2.1	Ocorrência de ferro Pele-de-onça- Petrografia	42
3.3	Ocorrência de ferro esquelético.....	45
3.3.1	Ocorrência de ferro esquelético- Petrografia	47
3.4	Ocorrência de ferro tipo brechas hematíticas	48

3.4.1 Ocorrência de ferro do tipo brecha hematítica- Petrografia	49
Zonas de Contato	51
3.5 Zona de contato – Platô magnetítico	51
3.5.1 Zona de contato platô magnetítico– Petrografia	56
3.6 Zona de contato- Pele de onça.....	58
3.6.1 Zona de contato pele-de-onça- Petrografia.....	59
4. Discussões	61
4.1 Tipos de Magnetita.....	61
4.2 Evidências de cristalização magmática	64
4.3 Aspectos geológicos e evidências hidrotermais.....	67
4.4 Correlação com as LIP’s CAMP e Paraná Etendeka e implicações para a metalogênese das bacias fanerozoicas brasileiras.....	73
4.5 Correlação com outros depósitos de Fe de caráter magmático-hidrotermal	75
5. Conclusões	78
6. Referências	80

Índice de Figuras

Figura 1 Mapa de localização da área de estudo com respectivas vias de acesso.	14
Figura 2 Coluna estratigráfica da Bacia do Parnaíba (Modificado de Vaz et al. (2007). JBR: Fm. Jaibaras; IPU: fm. Tianguá; JAI: fm. Jaicós; ITM: fm. Itaim; PIM: fm. Pimenteiras; CAB: fm. Cabeças; LON: fm. Longá; POT: fm. Poti; PIA: fm. Piauí; PEF: fm. Pedra de Fogo; MOT: fm. Motuca; SAM: fm. Sambaíba; MOS: fm. Mosquito; PSB: fm. Pastos Bons; SAR: fm. Sardinha; COR: fm. Corda. GRA: fm. Grajaú; COD: fm. Codó; ITP: fm. Itapecurú.....	21
Figura 3 Mapa geológico da área de estudo em escala 1:80.000.	30
Figura 4 Aspectos macroscópicos da ocorrência de ferro tipo platô magnetítico. a) Porção central da ocorrência sustentada por arenitos verticalizados da Formação Cabeças. b) Ocorrência do platô na forma de blocos ou matacões soltos, depósito de talus, com ampla variação de tamanho (alguns centímetros até 7 metros). c) Aspecto de brecha vulcânica autoclástica do platô, composta por fragmentos de magnetitito, apresentando magnetismo moderado a alto, por vezes martitizados. Os fragmentos encontram-se imersos em matriz fragmentária fina, também magnética, por vezes martitizadas/limonitizadas por ações intempéricas posteriores à formação. d) Fragmentos sub-arredondados de magnetitito maciço com processo de oxidação evidente. e) Aspecto vacuolar da matriz, com vesículas de aspecto circular e elipsoidal. f) Estruturas irregulares encontradas na matriz, similares a feições de escape de gases/voláteis. g) Estrutura de canal, cilíndrica, em rocha magnetítica guardando semelhança com estruturas em canais de lava, com em média 15 cm.	33
Figura 5 Aspectos microscópicos da ocorrência de ferro platô tabular em microscópio petrográfico sob luz refletida (RL) e em microscópio eletrônico de varredura (MEV). Fotomicrografias a,b,c e d são referentes ao domínio clasto. Fotomicrografias e,f e g referem-se ao domínio matriz. a) Cristais de magnetita tipo P (mt P), imersos em matriz limonítica. b) Processo de martitização evidenciado em setas em vermelho. c) Magnetita do tipo S (mt S) na forma de auréolas que circundam núcleos de minerais escuros alterados, assinalada por setas vermelhas. d) Magnetita tipo P, subédricas e cristal subédrico de ilmenita (ilm) imersos em matriz limonítica. e) Fotomicrografia (MEV). Cristais angulosos/subangulosos de quartzo (qz), magnetita e ilmenita, envolvidos por matriz de composição de óxidos e hidróxidos de ferro. Cristais	

de quartzo apresentam bordas engolfadas e certa orientação (círculo tracejado branco) ao redor de cristal de magnetita microfraturada, na porção inferior. Cristais de magnetita com microfraturas tipo quench. Microglóbulos compostos por magnetita (setas em amarelo) com bordas de reação nas porções superior e inferior direita da imagem. **f)** Cristal de magnetita da matriz, com lamelas de oxi-exsolução de ilmenita. **g)** Fotomicrografia (MEV) evidenciando feição de substituição no núcleo com textura microplacóide. **h)** Contato interpenetrativo entre domínio clasto e domínio matriz..... 36

Figura 6 Mapas químicos elementares dos elementos ferro (Fe), titânio (Ti), vanádio (V) e silício (Si). **Esquerda)** Cristal de magnetita do domínio matriz. **Direita)** Cena composicional do domínio do fragmento de magnetita. Dados não quantitativos. 38

Figura 7 Aspectos macroscópicos da ocorrência de ferro pele-de-onça. **a)** Morraria sustentada por blocos rolados, variando de poucos centímetros até um metro. **b)** Bloco da ocorrência pele-de-onça de ~1m, apresentando estratificação plano paralela marcante e forte magnetismo. **c)** Estruturas primárias alongadas com mesma orientação. **d)** Glóbulos magnéticos de até 2,5 centímetros imersos em matriz também magnética. **e,f)** Aspecto mosqueado em que é possível observar manchas milimétricas circulares indo de cinza escuro/claro á amarelo pálido, imersas em matriz de coloração amarronzada a avermelhada, apresentando forte magnetismo. **g)** Contato da ocorrência de ferro (porção superior) com bandas areníticas (porção inferior). 41

Figura 8 Aspectos microscópicos da ocorrência de ferro pele-de-onça em microscópio petrográfico sob luz refletida (RL) (a,b,c,d, f) e de microscópio eletrônico de varredura (MEV) (e) **a)** Fotomicrografia com cristais de magnetita tipo P (Mt P) e tipo S (Mt S). Exibem feições de substituição marcadas por textura irregular microplacóide. **b)** Minerais silicáticos não identificáveis com hábitos preservados (setas vermelhas), exibindo textura microplacóide. **c)** Domínio inferior esquerdo em que predominam agregados maciços de magnetita tipo P e S, meio a matriz fina composta por oxihidroxidos de ferro e; domínio superior direito em que predominam cavidades e material silicático. **d,f)** Textura poiquilitica observada em amostra tabular da ocorrência pele de onça. **e)** Fotomicrografia (MEV) com textura microplacóide em setas amarelas 43

Figura 9 Aspectos macroscópicos da ocorrência de ferro do tipo brecha esquelal. **a)** Bloco decimétrico da ocorrência, com cristais fibroradiais ou placóides de óxido de ferro. **b)** Porção da ocorrência de ferro esquelal em contato brusco com arenito

encaixante. **c,d)** Arranjo ortogonal de cristais de óxido de ferro fibrosos. O conjunto exibe geometria plano paralela na porção central e curvilínea na direção das extremidades. **e)** Bloco solto do contato entre a ocorrência esqueletal e arenito encaixante. **f)** Desenho esquemático da fotografia anterior. 46

Figura 10 Aspectos microscópicos da ocorrência do tipo esqueletal em microscópio petrográfico sob luz refletida (RL). **a)** Textura coloforme marcante, composta por hematita (hem); matriz cinza claro de composição oxi-hidróxidos de ferro e vazios. **b)** Matriz cinza claro composta por oxi-hidróxidos de difícil identificação. Cristais discretos de hematita. 47

Figura 11 Aspectos macroscópicos da ocorrência de ferro tipo brecha hematítica. **a)** Composição principal de matriz hematítica, quartzo (qz) e oxihidroxidos de ferro (ex: goetita+limonita). **b)** Detalhe de mineral quartzo recristalizado. **c)** Hematita especular **d)** Porções de arenito que foi assimilado, evidenciado por seta vermelha. 49

Figura 12 Aspectos microscópicos da ocorrência do tipo brecha hematítica em microscópio petrográfico, sob luz refletida (RL). **a)** Textura coloforme marcante, marcada por oxi idróxidos de ferro, hematita (hem) e goetita (gt) e quartzo (qz). **b)** Textura esferoidal. Composição de hematita nas bandas claras e oxi idróxidos de ferro em cinza claro. **c)** Massa microcristalina com cristais tabulares e placoides de hematita (setas), meio a oxi idróxidos de ferro, que correspondem a massa cinza claro. **d)** Quartzo (qz) recristalizado, com contornos irregulares e franjas, fibrosos, porções destacadas em setas em amarelo. **e)** Recristalização de quartzo formando agregados poligonais, destacados em área amarela. 50

Figura 13 Aspectos macroscópicos da zona de contato entre platô magnetítico e arenitos silicificados com disjunção colunar, pertencentes a Formação Cabeças. **a)** Arenitos na forma de colunas ou prismas hexagonais verticalizados, sotopostos ao platô magnetítico tabular. **b)** Detalhe do contato de arenitos colunares com o platô, apresentando baixo ou nenhum mergulho (até 5 graus). **c)** Porções que o contato direto do arenito com a ocorrência de ferro não é visto, observando-se apenas os prismas de arenito colunar. O diâmetro dos polígonos varia de poucos centímetros até 25cm. Altura chega a 40 cm. 53

Figura 14 Aspectos macroscópicos do contato entre ocorrência do tipo platô magnetítico e arenitos silicificados/retrabalhados da Formação Cabeças e rochas subordinadas. **a)** Arenito sotoposto ao platô magnetítico, com padrão de fraturamento. Fratura preenchida por material de mesma composição que forma o platô, indicando

fluxo descendente de preenchimento. **b)** Representação esquemática para evidenciar fraturas e preenchimento da imagem a. **c)** Bloco decimétrico de arenito assimilado em porção frontal do platô. **d)** Fragmentos centimétricos de arenito assimilado pela ocorrência do platô tabular. **e)** Brecha fragmentária composta por cristais milimétricos de quartzo anguloso, euédricos a subédricos, imersos em matriz de oxi-hidróxidos de ferro. **f)** Níveis maciços, finamente bandados e orientados de hematita especular. 55

Figura 15 Aspectos macro e microscópicos de arenitos silicificados do contato da ocorrência de ferro platô magnetítico, em microscópio petrográfico sob luz transmitida e nicóis cruzados. **a,b)** Amostra de um prisma colunar da área de estudo silicificado, com pequenas manchas milimétricas de composição quartzosa e feldspática. **c)** Assembleia mineral de arenito de disjunção prismática colunar, quartzo (qz), feldspato (fsp) e opacos. **d)** Contatos intergranulares entre arcabouço do tipo planar e côncavo-convexa. Cimento em setas laranjas, óxidos de ferro em seta verde. Em setas rosa, quartzo sintaxial. **e)** Contatos intergranulares côncavo-convexos, domínio granoblástico destacado em círculo vermelho. 57

Figura 16 Aspectos macroscópicos da zona de contato entre ocorrência do tipo pele-de-onça e diabásios da Formação Sardinha. **a)** Diabásios na forma de lajedos. **b)** Textura microporfirítica. **c)** Textura fanerítica, assemelhando-se a um gabro..... 58

Figura 17 Diabásios do contato da ocorrência pele-de-onça, em microscópio petrográfico sob luz refletida (RL) e transmitida (TL). **a)** Textura intergranular e ofítica, sendo esta composta por cristais de plagioclásio(pl) euédricos a subédricos, incluídos em cristais maiores de clinopiroxênio (cpx). **b)** Plagioclásio primários (PL I) e tardios (PL II), clinopiroxênio e opacos (opq). **c)** Textura granofírica de plagioclásio; processo de saussuritização em seta vermelha em cristal de plagioclásio. **d)** Clinopiroxênio de hábito prismático, plagioclásio e opacos. **e)** Processo de uralitização nas bordas do cristal de clinopiroxênio. **f)** Cristal de olivina de fraturamento característico. Processo de uralitização em microfraturas. Plagioclásio (pl) e clinopiroxênio (cpx). **g)** Cristal de olivina como inclusão em cristal maior de clinopiroxênio (cpx). **h)** Olivina como inclusão em cpx **i)** (RL) Cristais de magnetita (mt) esqueletais intercrescidos e/ou substituindo cristais de clinopiroxênio . **j)** (RL) Cristal subédricode pirita (py) e ilmenita. 60

Figura 18 Modelo genético proposto para as ocorrências de ferro da região de Piripiri- PI, Brasil. As ocorrências de ferro do platô magnetítico e pele de onça inicialmente formam-se em ambiente plutônico, com a cristalização inicial de minerais

silicátios e magnetita primária. A interação com os fluidos magmáticos finais e fluidos de arenitos hospedeiros (águas conatas) propicia formação de ambiente hidrotermal nas porções distais de soleiras, o que culmina na cristalização de magnetita tipo S. A liberação de gases contidos em subsuperfície promove a auto-brechação dessas rochas, formando depósito de talus e deposição final da ocorrência do platô magnetítico. O efeito termal do material do platô, ainda quente, promove a formação de disjunções colunares e silificação dos arenitos, que servem como anteparo para o platô. A ocorrência pele-de-onça se forma em níveis mais rasos, com cristalização de minerais silicáticos primários, magnetita tipo P e S. As brechas hidrotermais esqueletal e hematítica são produto de liberação de fluidos, provavelmente de forma efusiva, com assimilação de rocha encaixante, em porções distais de soleiras. 71

1. Apresentação

1.1 Introdução

Esta dissertação apresenta o produto final do projeto de mestrado do Programa de Pós-Graduação em Geologia, desenvolvido junto ao Instituto de Geociências da Universidade de Brasília. O projeto é intitulado “Geologia das ocorrências de ferro de filiação magmático-hidrotermal na porção nordeste da Bacia do Parnaíba, município de Piripiri-PI, Brasil”. Foi desenvolvido com a supervisão dos professores Maria Emília Schutesky da Universidade de Brasília e Clóvis Vaz Parente da Universidade Federal do Ceará. O trabalho contemplou estudos estratigráficos, petrografia sedimentar e ígnea, bem como caracterização geológica de ocorrências de mineralizações em ferro inéditas em bacias sedimentares fanerozoicas brasileiras.

O estudo geológico teve como área de concentração Prospecção e Geologia Econômica, sendo executado no município de Piripiri-PI, na borda nordeste da Bacia do Parnaíba, nordeste do Brasil.

Depósitos de ferro podem ser classificados geologicamente em seis categorias principais, sendo eles: (i) sedimentares acamadados ou formações ferríferas bandadas (e.g. tipo Algoma, Carajás, Lago Superior e Rapitan); (ii) relacionados às atividades magmáticas e/ou vulcano-sedimentares (Kiruna e Lahan-Dill); (iii) formados no metassomatismo de contato (tipo *skarn*); (iv) magmático-hidrotermais IOCG (*iron oxide-copper-gold*) e IOA (*iron oxide-apatite*); (v) sedimentares químicas do tipo *ironstones*, com texturas oolíticas e pisolíticas (tipo Clinton-minnette); e (vi) resultantes de laterização e enriquecimento supergênico (Chemale Junior e Takehara, 2013).

Nas bacias sedimentares paleozoicas brasileiras, o conhecimento sobre depósitos de ferro restringia-se, até então, aos depósitos sedimentares do tipo *ironstone*. Estes depósitos exibem em geral mineralogia dominada por hematita em texturas oolíticas e pisolíticas (Abram e Holz, 2020) de baixo teor (31-37% Fe; 0,008% V, 0,1-0,5% Mn) (Dardenne e Schobbenhaus, 2001). As ocorrências de ferro oolítico, características do Fanerozoico, são restritas ao Devoniano das bacias do Parnaíba (Formação Pimenteiras e Itaim), Amazonas (Formação Jatapu) e Paraná (Formação Ponta Grossa) (Hennies, 1969; Dardenne e Schobbenhaus, 2001).

Na porção nordeste da Bacia do Parnaíba, município de Piripiri-PI, entretanto, há ocorrências de ferro com características distintas. Estas ocorrem como corpos tabulares de aspecto fragmentário e maciços em escala quilométrica, associadas espacialmente às rochas magmáticas mesozoicas que se intercalam e/ou recortam os arenitos do Grupo Canindé, Formação Cabeças, de idade devoniana.

Trata-se de ocorrências ricas em magnetita, parcialmente martitizadas, com características específicas. A autora deste trabalho sugere que a origem das ocorrências de ferro esteja associada a processos ígneo-hidrotermais devido às suas características petrográficas, texturais e associação espacial com rochas ígneas máficas, conforme será apresentado adiante.

1.2 Localização da área de estudo

A área mapeada está situada na porção nordeste da Bacia do Parnaíba. Localiza-se na porção norte do estado do Piauí, no município de Piripiri, que fica a 163 km de Teresina, e a 430 km de Fortaleza- CE. Partindo de Teresina, o acesso é feito pela BR-343, passando pelos municípios de Altos-PI, Campo Maior-PI e Capitão de Campos-PI. Partindo de Fortaleza- CE, o acesso é feito pela BR-222, passando pelos municípios de Itapajé-CE, Sobral-CE e Tianguá-CE, antes de adentrar o estado do Piauí (Figura 1). Antes de chegar a Piripiri-PI, passa-se pelo distrito de Alto Alegre, pertencente ao município de Piracuruca-PI, sendo neste município a sede do Parque Nacional de Sete Cidades.

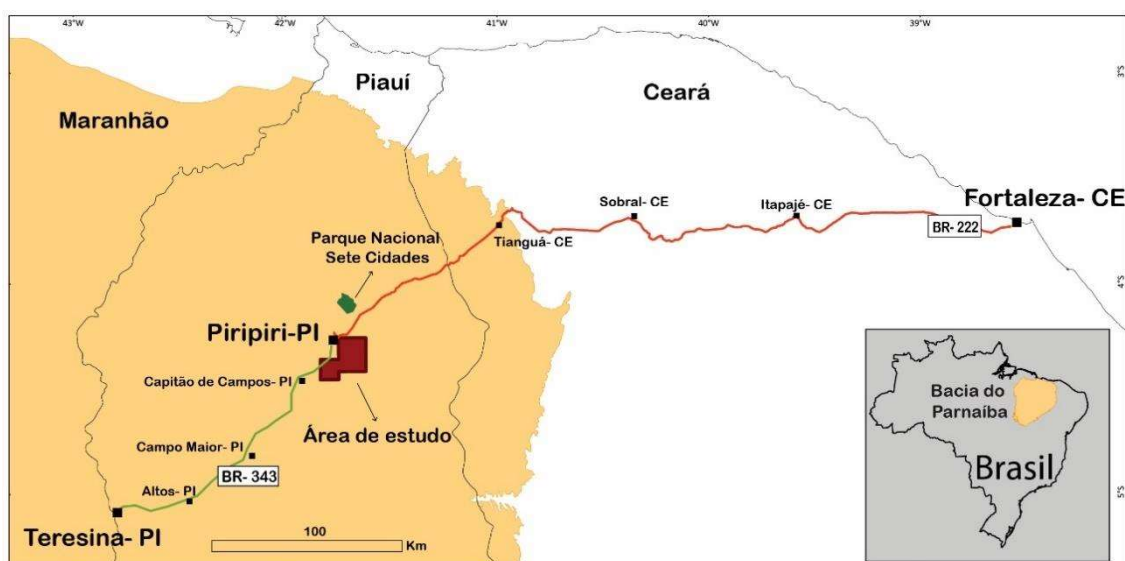


Figura 1: Mapa de localização da área de estudo com respectivas vias de acesso.

1.3 Justificativa e objetivos

As ocorrências de ferro recém-identificadas na porção leste da Bacia do Parnaíba exibem características texturais distintas das ocorrências de ferro sedimentares já descritas em bacias paleozoicas brasileiras. Buscou-se assim caracterizar esta acumulação de ferro e investigar os processos que poderiam ter propiciado esta acumulação de forma distinta.

Eventos magmáticos estão associados a eventos tectônicos, alterações na história térmica de uma bacia sedimentar, além de localmente afetarem de forma direta rochas sedimentares encaixantes por meio de metamorfismo de contato e alterações hidrotermais. Nas últimas duas décadas, os efeitos de rochas magmáticas para os sistemas petrolíferos das bacias paleozoicas brasileiras tem ganhado atenção devido à exploração de hidrocarbonetos nas bacias do Paraná, Parnaíba e do Amazonas (Thomaz Filho et al., 2008; Santos et al., 2009; De Miranda et al., 2018; Lopes, 2019)). Na bacia do Parnaíba, dentre os principais processos induzidos pelas rochas ígneas está a migração de fluidos hidrotermais para rochas reservatório do Grupo Canindé (Lopes, 2019).

De forma geral, acumulação de ferro associada a eventos magmáticos e/ou hidrotermalismo em bacias sedimentares brasileiras não são reportados na literatura. Desta forma, a realização deste projeto representa o primeiro estudo em detalhe sobre acumulações não habituais.

Tendo em vista o ineditismo de tais ocorrências de ferro, a descrição e caracterização dessas rochas representa grande importância para o avanço do conhecimento acerca de mecanismos que concentraram o ferro através de processos ígneo-hidrotermais, além de ampliar horizontes inicialmente no âmbito acadêmico e, conseqüentemente, no setor exploratório, tendo em vista que acumulações de ferro significativas possuem grande visibilidade econômica

O objetivo principal deste trabalho é descrever as ocorrências e estabelecer associações/comparativos aos processos formadores de depósitos de ferro já conhecidos, como por exemplo, o depósito de El Laco (Chile), a Província Sichuan (China), bem como depósitos da classe *IOCG (Iron oxide copper and gold)*, que representam grande volume e importância para mineração local e mundial.

Para isso, os objetivos específicos desta dissertação consistem em (i) executar levantamento geológico da extensão dessas ocorrências, com apoio de mapas geológicos e imagens de satélite; (ii) descrição mineralógica e textural das ocorrências, bem como de rochas associadas (arenitos da Formação Cabeças e rochas básicas); (iii) discussão da metalogênese da ocorrência de ferro e conexão com o magmatismo mesozoico da bacia; (iv) comparação e associação com processos formadores de depósitos conhecidos, para assim, (v) propor um modelo genético para tais ocorrências.

Os resultados e conclusões aqui obtidos contribuem, portanto, para o avanço do conhecimento acerca não só da potencialidade mineral da Bacia do Parnaíba, mas também de bacias sedimentares com magmatismos associados, servindo de base para futuras descobertas.

1.4 Materiais e métodos

Esta dissertação teve como sistemática de trabalho inicial o levantamento bibliográfico acerca de bacias sedimentares paleozoicas, estratigrafia da Bacia do Parnaíba, mecanismos e efeitos de intrusões ígneas em bacias sedimentares, bem como petrogênese e mecanismos de concentração de óxidos de ferro.

A segunda etapa consistiu no mapeamento geológico da área de estudo ao longo de rodovias e estradas carroçáveis próximas, tendo como suporte mapa litológico confeccionado pelo Serviço Geológico Brasileiro (CPRM) na escala de 1: 1.000.000 (CPRM, 2006), imagens de satélite do sensor SENTINEL- 2, ALOS Palsar e *Shuttle Radar Topographic Mission* (SRTM), além de arquivos vetoriais georreferenciados previamente (hidrografia, municípios, rodovias, geologia - CPRM. Deste modo, buscou-se identificar as principais estruturas morfo-tectônicas presentes na área, bem como os diferentes tipos litológicos e a área de extensão das ocorrências de ferro.

Os *softwares* utilizados para realização do geoprocessamento e confecção de mapas e do modelo genético foram: *Google Earth*, *ArcGis 10*, *Envi 4.8*, *Global Mapper 15.0*, *Adobe Illustrator* e *CorelDRAW*.

1.4.1 Mapeamento e amostragem

Na etapa de campo foram analisadas feições topográficas e morfológicas. A área da dissertação em questão envolve mapeamento geológico de um polígono no formato

de L, com cerca de 350 km², em escala 1:80.000. Foi realizada descrição de cerca de 200 afloramentos, sendo estes, base para interpretação da configuração espacial e disposição das unidades litoestratigráficas encontradas. Nesta etapa, registros fotográficos e textuais foram realizados.

Foram coletadas 150 amostras dos principais tipos litológicos e das ocorrências de ferro, que incluem: arenitos pertencentes à Formação Cabeças, diabásios referentes ao magmatismo básico da bacia e quatro tipos de ocorrências de ferro. As amostras foram analisadas quanto à textura, composição, estruturas sedimentares, ígneas, metamórficas e de alterações intempéricas posteriores. Esta etapa conduziu a seleção de amostragem para as etapas subsequentes.

1.4.2 Microscopia ótica

Na etapa pós-campo foram confeccionadas 35 lâminas delgadas e polidas de amostras selecionadas para análise petrográfica microscópica. Devido ao intenso processo de oxidação e de alteração intempérica das amostras, somadas ao aspecto vesiculoso de algumas delas, o processo de confecção das seções foi dificultado.

As lâminas foram descritas nos laboratórios do Instituto de Geociências (IG-UnB) e do Departamento de Geologia Universidade Federal do Ceará (DEGEO- UFC). O registro de fotomicrografias foi realizado utilizando o microscópio Zeiss Scope A.1 Axio e o *software ZEN 2.3 Blue Edition*. Imagens de elétrons retroespalhados foram realizadas utilizando um microscópio eletrônico de varredura, modelo *FEI Quanta 450*, utilizando os parâmetros WD ~ 10 mm e a voltagem de aceleração de 20 kV.

Nesta etapa foram examinadas as associações minerais, relações texturais primárias e secundárias e alterações. Quanto às rochas ígneas, foi utilizada a recomendação da Subcomissão da Sistemática de Rochas Ígneas da IUGS (*Subcommission on the Systematics of Igneous Rocks, Commission on Petrology, International Union of Geological Sciences*) baseada em Streckeisen, 1976; Bas et al., 1986; McPhie et al., 1993. Quanto à classificação de litologias sedimentares, foram utilizadas referências como Dott, (1964) e Folk (1980). Assim, buscou-se constatar, elucidar e aprofundar as observações da etapa anterior.

1.4.3 Mapas químicos elementares

Análises de química mineral foram realizadas na microsonda JEOL-JXA-8230, do laboratório do Instituto de Geociências da Universidade de Brasília. A sonda é equipada com cinco espectrômetros WDS (*wavelength dispersive spectrometer*) e um espectrômetro de dispersão de energia EDS (*energy dispersive spectroscopy*). Para confecção de mapas químicos composicionais, as condições analíticas de operação foram de 20kV de aceleração de voltagem, 10nA de corrente de feixe de elétrons, 1 μm de diâmetro do feixe de elétrons. Os elementos analisados foram Fe, Ti, V, Cr, Mn, Mg, Al e Si. Foram utilizados padrões minerais sintéticos e naturais como referência para as medições. Procedimentos padrões para correção de interferência entre elementos analisados também foram realizados.

2. Geologia Regional– A Bacia do Parnaíba

A Bacia do Parnaíba, anteriormente denominada Bacia do Maranhão, ocupa uma área aproximadamente de 600 mil km² no nordeste brasileiro, com 1000 km de comprimento e 970 km de largura. Esta constitui uma das três maiores bacias sedimentares fanerozoicas do Brasil (Vaz et al., 2007). Foi implantada durante o Paleozoico, após a formação do Supercontinente Gondwana, e foi instalada sobre o embasamento continental, no início da estabilização da Plataforma Sul-Americana (Almeida e Carneiro, 2004). Os mesmos autores sugerem que sua origem ou subsidência inicial esteja ligada às deformações e eventos térmicos finais e pós-orogênicos do Ciclo Brasileiro ou ao Estádio de Transição da plataforma. De acordo com interpretação de dados sísmicos, gravimétricos e magnetométricos, estruturas *grabenformes* teriam controlado o depocentro inicial da bacia (de Oliveira e Mohriak, 2003). Segundo Vaz et al. (2007) tais sítios deposicionais seriam correlacionáveis a gráben situados na Província Borborema (ex: Jaibaras, Jaguarapi, Cococi), que foram gerados num sistema de riftes do final do Proterozoico e início do Paleozoico.

A bacia exibe forma ovalada, conferida pelo deslocamento do depocentro para a parte central, caracterizando uma sinéclise interior (Vaz et al., 2007). O embasamento é constituído de rochas metamórficas, ígneas e sedimentares, cujas idades abrangem um longo intervalo – do Arqueano ao Ordoviciano, com prováveis retrabalhamentos associados durante o Ciclo Brasileiro (Vaz et al., 2007), pertencentes ao cinturão Araguáia-Tocantins, Cráton São Francisco e Amazônico, Província Borborema, bem como das Bacias Riachão e Jaibaras (Zalan, 1991; de Oliveira e Mohriak, 2003; De Castro et al., 2014; Porto et al., 2018). Possui formato elipsoidal com diâmetro maior de orientação NE-SW e profundidade da ordem de 3,5km em seu depocentro (Vettorazzi, 2012).

Quanto aos limites, a norte é bordejada pelas Bacias de Barreirinhas e São Luiz (Santos e Carvalho, 2004) através do Arco Ferrer-Urbano Santos, feição flexural positiva relacionada com a abertura do Oceano Atlântico Equatorial durante o Mesozoico (Vaz et al., 2007); a sul pela Faixa Brasília; a leste pela Província Borborema, e a oeste pelo Cráton Amazonas, Faixa Móvel Paraguai-Araguaia e o Maciço de Goiás (Santos e Carvalho, 2004).

Segundo Vaz et al. (2007), com base em dados geofísicos e amostragens de poços exploratórios, o embasamento da bacia é formado por duas unidades sedimentares, encontradas entre a base da pilha de sedimentos da bacia e o embasamento cristalino. A Formação Riachão, de idade neoproterozoica, e o Grupo Jaibaras, de idade cambro-ordoviciano.

Quanto às estruturas, são reconhecidos três importantes lineamentos, referentes ao ciclo brasileiro, que atuaram na compartimentação da bacia durante o Paleozoico. São elas o Lineamento Transbrasiliano, de direção nordeste-sudoeste; O Lineamento Picos-Santa Inês, de direção noroeste-sudeste; e o Lineamento Tocantins-Araguaia, de direção norte-sul (Cordani et al., 1984). O lineamento Transbrasiliano, a estrutura morfotectônica mais expressiva (Vaz et al., 2007) influencia grande parte da porção nordeste e sul-sudeste da bacia. As mais significativas fraturas e falhas herdadas do embasamento foram importantes não somente na fase inicial, mas também em sua evolução, pois influenciam fortemente nas direções dos eixos deposicionais até o Eocarbonífero. Outra influência refere-se ao deslocamento dos depocentros durante o Neocarbonífero até o Jurássico para a parte central da bacia. Assim, a sedimentação passou a ter um padrão concêntrico e a forma externa da bacia tornou-se ovalada, típica de uma sinéclise interior.

Sua divisão litoestratigráfica envolve cinco sequências deposicionais: Siluriana (Grupo Serra Grande- Formações Ipu, Tianguá e Jaicós), Mesodevoniana-Eocarbonífera (Grupo Canindé- Formações Itaim, Pimenteiras, Cabeças, Longá e Poti), Neocarbonífera-Eotriássica (Grupo Balsas- Formações Piauí, Pedra de Fogo, Motuca e Sambaíba), Jurássica (Formação Pastos Bons) e cretácea (formações Codó, Corda, Grajaú e Itapecuru) (Figura 2).

A deposição e evolução termomecânica foi iniciada no contexto da estabilização da Plataforma Sul Americana, ao final do Ciclo Brasileiro com a formação de uma grande depressão (Góes e Feijó, 1994) o que propiciou a deposição de sedimentos flúvio-deltáicos a marinho rasos do Grupo Serra Grande. A influência da carga acumulada, somada aos subsequentes processos termais, culminaram no aumento de área de sedimentação com decorrer do Devoniano, resultando na deposição do Grupo Canindé (Góes e Feijó, 1994). A orogenia Eo-Herciniana marca o término da sedimentação dessa sequência, originando expressiva discordância regional. A

sedimentação é retomada durante o Neocarbonífero, em que ocorre soerguimento da borda leste da bacia e

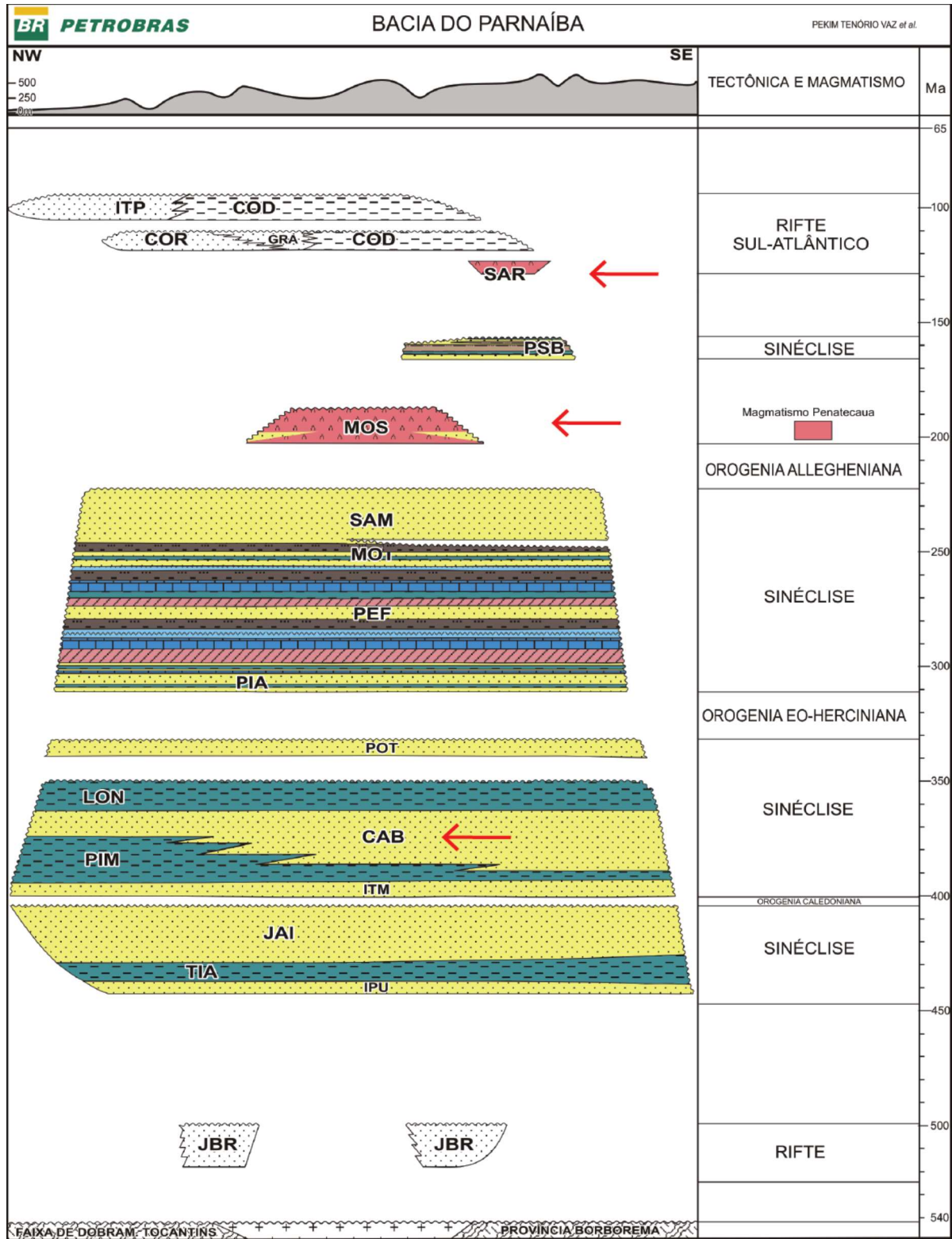


Figura 2 Coluna estratigráfica da Bacia do Parnaíba (Modificado de Vaz et al. (2007). JBR: Fm. Jaibaras; IPU: fm. Tianguá; JAI: fm. Jaicós; ITM: fm. Itaim; PIM: fm. Pimenteiras; CAB: fm. Cabeças; LON: fm. Longá; POT: fm. Poti; PIA: fm. Piauí; PEF: fm. Pedra de Fogo; MOT:

fm. Motuca; SAM: fm. Sambaíba; MOS: fm. Mosquito; PSB: fm. Pastos Bons; SAR: fm. Sardinha; COR: fm. Corda. GRA: fm. Grajaú; COD: fm. Codó; ITP: fm. Itapecurú.

consequente desertificação progressiva desta área (Vaz et al., 2007). A fase seguinte corresponde ao processo de continentalização da bacia, referente ao Grupo Balsas. Já durante o Jurássico-Triássico, o supercontinente Gondwana começa a se fragmentar, culminando em falhas. Esse período é seguido pela deposição da Formação Pastos Bons, preenchendo paleodepressões e áreas restritas. Durante o Cretáceo, a deposição sedimentar é representada pelas Formações Codó, Corda, Grajaú e Itapecuru, de deposição lacustre a continental na porção norte-noroeste da bacia, sobreposta discordantemente das sequências anteriores (Vaz et al., 2007).

Diferentemente das demais bacias paleozoicas intracratônicas brasileiras, a Bacia do Parnaíba registra a ocorrência de dois grandes eventos magmáticos distintos. Estes ocorreram durante a ruptura do Supercontinente Pangea através de eventos distensionais, remobilização de falhas e surgimento de fraturas que levam à abertura do Oceano Atlântico, com consequente e intenso magmatismo básico (Vaz et al., 2007). O primeiro deles corresponde à Formação Mosquito, de idade eojurássica (200-160 Ma), e refere-se à abertura do oceano Atlântico Central (Marzoli et al., 1999). Este magmatismo correlaciona-se com o Magmatismo Penatecaua das bacias do Solimões e do Amazonas (Mizusaki e Thomaz filho, 2004). O segundo evento magmático é representado pela Formação Sardinha, de idade eocretácea (130-120 Ma), e relaciona-se à abertura do oceano Atlântico Sul (Fodor et al., 1990; Marzoli et al., 1999; Milani e Zalán, 1999; Vaz et al., 2007). Este magmatismo é coevo aos derrames da Formação Serra Geral da Bacia do Paraná apesar de apresentar características geoquímicas distintas (Milani e Thomaz Filho, 2000; Oliveira 2018).

Na região em estudo, dominam, sobretudo, o Grupo Canindé, do qual a Formação Cabeças é a mais expressiva; e o magmatismo básico pertencente à Formação Mosquito e/ou Formação Sardinha.

De maneira geral, diversos autores (ex: Bellieni et al., 1990; Fodor et al., 1990; Góes e Feijó, 1994; Baksi e Archibald, 1997; Marzoli et al., 1999; Ernesto et al., 2002; de Min et al., 2003; Chamani, 2015; Davies et al., 2017; Mocitaiba et al., 2017; Oliveira et al., 2018) sugerem que o magmatismo da Formação Sardinha (diques e soleiras) predominam na porção centro-leste da bacia, enquanto que a Formação Mosquito é mais expressiva nas porções oeste e centro sul da bacia. Em contra partida, dados

geocronológicos de rocha intrusiva básica em garimpo de opala, situado cerca de 35 km da área de estudo, na região leste da bacia, indicam idade $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ de 203 ± 2 Ma. Este resultado indica período Triássico Superior – Jurássico Inferior, que se refere a Fm. Mosquito Rodrigues (2014) em CPRM (2015).

O magmatismo mesozóico ocorre na forma de diques e soleiras de composição dolerítica com cerca de 400m de espessura (Bellieni et al., 1990; Fodor et al., 1990), podendo atingir até 500m de acordo com dados de poços na porção centro-leste da bacia (Michelon et al., 2019).

2.1 Grupo Canindé

O Grupo Canindé apresenta idade devoniana-carbonífera, sendo composto por cinco formações: Itaim (arenitos finos a médios), Pimenteiras (folhelhos cinza-escuros a pretos, esverdeados) (Favera, 1990), Cabeças (arenitos cinza-claros a brancos, médios a grossos, com intercalações delgadas de siltitos e folhelhos) (Caputo, 1984), Longá (folhelhos cinza-escuros a pretos) e Poti (arenitos cinza/esbranquiçados médios com siltitos, folhelhos e níveis de carvão subordinados) (Lima e Leite, 1978).

2.1.1 Formação Cabeças

A Formação Cabeças, a mais expressiva na área de estudo, é composta por arenitos de coloração cinza-claros a branco, de granulometria média a grossa, com intercalações finas de siltitos e, em menor quantidade, de folhelhos. Diamictitos são encontrados na parte superior e, em menor frequência, nas porções inferiores. Interpreta-se ambiente glacial ou peraglacial pela ocorrência de tilitos, pavimentos e seixos estriados (Caputo, 1984). O contato com a sequência sotoposta, Formação Pimenteiras, de tendência transgressiva, é gradacional, marcando um evento regressivo, com registro de tempestitos; já o contato com a sequência superior, a Formação Longá, dispõe-se de forma abrupta (Favera, 1990). A presença de estratificação cruzada tabular ou sigmoidal são observadas (Favera, 1990). O ambiente deposicional, segundo Góes e Feijó, (1994), é estabelecido como plataformar, sob a influência prevalecente de correntes ocasionadas por processos de marés, podendo ocorrer também fácies flúvio-estuarinas (Vaz et al., 2007). A deposição da Formação Cabeças foi condicionada também por dois eixos deposicionais, de mesmas direções do Lineamento Transbrasiliano (NE-SW) e Picos-Santa Inês (NW-SE) (Vettorazzi, 2012).

A Formação Cabeças é identificada em ambos extremos leste e oeste da Bacia do Parnaíba, ocorrendo de forma ampla e extensa na borda leste, com afloramentos no formato predominante de tabuleiros, ocorrendo também sob a forma de escarpas abruptas.

Estudos hidrodinâmicos e geológicos apontam importante aquífero na Formação Cabeças (Feitosa, 1990; Correia Filho, 2009). O aquífero cabeças é predominantemente livre (Correia Filho, 2009), chegando a 300m de espessura no rumo noroeste (Feitosa, 1990).

Feições geomorfológicas ruiformes que ocorrem na porção oriental da formação são localizados no Parque Nacional de Sete Cidades. O modelamento das rochas no Parque está diretamente associado a litologia e aos elementos estruturais locais (estratificação do arenito, falhas e fraturas) (Santos, 2001). Esses arenitos são recobertos por capas ferruginosas, provavelmente associadas à superfície de aplainamento (Santos, 2001). O mergulho regional da Formação Cabeças é de 0° – 30°, com direção WNW. A intensidade destes mergulhos é levemente modificada em virtude da proximidade das intrusões ígneas, soleiras de diabásio da Formação Sardinha e Formação Mosquito (Vettorazzi, 2012).

2.2 Magmatismo Mesozoico na Bacia do Parnaíba

Durante o Mesozoico ocorre a ruptura do megacontinente Pangeia, o que propicia a reativação e geração de falhas e fraturas, iniciando um novo estágio termotectônico no Brasil. Com isso, ocorrem extensos eventos magmáticos em bacias paleozoicas brasileiras, como a Bacia do Parnaíba, Paraná, Amazonas e Solimões, modificando assim, os respectivos arcabouços tectônicos destas bacias. Com a fragmentação do Pangeia, ocorre a individualização dos continentes sul-americano e africano (Almeida, 1986; Thomaz Filho et al., 2008) propiciando assim a abertura do oceano Atlântico.

Na Bacia do Parnaíba, acomodaram-se rochas ígneas intrusivas (diques e soleiras) e extrusivas, de composição básica, as quais, do ponto de vista estratigráfico, foram divididas em duas unidades: Formação Mosquito de idade eojurássica e Formação Sardinha eocretácea (Vaz et al., 2007). As rochas basálticas das formações Mosquito e Sardinha são predominantemente subalcalinas de afinidade toleítica, com ocorrências subordinadas de basaltos alcalinos (Merle et al., 2011; Oliveira et al., 2018).

Diferentes parâmetros vêm sendo propostos para a distinção das rochas ígneas máficas dos dois eventos magmáticos que afetam a bacia. Autores como Mocitaiba et al., (2017) determinam a delimitação dos eventos através de dados aerogeofísicos magnetométricos e dados de susceptibilidade magnética; enquanto outros (Oliveira et al., 2018; Fodor et al., 1990; Baksi e Archibald, 1997) utilizam dados petrográficos e geoquímicos. Porém, conforme citado por (Miloski et al., 2019; Michelon, 2020), a atribuição das rochas ígneas máficas da Bacia do Parnaíba só pode ser assertivamente associada a um dos eventos magmáticos por meio de dados geocronológicos.

2.2.1 Formação Mosquito

As rochas da Formação Mosquito distribuem-se em vastos derrames e extensas soleiras (Vaz et al., 2007) de basaltos toleíticos amigdaloidais, eventualmente intercalados a arenitos vermelhos com leitos de sílex (Góes e Feijó, 1994). Em geral, apresentam uma granulação fina e matriz composta por plagioclásio, clinopiroxênio e óxidos de Fe-Ti (magnetita e ilmenita) (Baksi e Archibald, 1997; Merle et al., 2011).

A Formação Mosquito, de idade eojurássica, associa-se ao tectonismo inicial que ocorreu em virtude da quebra da Margem Equatorial e formação da porção central do Oceano Atlântico, sendo incluído na atividade magmática chamada Província Magmática do Atlântico Central (*Central Atlantic Magmatic Province- CAMP*) (Marzoli et al., 1999; Milani e Thomaz Filho, 2000; Merle et al., 2011). Há expressão também na América do Sul, América do Norte, África Ocidental e Europa, tornando-a uma das principais províncias ígneas (*LIP – Large Igneous Province*) do mundo (McHone, 2000; Marzoli et al., 2018). Na América do Sul, a CAMP atingiu as bacias paleozoicas do Solimões, Amazonas e Parnaíba (Góes e Feijó, 1994). A composição varia de basaltos toleíticos a basaltos andesíticos, com baixo TiO_2 , anomalias negativas de Nb e moderado-alto conteúdo de REE (Marzoli et al., 1999). Apesar de a Formação Mosquito estar cerca de 2.000 km ao sul do centro geralmente aceito de CAMP, ainda assim, a atividade magmática dessa formação tem sido associada a este evento (Klöcking et al., 2018).

De modo geral, as rochas da Formação Mosquito ocorrem na porção oeste da Bacia do Parnaíba (Bellieni et al., 1990; Fodor et al., 1990; Góes e Feijó, 1994; Baksi e Archibald, 1997; Marzoli et al., 1999; Ernesto et al., 2002; de Min et al., 2003; Marques

e Ernesto, 2004; Chamani, 2015; Mocitaiba et al., 2017; Davies et al., 2017; Oliveira et al., 2018). Porém, a divisão estritamente geográfica não deve ser fielmente utilizada, pois dados geocronológicos U-Pb em zircão (LA-ICP-MS) indicam idade eojurássica para corpos de rocha básicas que intrudem arenitos da Formação Cabeças na porção leste da bacia, coletadas no Garimpo da Roça, localizado a 7 km a WSW da cidade de Pedro II (Rodrigues 2014 em CPRM, 2015). Sendo assim, a distribuição dos magmatismos mesozoicos na Bacia do Parnaíba deve ser reconsiderada.

2.2.2 Formação Sardinha

A Formação Sardinha ocorre predominantemente de forma intrusiva em diques e soleiras de composição toleítica, de alto-Ti e baixo-Ti, com 27lcali-basaltos subordinados, possuindo elementos traços e características isotópicas referentes a um manto enriquecido em membros finais, mas em geral apresenta maior quantidade de álcalis do que a Formação Mosquito (Oliveira et al., 2018).

A Formação Sardinha corresponde ao segundo evento magmático de natureza básica que ocorre na bacia do Parnaíba (Vaz et al., 2007; Thomaz Filho et al., 2008). A atividade magmática desta formação sugere-se ser correlata aos derrames continentais da Formação Serra Geral da Bacia, da Bacia do Paraná, de idades de 137 a 127 Ma (Milani e Zalán, 1999). A província Magmática do Paraná é relacionada à fragmentação do oeste Gondwânico, que corresponde à uma das maiores províncias vulcânicas de basaltos de platô do planeta (Cañón-Tapia, 2018). Esta província é composta por basaltos continentais em decorrência da abertura da porção sul do Oceano Atlântico durante o Cretáceo; abrange grande área da porção meridional do Brasil e também parte do Uruguai, Paraguai e Argentina (Marques e Ernesto, 2004). No Brasil, exibe registros nas bacias do Paraná e Parnaíba. Na bacia do Paraná, são registrados amplos corpos de natureza toleítica e alcalina, amplamente estudados desde a década de 80 (Marques e Ernesto, 2004). São registradas expressões ígneas de natureza intrusivas e extrusivas, estas últimas incluindo associações vulcânicas com sucessão de derrames de lava, formando pacotes com dimensões variáveis, com espessuras geralmente entre 10 e 80 m (Marques e Ernesto, 2004).

Adicionalmente, a Formação Sardinha está inserida tectonicamente no conjunto de eventos eocretáceos, que também incluem os Enxame de Diques Rio Ceará-Mirim na

Província Borborema. Ambos eventos são ligados aos processos de quebra da litosfera que resultaram na abertura do oceano Atlântico Sul (Mocitaiba et al., 2017)

2.3 Coberturas Cenozoicas Lateríticas

Consistem em coberturas ferruginosas produto de alteração intempérica de sedimentos e de rochas ígneas que recobrem áreas significativas ao longo de toda a extensão da Bacia do Parnaíba. Quando sobre arenitos, ocorrem como material endurecido de granulometria de média a grossa, com pedregulhos e fragmentos líticos irregulares e friáveis; quando ocorre sobre rochas ígneas, apresenta granulometria fina, de aspecto areno-argiloso bastante friável. Exibem por vezes coloração amarelo claro a ocre avermelhado.

3. Resultados

As ocorrências de ferro dispõem-se de forma descontínua ao longo dos 300 km² de área mapeada, na borda nordeste da Bacia do Parnaíba, região de Piri-piri- PI, nas imediações do Lineamento Transbrasiliano (Figura 3). Dispõem-se sobre os arenitos da Formação Cabeças e associadas lateralmente às rochas básicas. Ocorrem em escala métrica a decamétrica, compostas predominantemente de magnetita maciça, parcialmente martitizadas, de granulação fina e, em menor quantidade, de hematita. Subordinadamente são identificadas também de hematita intercalada aos arenitos e coberturas lateríticas.

As ocorrências apresentam-se em quatro fácies distintas: i) corpo predominantemente tabular, de aspecto fragmentário, denominado informalmente de ocorrência tipo platô-tabular ou platô-magnetítico; ii) ocorrência disseminada junto a porções alteradas de diabásio e arenitos, designada “pele-de-onça”; iii) ocorrência de aspecto esquelético, e iv) ocorrência sob a forma de brechas hematíticas. Dentre os quatro tipos, os dois primeiros estão associados espacialmente a ocorrências de diabásio aflorante, enquanto os dois últimos ocorrem circundados por arenitos devonianos da Fm. Cabeças (Figura 3).

Neste tópico, serão abordados os aspectos macro e microscópicos de cada ocorrência de ferro encontrada na área de estudo. Adicionalmente, serão descritos os litotipos associadas às ocorrências do platô tabular e pele de onça, por representarem pontos chave na interpretação final quanto a gênese da mineralização de ferro.

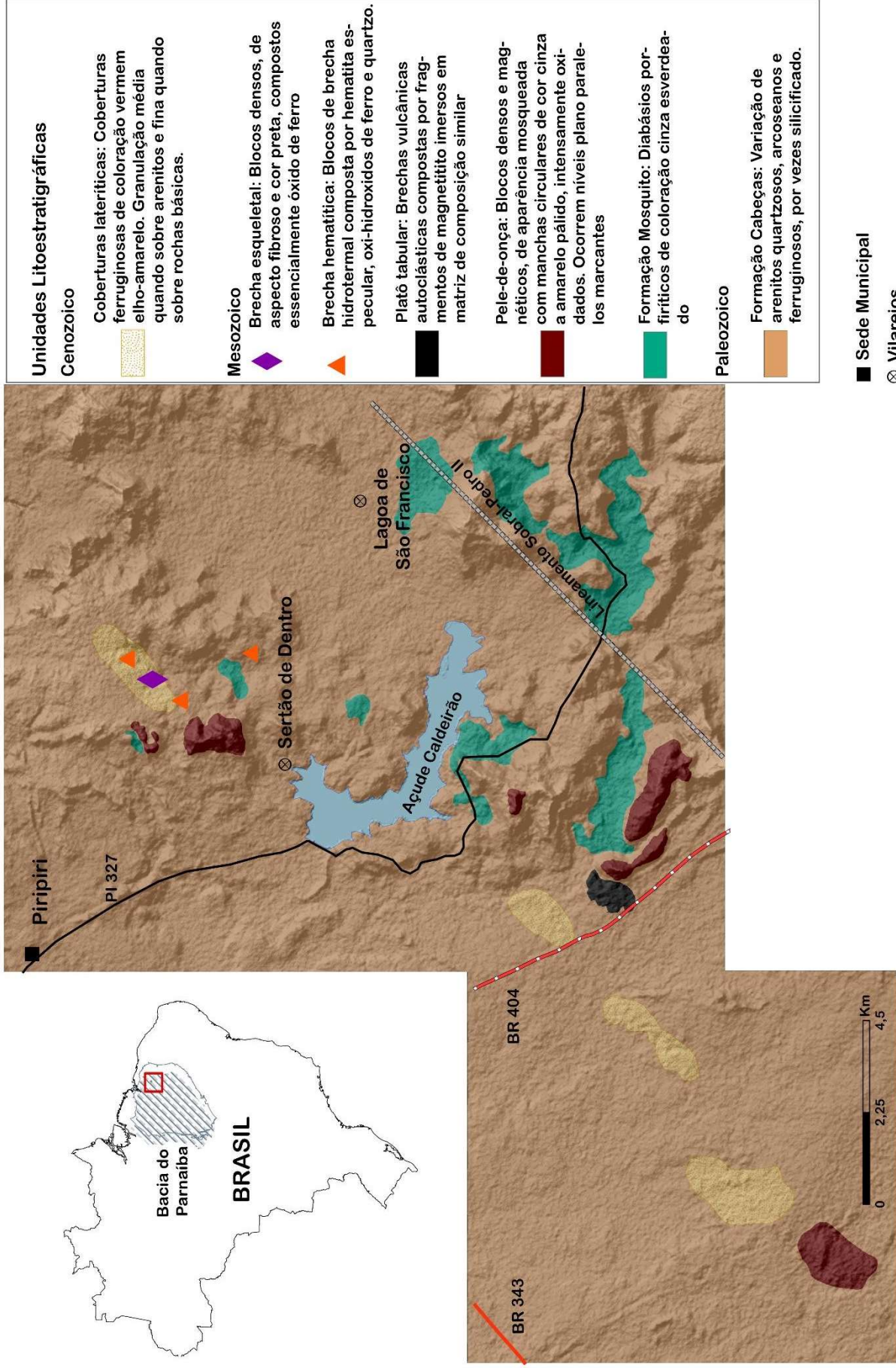


Figura 3 Mapa geológico da área de estudo em escala 1:80.000.

Ocorrências de ferro

3.1 Ocorrência tipo Platô Magnetítico

Localiza-se na porção centro-sul da área (Figura 3). Exibe aspecto de corpo tabular, similar a um platô, sendo denominada neste trabalho de ocorrência platô ou platô magnetítico por ser composta por fragmentos de magnetito e matriz magnética. A geometria do corpo configura-se de forma irregular e descontínua, com eixo maior de direção NE-SW, medindo 1,5 quilômetros, com área total de aproximadamente 1 km². A espessura é variada, chegando a até 5 metros em porções centrais.

A ocorrência do platô estende-se sobre arenitos, concordante ao acamamento regional da Formação Cabeças. O contato entre esses dois litotipos é brusco, com discordância localizada em escala de afloramento. Os arenitos hospedeiros se encontram maciços, sem estratificação e silicificados (ver sessão: zona de contato). Encontra-se acerca de 50 metros de uma das ocorrências pele-de-onça e acerca de 300 metros de um corpo aflorante de rocha básica.

O platô tabular distribui-se de forma heterogênea ao longo da extensão do corpo mineralizado, sendo identificados dois padrões principais: na porção central é observado pacote compacto, com padrão plano-tabular (Figura 4- a). Já em porções adjacentes, com topografia não tão plana e de relevo moderadamente acidentado e angulado, observam-se blocos soltos sob forma de depósito de talús.

Os blocos no depósito de talus circundam a ocorrência tabular, com ampla variação de tamanho. As dimensões dos blocos variam de poucos centímetros a até 6 metros de comprimento em seu maior eixo (Figura 4- b).

Esses blocos são compostos por dois domínios principais: fragmentos ou blocos de magnetitito (domínio 1), imersos em matriz fragmentária magnética (domínio 2). Ambos os domínios se apresentam intensamente martitizados.

O domínio 1 consiste em fragmentos de magnetitito monolíticos, maciços, densos, com forte magnetismo. Apresentam granulação fina, variando de angulosos a sub-arredondados. O tamanho dos fragmentos de magnetitito vão de 0,9cm chegando a 25 centímetros (Figura 4- c).

O domínio 2 é composto pela matriz fragmentária que envolve os blocos de magnetitito. Apresenta magnetismo leve a moderado, com aspecto vacuolar, com

vesículas de aspecto circular e elipsoidal (Figura 4-e). Também são observadas feições anastomosadas, (Figura 4- f) similares a estruturas de escape de gases ou conteúdo de voláteis. Feições de escape são encontradas na matriz ao longo de todo o corpo de aspecto fragmentário, por vezes com certa estratificação. Também se observam estruturas circulares em formato cilíndrico, que se assemelham a pequenos canais ou tubos de lava gases com dimensões de até 20 centímetros (Figura 4- g).

A heterogeneidade textural das rochas do platô é marcada por porções ora bloco suportadas, ora matriz-suportadas. Embora não seja possível observar estruturas gradacionais, ou até mesmo um padrão composicional, é observada variação ao longo da ocorrência, na qual o conteúdo de fragmentos diminui, com matriz fina predominante, fragmentária e martitizada.

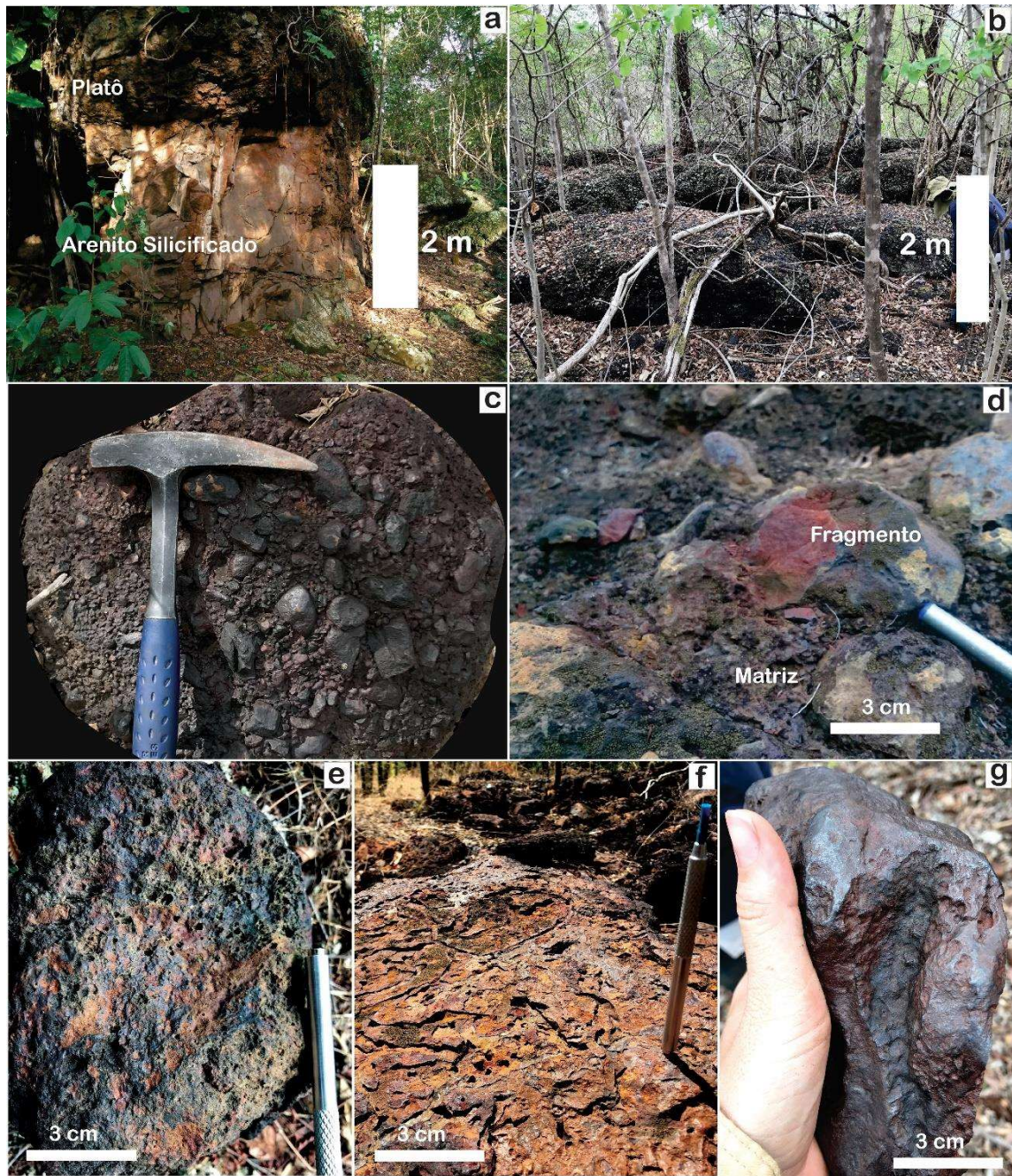


Figura 4 Aspectos macroscópicos da ocorrência de ferro tipo platô magnético. **a)** Porção central da ocorrência sustentada por arenitos verticalizados da Formação Cabeças. **b)** Ocorrência do platô na forma de blocos ou matacões soltos, depósito de talus, com ampla variação de tamanho (alguns centímetros até 7 metros). **c)** Aspecto de brecha vulcânica autoclástica do platô, composta por fragmentos de magnetitito, apresentando magnetismo moderado a alto, por vezes martitizados. Os fragmentos encontram-se imersos em matriz fragmentária fina, também magnética, por vezes martitizadas/limonitizadas por ações intempéricas posteriores à formação. **d)** Fragmentos sub-arredondados de magnetitito maciço com processo de oxidação evidente. **e)** Aspecto vacuolar da matriz, com vesículas de aspecto circular e elipsoidal. **f)** Estruturas irregulares encontradas na matriz, similares a feições de escape de gases/voláteis. **g)** Estrutura de canal, cilíndrica, em rocha magnetítica guardando semelhança com estruturas em canais de lava, com em média 15 cm.

3.1.1 Ocorrência de ferro tipo Platô Magnetítico- Petrografia

A ocorrência do platô tabular é essencialmente composta por cristais de magnetita e/ou titanomagnetita (~75%), matriz de oxi-hidróxidos de ferro (15%), ilmenita e rutilo (~5%), cristais de quartzo (~3%) e sulfetos (~2%). Em escala de afloramento, foi dividida em domínio dos fragmentos de magnetitito (domínio 1) e domínio de matriz fragmentária (domínio 2), que envolve os magnetititos (Figura 4- c, d). Petrograficamente, o contato entre esses dois domínios é gradacional, com aspecto penetrativo (Figura 5- h). Cada domínio será descrito a seguir.

O domínio 1 exibe textura porfírica, caracterizado por conter agregados de cristais subédricos de magnetita e/ou titano-magnetita, ilmenita, rutilo e em menor proporção sulfetos, envolvidos por matriz composta por oxihidroxidos de ferro (Figura 5- a-d). Os cristais de magnetita ocorrem sob duas formas, classificadas como tipos **P (primários)** e **S (secundários)**. Os cristais de magnetita do **tipo P** apresentam-se subédricos, apresentando dimensões de até 0,2mm em seu maior eixo, alguns exibindo faces suaves ou abauladas (Figura 5- a,c), imersos em matriz de oxihidroxidos de ferro. A magnetita do **tipo S** é caracterizada por auréolas de magnetita que circundam núcleos de minerais escuros alterados, provavelmente, silicatos pré-existentes (Figura 5- d).

São observadas feições de substituição, nas quais cristais de magnetita substituem minerais silicáticos. Essas feições são marcadas por textura microplacóide textural, com hábito microplacóide alongado. (Figura 5- g).

A ilmenita ocorre como cristais subangulosos a subédricos, exibindo também faces suaves ou abauladas, de dimensões de até 0,2mm, identificados por coloração rosada em seção polida (Figura 5- d). Cristais de rutilo e sulfetos foram identificados de forma subordinada.

Já no domínio da matriz, a composição consiste em cristais de quartzo, magnetita/titano-magnetita e ilmenita, envolvidos por matriz de composição de oxi-hidróxidos de ferro (Figura 5- e-f). Os grãos de quartzo chegam a até 2 mm, e vão de angulosos a sub-angulosos, exibindo bordas engolfadas, típicas de reação (Figura 5- e). Alguns grãos formam aglomerados ao redor de cristais de magnetita (Figura 5- e).

Na matriz também são identificados cristais de magnetita **tipo P**. As dimensões são pouco maiores, chegando a até 0.5 mm. Alguns dos cristais de titanomagnetita apresentam lamelas de oxi-exsolução de ilmenita em treliça (Figura 5- f). Foi identificada fraturas do tipo *quench* no interior de alguns dos cristais de magnetita na matriz. Estas fraturas não seguem a direção de clivagem da magnetita, ocorrendo de forma irregular (Figura 5- e).

Adicionalmente, foram identificados na matriz glóbulos arredondados formados por aglomerados de cristais de magnetita. Esses glóbulos chegam a até 0.9mm, exibindo feição de reação nas bordas com a matriz de oxi-hidróxidos de ferro (Figura 5- e).

Petrograficamente é possível observar processo de martitização em ambos os domínios que compõem o platô. Esse processo corresponde a substituição progressiva de magnetita por hematita, sendo evidenciado pelo aspecto irregular e mudança de cor característico no núcleo da magnetita tipo P e S (Figura 5- b). A ilmenita ocorre na matriz na forma de cristais com formas subédricas, com dimensões de até 0.3mm.

Mapas químicos elementares (WDS) foram obtidos para os elementos Fe, Ti, V, Si, Al, Cr e Mn, Mg. Em cristal de magnetita pertencente ao domínio matriz, é possível observar a concentração do elemento Fe no interior do cristal. Para os elementos Ti e V a concentração é observada nas lamelas em treliça. Já os elementos Al, Cr, Mg e Mn apresentam baixa concentração relativa no cristal. O elemento Si não apresenta níveis consideráveis no cristal (Figura 6).

No domínio fragmentos de magnetitito, um mapa elementar foi obtido para porção em que são observados cristais de magnetita tipo P, S e matriz que envolve esses cristais. A maior concentração do elemento Fe é claramente observada em cristais primários e secundários na porção central da cena. Nas extremidades, é observada concentração relativa mais baixa, na matriz e em cristais secundários. Para o elemento V, é observada concentração discreta apenas em cristais de magnetita primários e secundários. A concentração relativa do elemento Si restringe-se ao núcleo de minerais silicáticos alterados e apresenta concentração na matriz. Para o elemento Ti, é observado conteúdo discreto, com distribuição homogênea em toda a seção (Figura 6).

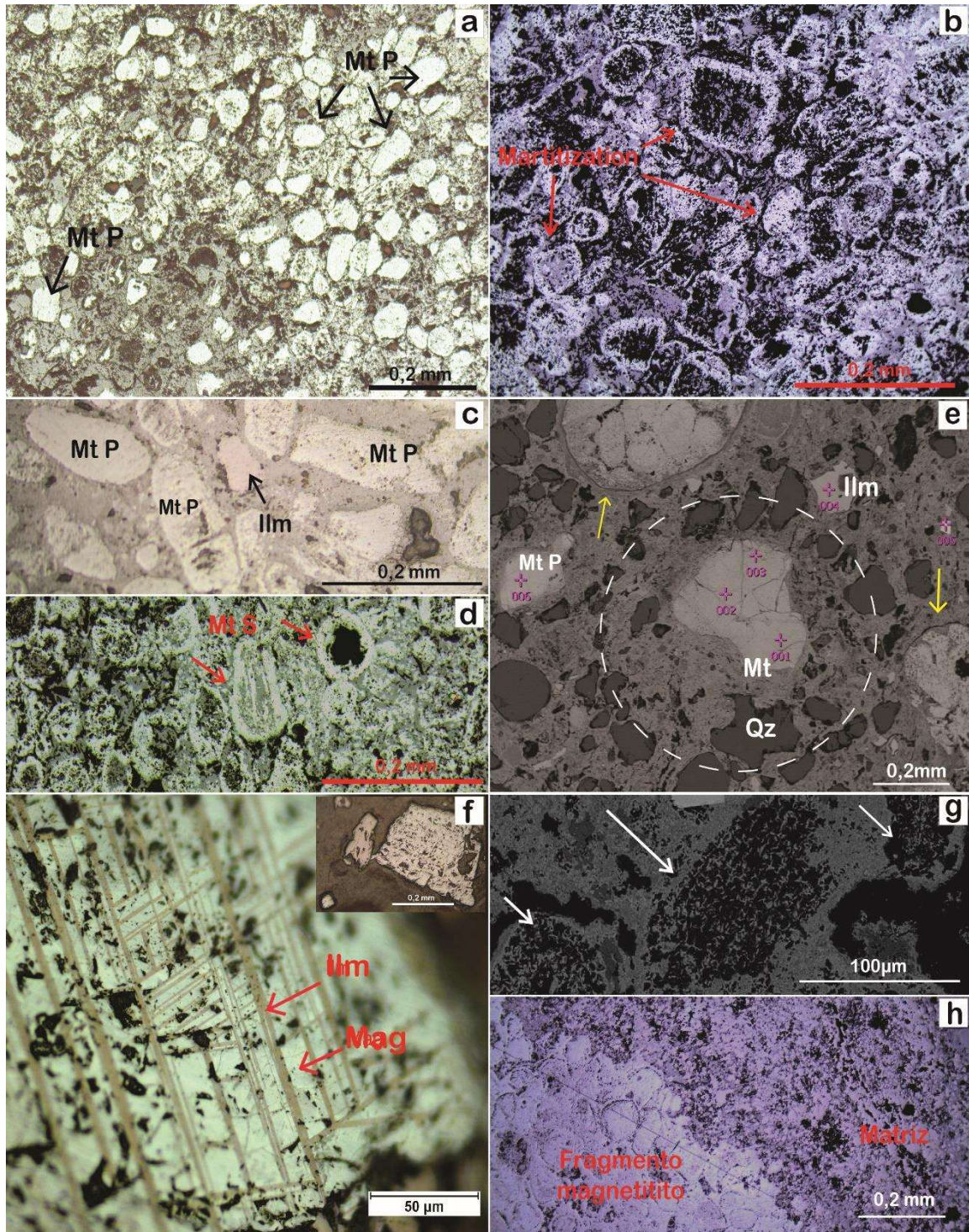


Figura 5 Aspectos microscópicos da ocorrência de ferro platô tabular em microscópio petrográfico sob luz refletida (RL) e em microscópio eletrônico de varredura (MEV). Fotomicrografias a,b,c e d são referentes ao domínio clasto. Fotomicrografias e,f e g referem-se ao domínio matriz. **a)** Cristais de magnetita tipo P (mt P), imersos em matriz limonítica. **b)** Processo de martitização evidenciado em setas em vermelho. **c)** Magnetita do tipo S (mt S) na forma de auréolas que circundam núcleos de minerais escuros alterados, assinalada por setas vermelhas. **d)** Magnetita tipo P, subédricas e cristal subédrico de ilmenita (ilm) imersos em matriz limonítica. **e)** Fotomicrografia (MEV). Cristais angulosos/subangulosos de quartzo (qz), magnetita e ilmenita, envolvidos por matriz de composição de óxidos e hidróxidos de ferro. Cristais de quartzo apresentam bordas engolfadas e certa orientação (círculo tracejado

branco) ao redor de cristal de magnetita microfraturada, na porção inferior. Cristais de magnetita com microfraturas tipo quench. Microglóbulos compostos por magnetita (setas em amarelo) com bordas de reação nas porções superior e inferior direita da imagem. f) Cristal de magnetita da matriz, com lamelas de oxi-exsolução de ilmenita. g) Fotomicrografia (MEV) evidenciando feição de substituição no núcleo com textura microplacóide,. h) Contato interpenetrativo entre domínio clasto e domínio matriz.

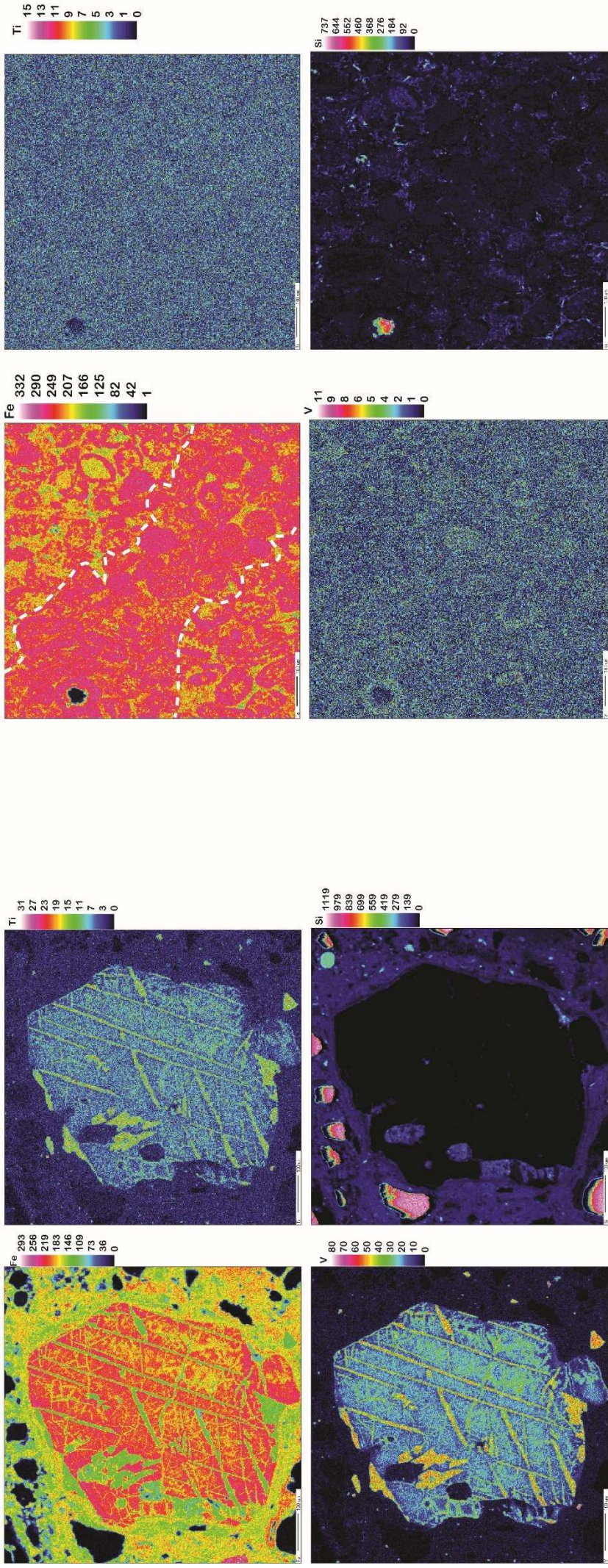


Figura 6 Mapas químicos elementares dos elementos ferro (Fe), titânio (Ti), vanádio (V) e silício (Si). **Esquerda**) Cristal de magnetita do domínio matriz. **Direita**) Cena composicional do domínio do fragmento de magnetita. Dados não quantitativos.

3.2 Ocorrência de ferro tipo Pele-de-onça

Distribui-se nas porções sudoeste, central e norte da área, na forma de seis corpos de formato irregular, totalizando uma área de 7,03 km² de extensão (Figura 3). Trata-se da ocorrência mais expressiva da área de estudo. Ocorre intercalada com arenitos ferruginosos silicificados da Formação Cabeças e encontra-se geograficamente associada, direta ou indiretamente às rochas básicas da formação Sardinha e/ou Mosquito (ver zona de contato).

É informalmente denominada de “ocorrência de ferro pele-de-onça” por conta de aspecto mosqueado observado na maioria das rochas descritas. O aspecto mosqueado é caracterizado por manchas circulares milimétricas, variando de coloração cinza escuro a claro, a amarelo pálido, dependendo da intensidade de oxidação, em meio a matriz de cor amarronzada/avermelhada, fortemente magnético (Figura 7- e,f).

Em função da morfologia, duas formas de ocorrências se destacam:

A primeira é encontrada sustentando cinco pequenas morrarias (Figura 7- a), nas porções central e norte da área, com área total de 5km². Das morrarias, duas exibem orientação NW-SE; uma N-S; e uma NE-SW. As rochas ocorrem na forma de blocos rolados que variam de 10 cm até pouco mais de 1 metro. Apresentam-se angulosos, de granulação média a grossa, porosos, de alta densidade e fortemente magnéticos. A grande maioria exhibe o aspecto mosqueado característico aqui descrito. No geral, são encontrados afloramentos de diabásio na base das morrarias, e, ao longo destas, é observada intercalação da ocorrência com arenitos ferruginosos (Figura 7- g), por vezes silicificado.

Especificamente na morraria adjacente ao platô tabular (Figura 3) são encontrados blocos com estratificação plano paralela marcante, fortemente magnéticos, maciços, de granulação fina a média (Figura 7- b). Também são observados blocos soltos compostos por clastos ou glóbulos magnéticos, medindo cerca de 2-5cm, semelhante aos encontrados na ocorrência platô (Figura 7- d). Em algumas rochas, os glóbulos observados exibem estruturas alongadas primárias preservadas (Figura. 7- c).

A segunda forma de ocorrência pele-de-onça, ao contrário da primeira, configura-se em topografia de relevo plano, e ocorrem de forma única na área de estudo. Está localizado no extremo sudoeste da área como corpo lateralmente extenso, medindo 2km

em seu maior eixo, com orientação NE-SW. Ocupa área restrita, se comparada às morrarias, com aproximadamente 2km². Nesta ocorrência, blocos tabulares e com estruturas plano paralelas são predominantes, geralmente apresentando forte magnetismo. Glóbulos/nódulos magnéticos centimétricos de magnetita em meio a matriz de granulação média são observados. Subordinadamente, ocorrem blocos fragmentários rolados, angulosos, de granulação média à grossa, densos e porosos, de aspecto mosqueado, característico desta ocorrência de ferro.

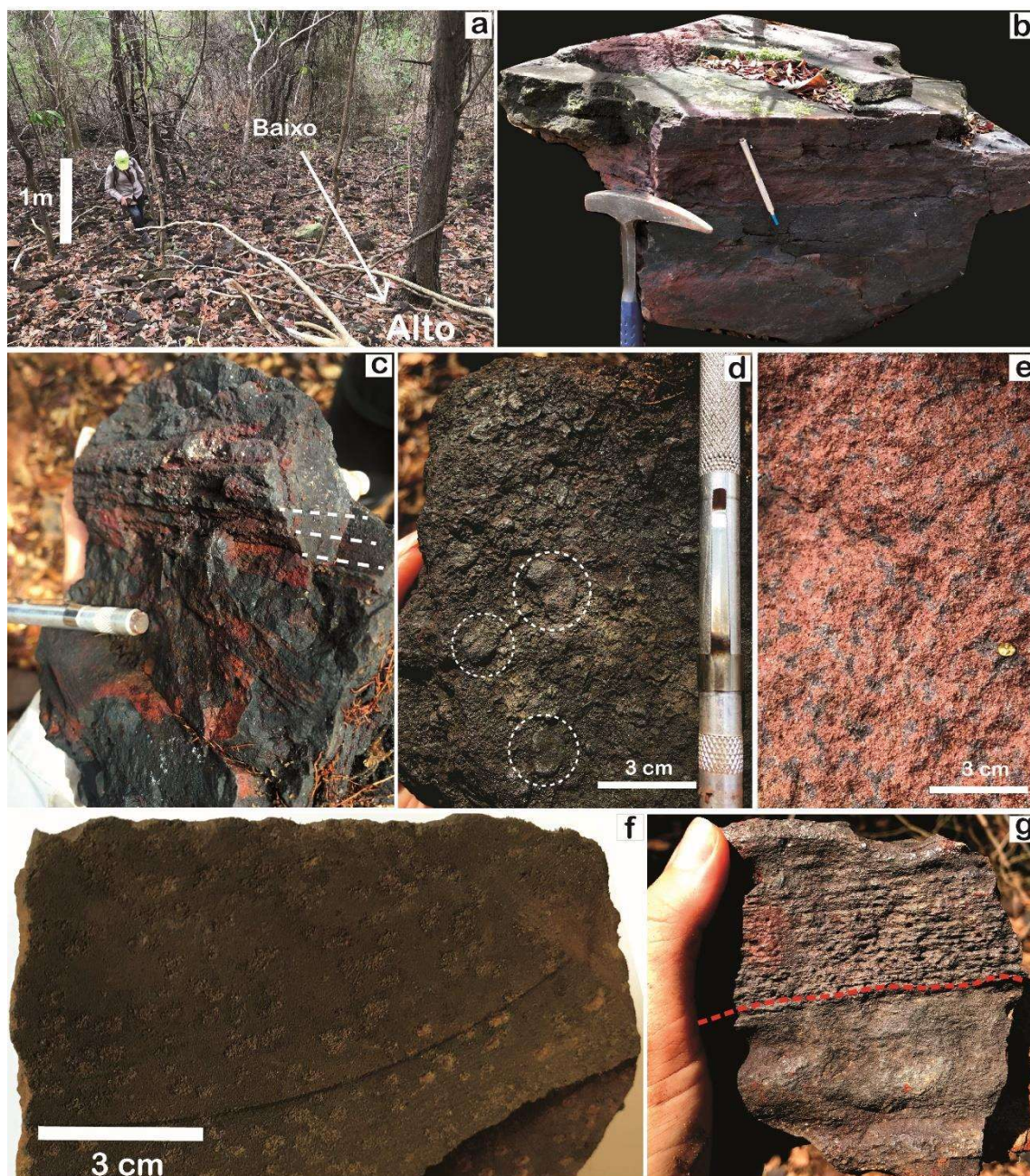


Figura 7 Aspectos macroscópicos da ocorrência de ferro pele-de-onça. **a)** Morraria sustentada por blocos rolados, variando de poucos centímetros até um metro. **b)** Bloco da ocorrência pele-de-onça de ~1m, apresentando estratificação plano paralela marcante e forte magnetismo. **c)** Estruturas primárias alongadas com mesma orientação. **d)** Glóbulos magnéticos de até 2,5 centímetros imersos em matriz também magnética. **e,f)** Aspecto mosqueado em que é possível observar manchas milimétricas circulares indo de cinza escuro/claro á amarelo pálido, imersas em matriz de coloração amarronzada a avermelhada, apresentando forte magnetismo. **g)** Contato da ocorrência de ferro (porção superior) com bandas areníticas (porção inferior).

3.2.1 Ocorrência de ferro Pele-de-onça- Petrografia

De forma geral, a heterogeneidade vista em escala macroscópica foi observada também em nível microscópico, sendo observadas relações texturais distintas nas amostras mosqueadas e em amostras tabulares, que serão descritas a seguir.

O exemplo mosqueado é composto essencialmente por magnetita (~40%) e material silicático e/ou vazios (~60%). Apresenta textura porfírica, caracterizada por conter agregados de cristais subédricos de magnetita, envolvidos por matriz composta por oxihidróxidos de ferro. São observados dois tipos de magnetita: A magnetita do **tipo P**, primária, ocorre na forma de fenocristais subédricos, com dimensões de até 0,1 mm em seu maior eixo, por vezes com bordas suaves e/ou abauladas. Esses cristais foram classificados como primários. Encontram-se imersos em matriz composta por oxihidróxidos de ferro, intensamente limonitizada (Figura 8-a). Alguns dos cristais primários, apresentam manchas irregulares em seu interior em decorrência de processos de alteração intempérica e hidrotermal (Figura 8- a). A magnetita do **tipo S** ocorre na forma de auréolas, classificada como magnetita secundária. Ocorre em formato ovalado e/ou arredondado, envolvendo núcleos de minerais silicáticos primários, com dimensões de até 0,1 mm (Figura 8- a).

Os minerais silicáticos que são envolvidos pela magnetita tipo S não foram identificados devido ao avançado estado de alteração intempérica das amostras. Porém, os seus hábitos foram parcialmente preservados, sendo observadas formas prismáticas, hexagonais e arredondadas (Figura 8- b).

De forma similar ao visto no platô tabular, foi identificada textura microplacóide. Essa textura é observada no interior de alguns dos cristais de magnetita tipo P e no núcleo e borda de minerais silicáticos primários. (Figura 8 -a,b) decorrente de processo de substituição.

Foram identificados domínios diferentes nas seções, em que ora predominam os agregados maciços de magnetita e matriz muito fina; ora predominam cavidades, porosidade e material silicático (Figura 8- c).

Nas amostras tabulares, fortemente magnéticas, com estruturas plano paralelas (Figura 8- b,c), são identificadas duas gerações de magnetita. A primeira dispõe-se

como megacrystal anedral, de coloração cinza clara e maior reflectância. A segunda, sob forma de cristais menores que preenchem espaço intersticial, aciculares e/ou fibrosos com dimensões de até 0,2mm. Esses cristais cristalizam-se a partir de minerais anteparos, precipitados anteriormente no material intersticial. Em geral, os minerais de anteparo ocorrem em tamanho diminuto ou como buracos na imagem, devido a remoção na etapa de confecção da lâmina (Figura 8-d,f).

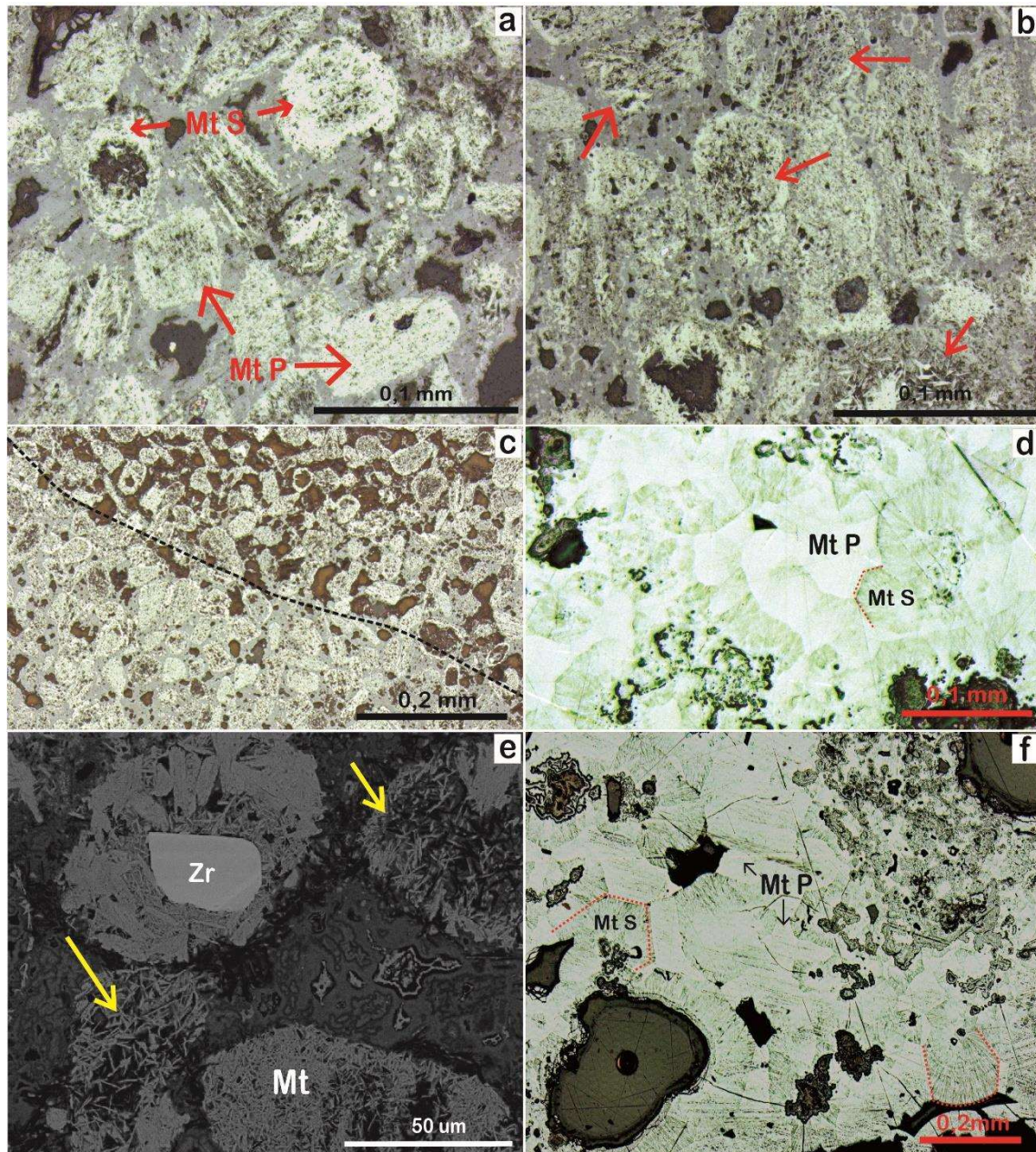


Figura 8 Aspectos microscópicos da ocorrência de ferro pele-de-onça em microscópio petrográfico sob luz refletida (RL) (a,b,c,d, f) e de microscópio eletrônico de varredura (MEV) (e) **a)** Fotomicrografia com cristais de magnetita tipo P (Mt P) e tipo S (Mt S). Exibem feições de substituição marcadas por textura irregular microplacóide. **b)** Minerais silicáticos não identificáveis com hábitos preservados (setas vermelhas), exibindo textura microplacóide. **c)**

Domínio inferior esquerdo em que predominam agregados maciços de magnetita tipo P e S, meio a matriz fina composta por oxihidroxidos de ferro e; domínio superior direito em que predominam cavidades e material silicático. d,f) Textura poiquilitica observada em amostra tabular da ocorrência pele de onça. e) Fotomicrografia (MEV) com textura microplacóide em setas amarelas

3.3 Ocorrência de ferro esqueletal

É encontrada de forma pontual na região norte da área de estudo (Figura 3). Ocorre em escala de poucos metros, sob forma de blocos rolados. É associada espacialmente às rochas areníticas da Formação Cabeças e as ocorrências de brechas hematíticas, que serão descritas a seguir. Espacialmente não demonstra relação direta com rochas básicas que ocorrem na bacia.

Corresponde a rocha densa, de granulação média a grossa, com magnetismo leve a moderado, já bastante oxidada. É composta essencialmente por óxidos de ferro, de aspecto esqueletal, com cristais placóides ou fibrosos de hematita, variando de 1mm a 4cm. O arranjo dos cristais apresenta-se em algumas porções de forma caótica, sem direção preferencial aparente (Figura 9- a). Já em alguns blocos é possível observar um arranjo preferencial em que os cristais ocorrem paralelos a sua direção de maior alongação (Figura 9- a,c) compondo níveis de espessura variável. Estes níveis são delimitados por superfícies ortogonais a direção preferencial dos cristais de óxido de ferro que os compõem internamente. A geometria destas superfícies varia de plano- paralela a curvilínea (Figura 9- c,d). As junções de cristais alongados aos planos ortogonais que os limitam em níveis conferem um aspecto esqueletal a esta ocorrência de ferro homônima.

Os cristais finos e laminados de óxido de ferro apresentam algum magnetismo remanescente, tratando-se de cristais magnetita substituída por hematita, em processo de substituição denominado martitização. Exibe textura grossa, de hábito fibroso em arranjos discordantes à estratificação das rochas sedimentares encaixantes (Figura 9- b).

O contato desta ocorrência de ferro com os arenitos encaixantes da Fm. Cabeças é abrupto e penetrativo. São observados blocos fragmentados do arenito em meio a ocorrência esqueletal (Figura 9- e,f).

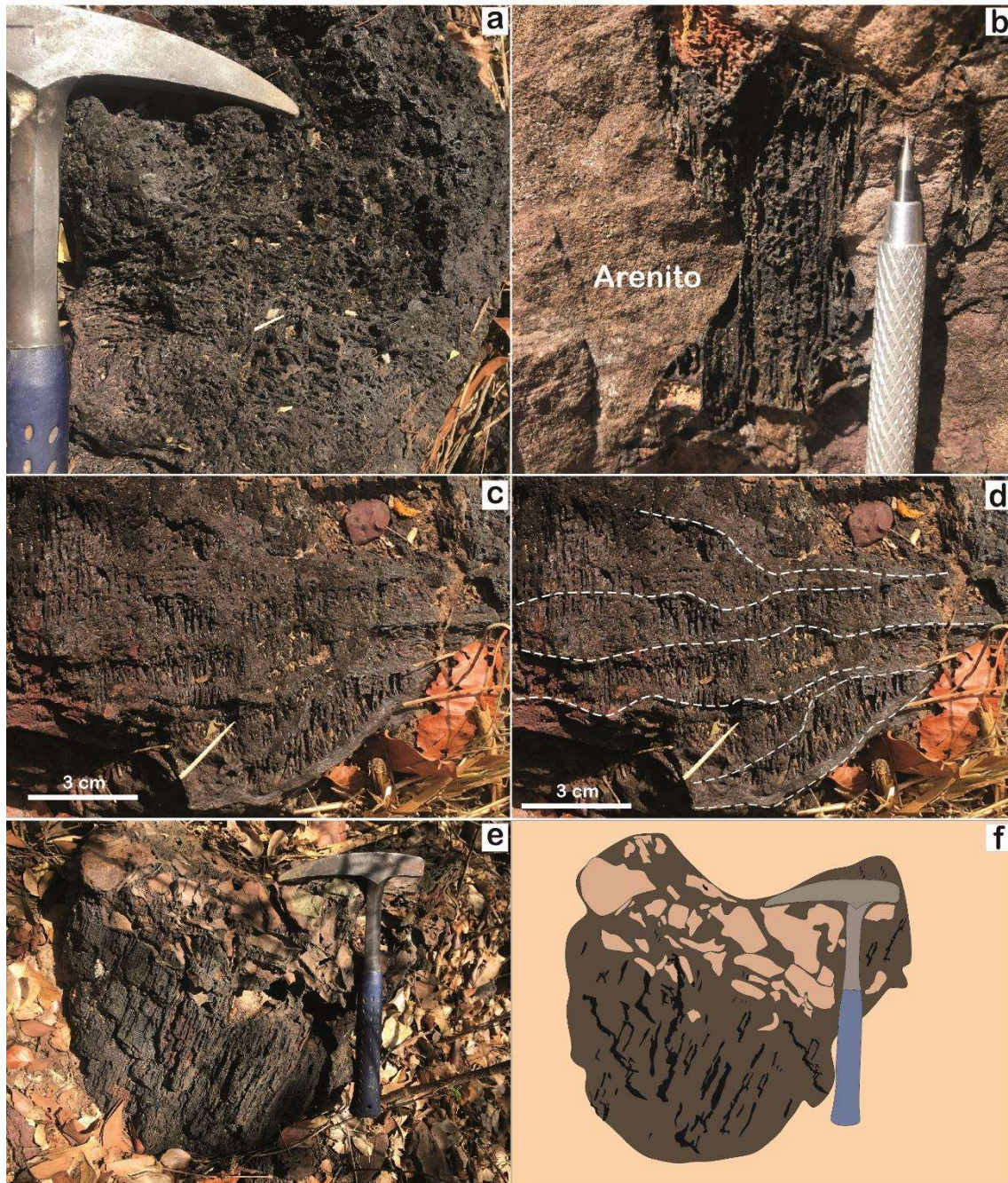


Figura 9 Aspectos macroscópicos da ocorrência de ferro do tipo brecha esqueletal. **a)** Bloco decimétrico da ocorrência, com cristais fibroradiais ou placóides de óxido de ferro. **b)** Porção da ocorrência de ferro esqueletal em contato brusco com arenito encaixante. **c,d)** Arranjo ortogonal de cristais de óxido de ferro fibrosos. O conjunto exibe geometria plano paralela na porção central e curvilínea na direção das extremidades. **e)** Bloco solto do contato entre a ocorrência esqueletal e arenito encaixante. **f)** Desenho esquemático da fotografia anterior.

3.3.1 Ocorrência de ferro esqueletal- Petrografia

É composta essencialmente oxihidróxidos ferro (80%) e material silicático (15%), e \pm vazios devido ao processo de confecção de lâmina. São observadas feições botroidais/coloformes, marcadas pela alternância de microbandas onduladas de hematita e goetita (Figura 10- a). Essas microbandas parecem se desenvolver a partir de minerais anteparo silicáticos (quartzo amorfo e vazios) (Figura 10- a). É observada matriz microcristalina muito fina composta por óxidos de ferro de difícil identificação. É possível visualizar alguns cristais de hematita, de tamanho inferior a $10\ \mu\text{m}$, de maior reflectância (Figura 10- b).

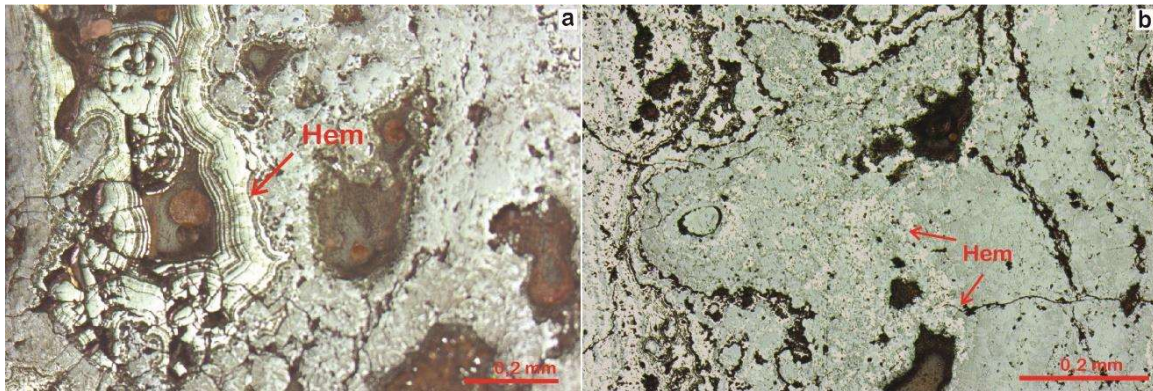


Figura 10 Aspectos microscópicos da ocorrência do tipo esqueletal em microscópio petrográfico sob luz refletida (RL). **a)** Textura coloforme marcante, composta por hematita (hem); matriz cinza claro de composição oxi-hidróxidos de ferro e vazios. **b)** Matriz cinza claro composta por oxi-hidróxidos de difícil identificação. Cristais discretos de hematita.

3.4 Ocorrência de ferro tipo brechas hematíticas

Localiza-se na porção norte da área de estudo, de forma pontual, intercalada com arenitos da Formação Cabeças. Os principais locais em que foi identificada esse tipo de ocorrência correspondem a antigos alvos de exploração por empresa desconhecida. Tratam-se de trincheiras abandonadas de poucos metros de comprimento (de 5m-6m), e estão associadas espacialmente a uma das ocorrências pele-de-onça e a um afloramento de rocha básica.

A composição principal deste tipo de ocorrência consiste em hematita, em menor quantidade quartzo e oxi-hidroxidos de ferro (limonita, goetita) (Figura 11- a,b,c). A hematita ocorre na forma de hematita especular, com cristais de especularita exibindo brilho intenso e aspecto fibroradial. Os cristais fibroradial formam bandas, que variam de poucos milímetros até ~5cm de espessura (Figura 11- c). Junto a ocorrência, são identificados fragmentos de arenito, com dimensões centimétricas (Figura 11- d).



Figura 11 Aspectos macroscópicos da ocorrência de ferro tipo brecha hematítica. a) Composição principal de matriz hematítica, quartzo (qz) e oxihidroxidos de ferro (ex: goetita+limonita). b) Detalhe de mineral quartzo recristalizado. c) Hematita especular d) Porções de arenito que foi assimilado, evidenciado por seta vermelha.

3.4.1 Ocorrência de ferro do tipo brecha hematítica- Petrografia

É composta essencialmente por óxidos e hidróxidos de ferro (80%) e quartzo (20%). A porosidade da amostra reflete em porções de vazios na seção.

Assembleias botrioidais são observadas, marcadas por camadas sucessivas de goetita e hematita, típicas desses minerais, que se desenvolvem sobre núcleos de minerais silicáticos ou vazios. (Figura 12- a,b). Em algumas porções são observadas textura com aspecto esfereoidal de mesma composição. (Figura 12- b).

É observada matriz criptocristalina, de composição de oxi-hidróxidos de ferro. São observados cristais de hematita com aspecto placóide ou lamelar, imersos na matriz (Figura 12- a).

Os cristais de quartzo são marcados por contornos irregulares e franjas, fibrosos. São vistos também agregados poligonais entre cristais de quartzo típico de processo de recristalização (Figura 12- d,e).

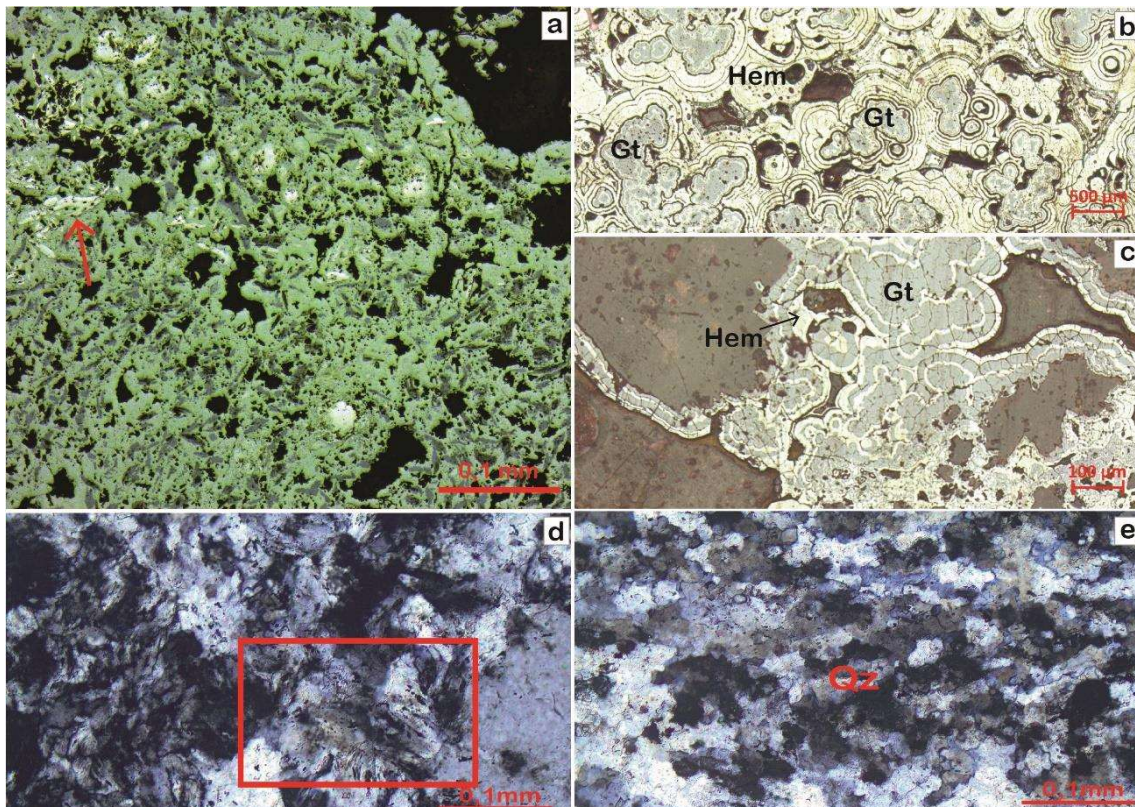


Figura 12 Aspectos microscópicos da ocorrência do tipo brecha hematítica em microscópio petrográfico, sob luz refletida (RL). **a)** Textura coloriforme marcante, marcada por oxi hidróxidos de ferro, hematita (hem) e goetita (gt) e quartzo (qz). **b)** Textura esferoidal. Composição de hematita nas bandas claras e oxi hidróxidos de ferro em cinza claro. **c)** Massa microcristalina com cristais tabulares e placoides de hematita (setas), meio a oxi-hidróxidos de ferro, que correspondem a massa cinza claro. **d)** Quartzo (qz) recristalizado, com contornos irregulares e franjas, fibrosos, porções destacadas em setas em amarelo. **e)** Recristalização de quartzo formando agregados poligonais, destacados em área amarela.

Zonas de Contato

Neste tópico serão descritas as feições de contato entre as ocorrências de ferro e as respectivas rochas encaixantes. Dos quatro tipos de ocorrência, serão abordadas as zonas de contato do platô tabular magnetítico e ocorrência pele-de-onça. A primeira ocorrência de ferro, platô magnetítico, está em contato direto com os arenitos da Fm. Cabeça; enquanto que a ocorrência pele-de-onça encontra-se sobreposta aos diabásios e gabros referentes ao magmatismo básico na Bacia do Parnaíba.

Por ocorrerem de forma pontual na área de estudo, na forma de blocos rolados, as ocorrências de ferro do tipo esquelético e brecha hematítica não apresentam zonas de contato direto marcantes. Sendo assim, não serão abordadas neste tópico.

3.5 Zona de contato – Platô magnetítico

A ocorrência de ferro do platô é disposta sob duas formas: porção tabular (área central) e sob depósito de talus (porção que circunda a região central plana). Este último dispõe-se na forma de grandes blocos soltos (Figura 4- b), e ocorre intercalado com blocos soltos de arenito. Já na porção central da ocorrência, é possível identificar relação de contato direto, brusco, com os arenitos silicificados da Fm. Cabeças, que sustentam o platô magnetítico.

A principal feição do contato é marcada por arenitos com disjunções colunares. Essas estruturas correspondem a superfícies planares de fraturas verticais, formando um conjunto de colunas ou prismas, geralmente com seis lados. Os prismas apresentam-se verticalizados, horizontais ao platô, com baixo ou nenhum mergulho (até 5 graus) (Figura 13- b). A exposição de arenitos colunares é observada, praticamente, em toda a área do platô (Figura 13- a) Em porções restritas da ocorrência, é observado caráter erosivo, no qual é identificado apenas arenito silicificado colunar, sem a cobertura da ocorrência de ferro (Figura 13- c).

Os arenitos colunares exibem terminações poligonais, delimitadas por fendas, com diâmetro variando de 5 a 30 cm e altura variando de 20 cm a até 3 metros (Figura 13- b,c). Correspondem a rocha maciça e densa, de granulometria fina a média. A cor varia de cinza claro a rosa pálido, por vezes com manchas milimétricas (1-3mm), brancas e arredondadas (Figura 13- a,b). Encontra-se silicificado e denso, com o aspecto de quartzito.

Foi observado na rocha encaixante padrão de fraturas verticais, com orientação média 90/70°. Algumas das fraturas representam estruturas dilatacionais preenchidas por óxidos de ferro, de mesma composição do platô magnetítico, com fluxo de preenchimento descendente (Figura 14- a,b).

Ainda na zona de contato do platô e rocha encaixante, são observadas feições gradacionais de assimilação. Foram identificados blocos decimétricos de arenito silicificado junto à ocorrência de ferro, em meio à matriz limonítica, com feições de pirometamorfismo na borda. Esses blocos se concentram majoritariamente, na parte basal da ocorrência, próximo ao contato direto com os arenitos (Figura 14- b,c). Fragmentos de arenito com até 3 cm são encontrados em meio a matriz da ocorrência em toda sua extensão (Figura 14- d).

De forma menos frequente, nas imediações do platô, ocorrem brechas fragmentárias compostas por cristais de quartzo imersos em matriz composta por oxihidróxidos de ferro. Os cristais de quartzo variam de 0,1 a 0,6 mm, anguloso, euédricos a subédricos. Por vezes, formam feições de drusa que chegam a até 2 cm (Figura 14- e). Ainda em áreas proximais a essas brechas, são observadas ocorrências de hematita especular na forma de blocos rolados, com níveis maciços e finamente bandados (Figura 14- f).



Figura 13 Aspectos macroscópicos da zona de contato entre platô magnetítico e arenitos silicificados com disjunção colunar, pertencentes a Formação Cabeças. **a)** Arenitos na forma de colunas ou prismas hexagonais verticalizados, sotopostos ao platô magnetítico tabular. **b)** Detalhe do contato de arenitos colunares com o platô, apresentando baixo ou nenhum mergulho (até 5 graus). **c)** Porções que o contato direto do arenito com a ocorrência de ferro não é visto, observando-se apenas os prismas de arenito colunar. O diâmetro dos polígonos varia de poucos centímetros até 25cm. Altura chega a 40 cm.

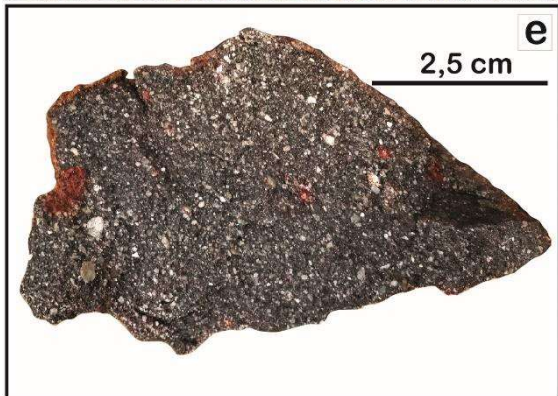
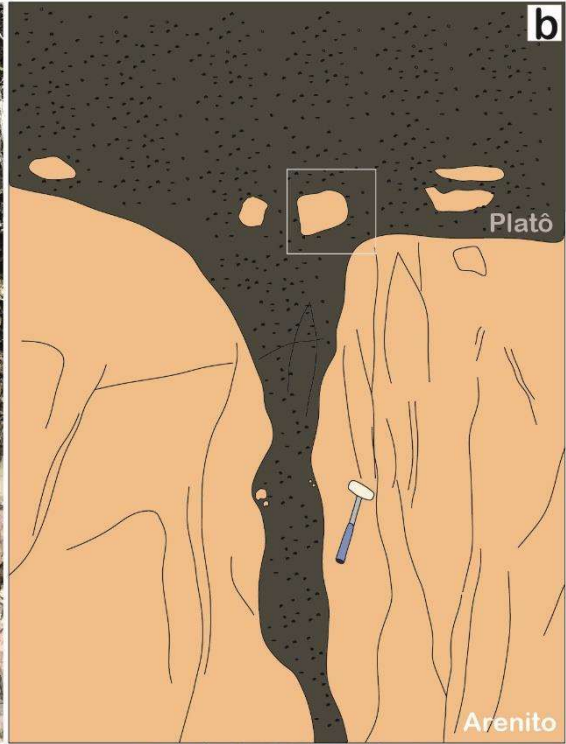
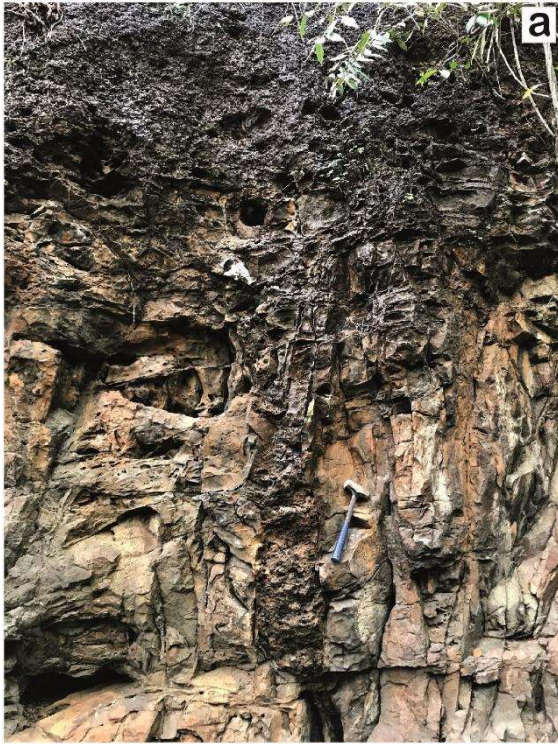


Figura 14 Aspectos macroscópicos do contato entre ocorrência do tipo platô magnetítico e arenitos silicificados/retrabalhados da Formação Cabeças e rochas subordinadas. a) Arenito sotoposto ao platô magnetítico, com padrão de fraturamento. Fratura preenchida por material de mesma composição que forma o platô, indicando fluxo descendente de preenchimento. b) Representação esquemática para evidenciar fraturas e preenchimento da imagem a. c) Bloco decimétrico de arenito assimilado em porção frontal do platô. d) Fragmentos centimétricos de arenito assimilado pela ocorrência do platô tabular. e) Brecha fragmentária composta por cristais milimétricos de quartzo anguloso, euédricos a subédricos, imersos em matriz de oxihidróxidos de ferro. f) Níveis maciços, finamente bandados e orientados de hematita especular.

3.5.1 Zona de contato platô magnetítico– Petrografia

Os arenitos da zona de contato apresentam-se compactos e silicificados. A assembleia mineral consiste de ~75% de quartzo, 10% feldspato, 10% de cimento e 5% de opacos (Figura 15- c), sendo classificado como sub-maturo e sub-arcoseano. Apresenta granulometria muito fina a média, com grãos subarredondados a arredondados, com grau de esfericidade moderado, contendo poucos grãos sub-angulares. As relações de contato intergranulares do arcabouço são do tipo planar e côncavo-convexo (Figura 15- c,d,e). Apresenta domínios granoblásticos (Figura 15- e). O cimento é predominantemente composto por sílica amorfa, e em menor quantidade, associado a óxidos de ferro (Figura 15- d). É visto quartzo sintaxial, que tem como principal característica a neoformação em continuidade com a estrutura cristalina de grãos primários e sílica microcristalina (Figura 15- d). Tais feições são indicativos de que o cimento foi formado pela dissolução e re-precipitação do quartzo, sob condições termais durante o contato com material quente e posterior resfriamento.

Adicionalmente, observou-se em diferentes seções delgadas que, quanto menor a proporção de quartzo e cimento silicoso amorfo intergranular e maior quantidade de feldspato, mais distais são os arenitos do contato com o platô magnetítico.

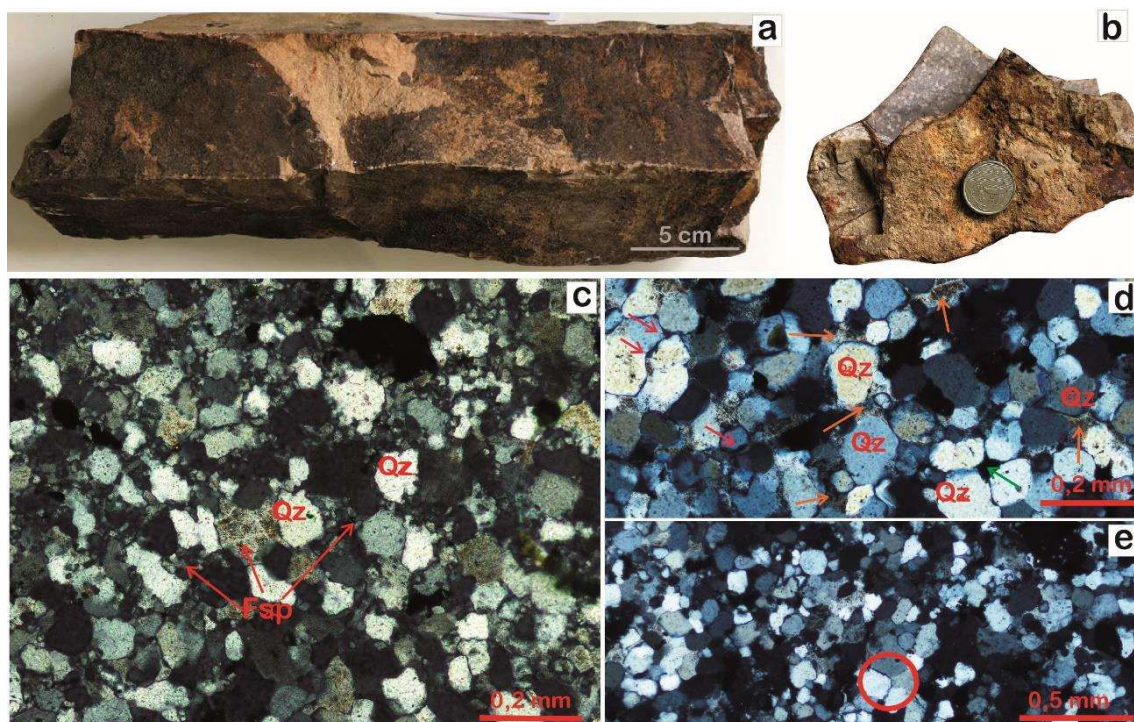


Figura 15 Aspectos macro e microscópicos de arenitos silicificados do contato da ocorrência de ferro platô magnetítico, em microscópio petrográfico sob luz transmitida e nicóis cruzados. **a,b)** Amostra de um prisma colunar da área de estudo silicificado, com pequenas manchas milimétricas de composição quartzosa e feldspática. **c)** Assembleia mineral de arenito de disjunção prismática colunar, quartzo (qz), feldspato (fsp) e opacos. **d)** Contatos intergranulares entre arcabouço do tipo planar e côncavo-convexa. Cimento em setas laranjas, óxidos de ferro em seta verde. Em setas rosa, quartzo syntaxial. **e)** Contatos intergranulares côncavo-convexos, domínio granoblástico destacado em círculo vermelho.

3.6 Zona de contato- Pele de onça

Os diabásios estão espacialmente associadas à ocorrência pele-de-onça e se alojam como soleiras nos arenitos da Formação Cabeças. Estas rochas básicas ocorrem no sopé de cinco dos seis corpos de pele-de-onça, aflorando na forma de lajedos (Figura. 16-a), e, de forma menos expressiva, na forma de blocos arredondados evidenciando processo de esfoliação esferoidal. As rochas apresentam textura microporfirítica, de coloração cinza-esverdeado. Em alguns afloramentos o diabásio apresenta granulação mais fina, mas ainda com fenocristais ripiformes visíveis de plagioclásio, e em outros afloramentos exibe textura fanerítica, com fenocristais de piroxênio e magnetita, assemelhando-se a rocha gabro (Figura 16- b,c).

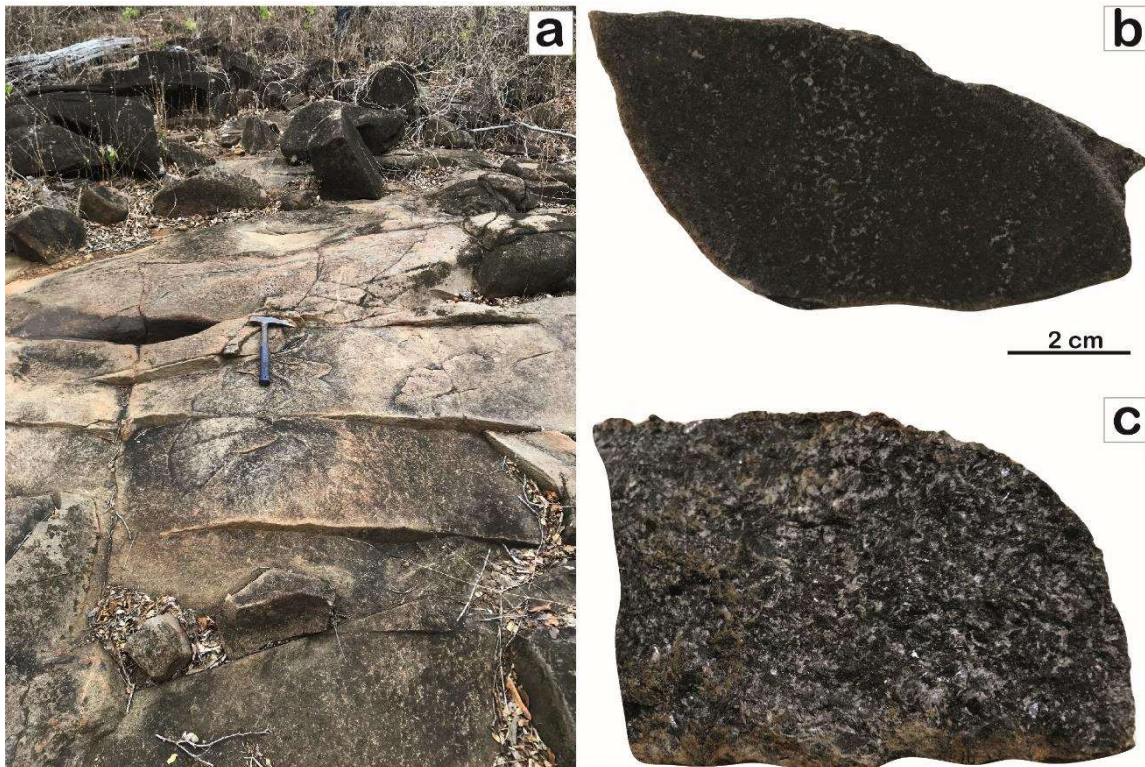


Figura 16 Aspectos macroscópicos da zona de contato entre ocorrência do tipo pele-de-onça e diabásios da Formação Sardinha. **a)** Diabásios na forma de lajedos. **b)** Textura microporfirítica. **c)** Textura fanerítica, assemelhando-se a um gabro.

Associados à ocorrência pele de onça, as intercalações de arenitos silicificados ocorrem como blocos soltos, de dimensões centimétricas à métricas próximo ao contato com corpos básicos que sustentam os pequenos serrotes. Apresentam coloração rósea, silicificado, com níveis de maior concentração de óxidos

3.6.1 Zona de contato pele-de-onça- Petrografia

Os diabásios apresentam granulação de média a grossa, textura fanerítica a sub-fanerítica, com cristais subédricos de plagioclásio (~60-65%), megacristais de clinopiroxênio (cpx) (~30-35%) e olivina + opacos (~10%). Os cristais de plagioclásio são euédricos a subédricos, encontrados em sua maioria incluídos em cristais maiores de clinopiroxênio, caracterizando textura ofítica (Figura 17- a).

Os cristais de plagioclásio, identificados como labradorita, apresentam-se euédricos a subédricos, alongados, variando de 0.07mm a 0.9mm, inequigranulares, com geminação albita e *carlsbad*. Apresenta duas fases de cristalização, uma precoce, em que é possível visualizar contatos retos entre os demais minerais (Pl I), e fase tardia (Pl II) em que os cristais aparecem cortando tanto os cristais de plagioclásio iniciais (Pl I), quanto clinopiroxênio e opacos (Figura 17-a,b). Em algumas amostras são encontradas também textura granofírica, que marca o intercrescimento entre k-feldspato, e quartzo (Figura 17-c). Alguns cristais de plagioclásio apresentam-se parcialmente saussuritizados (Figura 17-c).

Clinopiroxênio ocorre sob forma de megacristais, provavelmente augita, são em geral subédricos, de hábito prismático, contatos retos a irregulares com o plagioclásio e minerais opacos (Figura 17- d), indicando equilíbrio termo-químico. Alguns cristais exibem processo de uralitização, característico de hidratação nas bordas, que tem como produto anfibólio secundário (Figura 17- e).

Cristais de olivina exibem dimensões que variam de 0.09mm a 0.6mm, em geral idiomórficos (Figura 17- f). Em algumas das microfraturas é possível observar clinopiroxênio se propagando pela olivina. A olivina apresenta-se em duas fases de cristalização, uma precoce, que aparece como inclusões ou parcialmente envolvidas por cristais de clinopiroxênio (Figura 17- g), e outra fase tardia, em que ocorre cortando cristais de plagioclásio e clinopiroxênio (Figura 17-h).

Os minerais opacos são predominantemente representados por óxidos, e em menor quantidade sulfetos. Em sua maioria, os óxidos dizem respeito a titano-magnetita, apresentando dimensões de até 0.8mm. Ocorre sob duas formas, a primeira de forma intersticial (Figura 17- b,e), e a segunda sob forma de cristais subédricos, com contatos retos a irregulares com o clinopiroxênio e plagioclásio, por vezes apresentando

inclusões de plagioclásio. Por vezes, esses minerais exibem textura de intercrescimento com aspecto esquelético, indicando mudanças nas condições de pressão e temperatura ao final da cristalização (Figura 17- i). Normalmente, essa fase de intercrescimento é acompanhada de minerais secundários estáveis sob as novas condições. Cristais diminutos de sulfetos anédricos, pirita, com dimensões de até 0,4mm, euédricas (Figura 17- j) parecem se associar a esta última fase de formação.

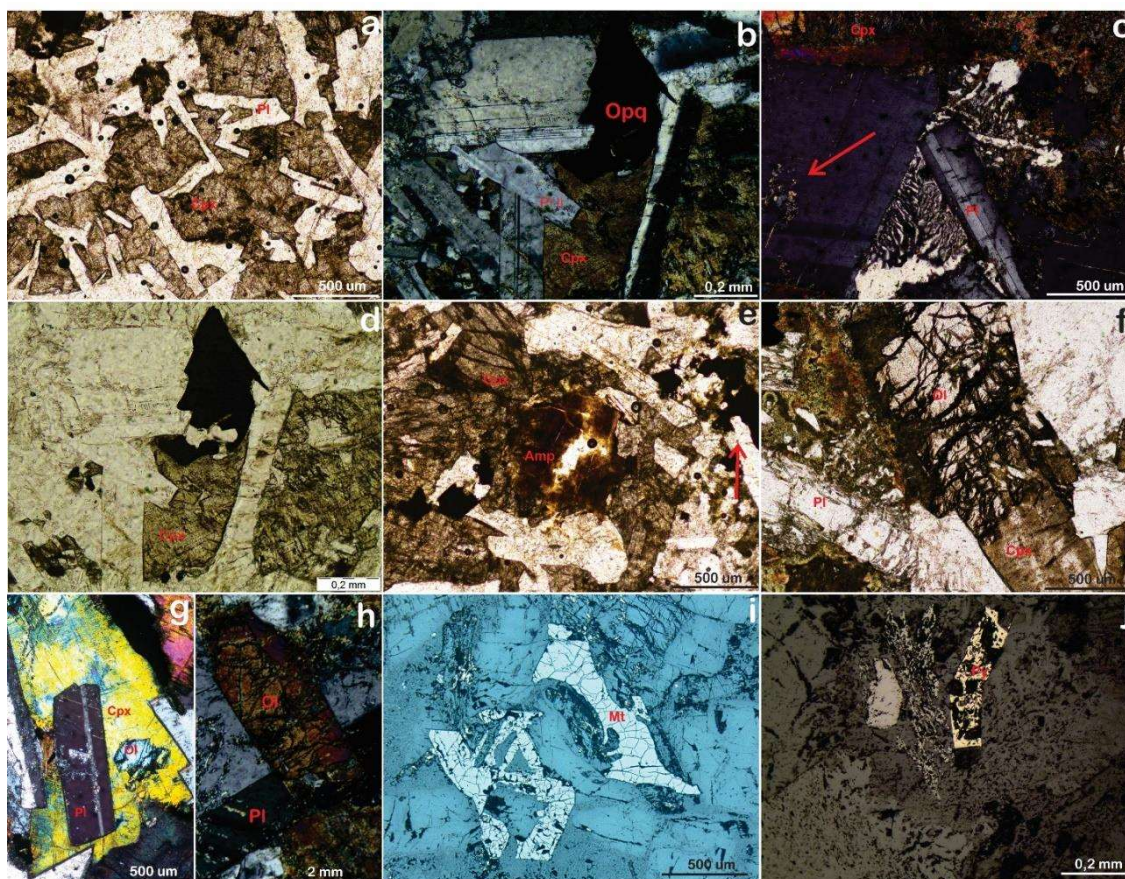


Figura 17 Diabásios do contato da ocorrência pele-de-onça, em microscópio petroráfico sob luz refletida (RL) e transmitida (TL). **a)** Textura intergranular e ofítica, sendo esta composta por cristais de plagioclásio(pl) euédricos a subédricos, incluídos em cristais maiores de clinopiroxênio (cpx). **b)** Plagioclásio primários (PL I) e tardios (PL II), clinopiroxênio e opacos (opq). **c)** Textura granofírica de plagioclásio; processo de saussuritização em seta vermelha em cristal de plagioclásio. **d)** Clinopiroxênio de hábito prismático, plagioclásio e opacos. **e)** Processo de uralitização nas bordas do cristal de clinopiroxênio. **f)** Cristal de olivina de fraturamento característico. Processo de uralitização em microfraturas. Plagioclásio (pl) e clinopiroxênio (cpx). **g)** Cristal de olivina como inclusão em cristal maior de clinopiroxênio (cpx). **h)** Olivina como inclusão em cpx **i)** (RL) Cristais de magnetita (mt) esqueléticos intercrescidos e/ou substituindo cristais de clinopiroxênio . **j)** (RL) Cristal subédricode pirita (py).

4. Discussões

Neste tópico serão discutidos os itens que contribuem para proposição de um modelo genético para as ocorrências de ferro de Piripiri. Os resultados de petrografia, química mineral e relações de contato entre ocorrências e rochas hospedeiras envolveram implicações sob a ótica magmática e hidrotermal. As características genéticas discutidas colocam as ocorrências de ferro estudadas um lugar de destaque no cenário das grandes províncias magmáticas conhecidas, assim como nas bacias sedimentares fanerozoicas. Por fim, comparações das características das ocorrências de ferro de Piripiri com mineralizações de ferro de depósitos conhecidos de gênese similar foram feitas.

4.1 Tipos de Magnetita

Nas ocorrências do tipo platô magnetítico e pele-de-onça, são identificados três estilos de magnetita indicando diferentes condições de cristalização. Os dois primeiros tipos de magnetita (tipo P- primária e tipo S- secundária) ocorrem em ambas as ocorrências (Figura 5, 8), apresentando feições semelhantes entre as ocorrências de ferro, sugerindo formação em condições similares. No platô, que é composto pelos domínios de magnetitito e matriz, os tipos de magnetita P e S ocorrem em ambos.

A magnetita primária, do tipo P, ocorre na forma de fenocristais subédricos, em meio a matriz intersticial de oxihidroxidos de ferro. O tamanho dos fenocristais está relacionado à cristalização inicial em líquido magmático, lento, comparada a matriz fanerítica. O arranjo dos fenocristais de magnetita e matriz de oxihidroxidos de ferro configura textura porfirítica, típica de rocha magmática (ex: Streckeisen, 1976; Bas et al., 1986; Namur et al., 2010; Velasco et al., 2016). No depósito de El Laco, localizado no Chile, essencialmente de origem magmática, são descritos cristais de magnetita de aspecto similar, sob forma subédrica e/ou arredondadas e como microfenocristais, cristalizados a partir de magmas silicáticos ricos em ferro (Velasco et al., 2016). Nas rochas de Piripiri alguns dos cristais de magnetita tipo P apresentam bordas corroídas e abauladas, parecendo exibir processo corrosivo de origem magmática e/ou magmática-hidrotermal. A forma abaulada de cristais, com bordas suavizadas e/ou corroídas é também descrita por Sharma et al., (2021) em rochas plutônicas de sistema magmático; e por Costa et al., (2014) em ambiente de subsuperfície na formação de brechas

vulcânicas autoclásticas. Dessa forma, sugere-se que a cristalização da magnetita tipo P ocorreu em ambiente magmático, seja por algum dos dois processos supracitados.

A magnetita tipo S é marcada por textura de sobrecrecimento de magnetita em minerais silicáticos que servem de anteparo. Dare et al. (2015) nomeiam auréolas de sobrecrecimento de magnetita como *clots* de magnetita no depósito de ferro El Laco. Os autores mencionam a ocorrências de *clots* em brechas mineralizadas nas porções mais afetadas por fluidos hidrotermais do depósito. A formação dessa feição é atribuída a processo hidrotermal, como sendo produto de substituição na borda de minerais silicáticos. As relações texturais descritas da magnetita do tipo S nas ocorrências de ferro do tipo platô magnetítico e pele-de-onça estariam associadas a processo similar, com cristalização de *clots* de magnetita a partir da alteração hidrotermal de silicatos pré-existentes em rocha básica por ação de fluidos hidrotermais que ocorreram ainda em profundidade ou sub-superfície.

Em amostras estratificadas da ocorrência pele-de-onça (Figura 7-b,c), há ocorrência de magnetita como megacristais anedrais, e magnetita de aspecto esferulítico identificadas preenchendo os espaços intersticiais (Figura 8- d,f). Os megacristais anedrais são de origem magmática e, portanto, primária e em condições de resfriamento lento conforme discutido anteriormente. Já agregados esferulíticos são definidos como arranjos radiais de cristais fibrosos de quartzo e feldspato, em forma de agulha ou aciculares, comuns em rochas vulcânicas vítreas félsicas, sendo indicadores de condições de resfriamento rápido (Cox 1979, Maitre et al 1992, Shelley 1993). No caso das rochas da ocorrência pele-de-onça, a relação textural entre a magnetita anedral e esferulítica sugere que ambas são primárias, porém se cristalizaram em diferentes condições de resfriamento, sendo ambas cristalizadas a partir de magma básico rico em ferro.

Já no platô, a magnetita do tipo *quench* (Figura 5- e) , indica condições magmáticas de descompressão, próximas à subsuperfície. A origem dessa feição tem sido atribuída ao contato do material magmático com águas conatas (ex: Busby-Spera e White, 1987; Kano, 2002), que propicia a fragmentação dos cristais. Sabe-se que os arenitos da Fm. Cabeças apresentam excelentes condições permoporosas (De Miranda et al., 2018) e que hospedam importante aquífero de nome homônimo na Bacia do Parnaíba (Feitosa, 1990). A ocorrência de magnetita do tipo *quench* representa

evidência de que no curso de formação da ocorrência platô, ocorreram eventos de mudança brusca de pressão e interação com águas conatas em subsuperfície.

Assim, a presença de magnetita esferulítica na mineralização do tipo pele-de-onça e a presença de magnetita *quench* na mineralização do tipo platô sugerem que ambas as ocorrências de ferro tiveram uma etapa de resfriamento rápido. O fato de ambos estarem em domínios intersticiais de cristais de granulação mais grossa de magnetita indicam que houveram pelo menos dois estágios de resfriamento sendo um primeiro mais lento e um segundo mais rápido.

Variações composicionais na magnetita de rochas ígneas são amplamente estudadas e documentadas por diversos autores (ex: Buddington e Lindsley, 1964; Ryabchikov e Kogarko, 2006; Dare et al., 2012, 2014; Nadoll et al., 2014; Velasco et al., 2016). As diferentes concentrações de elementos químicos ocorrem em resposta a condições como $T - fO_2 - fS_2$, composição inicial do magma e padrões de resfriamento. O reequilíbrio das fases durante o resfriamento de rochas ígneas plutônicas leva a grandes diferenças composicionais, por exemplo, entre óxidos de Fe-Ti em rochas plutônicas, se comparadas a concentração dos mesmos elementos em rochas vulcânicas (Wones, 1989; Frost e Lindsley, 1991). A magnetita de rochas ígneas máficas frequentemente tem concentrações de Ti mais altas e são mais propícias a exibir exsolução de ilmenita do que a magnetita de magmas félsicos a intermediários, pobres em Ti (Dare et al. 2012; Grigsby 1990; Lindsley 1991). Os dados de mapas químicos elementares de cristal de magnetita do platô apresentam oxi-exsolução de ilmenita, com concentração dos elementos Fe e Ti nas lamelas (Figura 6- esquerda). Velasco 2016 descreve grãos e microfenocristais de magnetita com padrão de concentração dos mesmos elementos, cristalizada a partir de magma andesítico no depósito de El Laco. A concentração desses elementos indica cristalização compatível em altas temperaturas (825-890°C) (Buddington e Lindsley, 1964; Ghiorso e Sack, 1991). Na fotomicrografia em que se observam cristais de magnetita tipo P, tipo S e matriz intersticial (Figura 6- direita), a distribuição do elemento Fe é concentrada nos cristais de magnetita tipo P, formada inicialmente, com subsequente abundância na magnetita tipo S e na matriz. Nesta cena, a distribuição discreta do elemento Ti é observada. Não existe um consenso quanto a interpretação da distribuição deste elemento. Para alguns autores (Dare et al., 2014; Dare et al., 2015), o baixo teor de Ti na magnetita dos depósitos semelhantes a Kiruna e El Laco é indicativo de uma origem hidrotermal. No entanto, outros autores

mencionam nem toda a magnetita magmática é rica em Ti devido a fatores estequiométricos (Frost e Lindsley, 1991; Velasco et al., 2016). Em relação a concentração elementos Ni e V, por exemplo, podem endereçar altas temperaturas de formação em ambientes hidrotermais (Dare et al., 2014). A concentração relativa do elemento V pode ser ligeiramente observada nos cristais de magnetita S, o que pode sugerir ambiente de cristalização hidrotermal. A utilização da concentração relativa desses e de outros elementos (ex: Ni, P, Mg, Ca) como referência para indicadores petrogenéticos em depósitos minerais é amplamente utilizada (Zhou et al., 2005; Dare et al., 2014, 2015; Velasco et al., 2016) porém, devem ser utilizados com cautela e em conjunto com aspectos petrológicos e texturais.

4.2 Evidências de cristalização magmática

As ocorrências de ferro descritas estão associadas direta ou indiretamente ao magmatismo mesozóico da bacia do Parnaíba, representado pelas formações Mosquito e Sardinha. Esses eventos magmáticos possuem componentes toleíticos de alto Ti, baixo Ti, e basaltos alcalinos subordinados (Oliveira et al., 2018).

É sabido que a associação mineralógica em magmas toleíticos ferrobásalticos envolve minerais como plagioclásio, olivina, piroxênio, magnetita e ilmenita (ex: Zhou et al., 2005; Botcharnikov et al., 2008; Namur et al., 2010). A composição dos diabásios/gabros associados às ocorrências envolvem cristalização primárias de minerais silicáticos, como olivina, piroxênio, plagioclásio e minerais máficos, a maioria óxidos de ferro (Figura 17). Similarmente, amostras do platô magnetítico e pele-de-onça são observados cristais não identificáveis, porém com hábitos preservados, que se assemelham aos hábitos de minerais silicáticos e ricos em ferro (Figura 5). Assim, supõe-se que o protólito de ambas ocorrências se trate de rocha básica rica em ferro, com a cristalização primária de minerais silicáticos. A ocorrência de ilmenita, exclusivamente na ocorrência do platô (Figura 5), representa mais um indício de que a cristalização dessa rocha ocorreu em ambiente magmático.

O platô magnetítico se destaca em relação as demais pelo aspecto de brecha vulcânica, composto por blocos de magnetito imersos em matriz fragmentária (Figura 4-c,d,e,f). Pelas feições do arranjo dos fragmentos de magnetito e matriz, foi classificada como brecha vulcânica autoclástica. De acordo com Fisher, (1960) este tipo de brecha se forma por fragmentação de lava semissólida e/ou sólida durante o confinamento

abaixo da superfície ou por movimento relativamente lento de fluxos de lava não confinados. As vesículas observadas na matriz (Figura 4- e,f) representam que algum conteúdo de voláteis presente no magma foi trapeada e solidificada na forma de bolhas. O Aspecto vesicular é reportado no depósito de ferro andino, El Laco, conhecido por seus produtos eruptivos (Velasco et al., 2016). Segundo McPhie et al., (1993) esse tipo de estrutura é comum em fluxos de lava de composição máfica, intermediárias e silicosas. Experimentos tem estabelecido que a magnetita cristaliza rapidamente em magmas ricos em ferro, sem formação de vidro vulcânico, mesmo em índices $>100^{\circ}\text{C/s}$ (Philpotts, 1967; Naslund, 1983), em contraste de vulcanismos envolvendo magmas silicáticos.

Além do conteúdo original de gases no magma, a formação de vesículas pode refletir a interação de fatores como taxa de descompressão, difusão e interferência de vesículas adjacentes (McPhie et al., 1993). Nas rochas de Piripiri os arenitos encaixantes, ricos em fluidos, também podem ter contribuído com fornecimento de fluidos/gas dissolvido para formação dessas estruturas. Em conjunto com o aspecto fragmentário e anastomosado da matriz (Figura 4- f) apontam indícios de que conteúdo de gases não foi só trapeado, mas também foi liberado durante o curso de cristalização e autofragmentação das brechas. As feições tubulares (Figura 4-g) vistas ao longo da ocorrência do platô representa mais uma feição de processo de cristalização em subsuperfície, com proximidade ao centro de emissão. Esses tubos se formam através de redes lineares de lava, e à medida que avança seu percurso, solidifica e colapsa, tornando os canais visíveis. É descrita em cones vulcânicos conhecidos (ex: El laco (Nystrom e Henriquez, 1995; Nyström et al., 2016), Mount Etna (Calvari e Pinkerton, 1999). Nas bacias fanerozoicas brasileiras, a ocorrência de tubos é reportada na porção oeste da Bacia do Parnaíba, em derrames basálticos referentes a Formação Mosquito (Vilhena, 2019), e em derrames máficos na bacia do Paraná (Formação Serra Geral, fácies Paranapanema) (Hartmann et al., 2004).

Quanto à geometria, o platô exibe formato tabular, semelhante a derrames da Formação Mosquito registrados na porção oeste da bacia (Vilhena, 2019). A forma que foi solidificado sobre os arenitos da Formação Cabeças indica que essas rochas serviram como anteparo para o fluxo de lava (Figura 13). O preenchimento de fraturas do arenito encaixante com material de mesma composição do platô (Figura 14- a,b) também representa um indício de fluxo de lava descendente.

Nas redondezas da porção central tabular são observados grandes blocos das brechas vulcânicas autoclásticas, identificadas como depósito talus (Figura 4-b). Depósito de talus correspondem a acumulação de rocha como resultado de quedas de rochas ou avalanches (Cas, R.A.F., Wright, 1988). Em áreas de atividade vulcânica, depósitos de talus acumulam-se nas encostas mais baixas dos cones vulcânicos (Fisher, 1960). Como exemplo, tem-se a formação desse tipo de depósito descrita no vulcão Piton des Neiges (Bret et al., 2003), no qual os autores atribuem a formação do depósito em talus em decorrência de fluxos basálticos em topografia íngreme e acidentada. No caso do platô magnetítico, sugere-se que a lava formadora desta ocorrência teve seu fluxo interrompido, percorrendo uma distância relativamente curta em relação a um possível centro de emissão, solidificando-se em nível de superfície ou subsuperfície, ao alcançar uma topografia plana. A existência de morrarias que circundam a porção plana do platô, com blocos soltos de composição similar à da ocorrência de ferro, podem representar a fonte para sua formação. Nesse caso, pode-se admitir que a trajetória da lava, do centro de emissão até a superfície plana do platô fosse inclinada. Ao perder energia com a diminuição da angulação do terreno, a lava teria sido depositada em superfície irregular, na forma de blocos angulosos, fragmentados e autobrechados, similar a depósitos de talus (Figura 18).

Na porção central do platô é observada a zona de contato direta dos arenitos da Formação Cabeças com a ocorrência de ferro (Figura 14). Junto ao platô, são vistos blocos da rocha encaixante assimilados, apresentando indícios de metamorfismo de contato (Figura 14- c,d). A influência térmica em rochas sedimentares na forma de metamorfismo de contato associada a intrusões magmáticas é reportada na bacia do Parnaíba por diversos autores (ex: Souza, 2017; Lopes et al., 2019). No caso do platô, a identificação desse tipo de feição nos arenitos indica a influência térmica do platô, como fluxo de lava quente, durante a incorporação de fragmentos da rocha encaixante. Similarmente as rochas do platô, no Vulcão andino Láscar também são encontrados xenólitos sedimentares metamorfisados em meio ao de fluxo andesítico (Matthews et al., 1999).

Ainda, a identificação de microglóbulos com bordas de reação em seções polidas no domínio da matriz (Figura 5- e), evidenciam a interação em altas temperaturas. Dada à proximidade e semelhança petrográfica, é provável que esses microglóbulos refiram-se a fragmentos da ocorrência pele-de-onça, que se encontra adjacente ao platô. A

ocorrência de xenocristais de quartzo, anédricos (Figura 5- e), aparentemente orientados em regime de fluxo, e com bordas ou golfos de corrosão, também representam feições típicas de reação. Cristais de quartzo corroído (*embayed quartz*) também são descritos no Vulcão Láscar (Matthews et al., 1999). Na bacia do Parnaíba, o processo de corrosão de quartzo é descrito por Marques et al., (2015) nos depósitos de opala hidrotermal. Assim, sugere-se que a corrosão do quartzo, seja por processo magmático ou magmático hidrotermal, a temperatura foi alta o suficiente para gerar corrosão desse mineral.

Nos arenitos hospedeiros, o efeito térmico é marcado também pela redução da porosidade nos sedimentos e processo de silicificação (Figura 15). Adicionalmente, as disjunções colunares presentes nos arenitos hospedeiros assinalam a forte influência de material quente sobre essas rochas. Essas estruturas ocorrem normalmente em rochas ígneas, e são geralmente derivadas do resfriamento rápido da rocha (Phillips et al., 2013). O mecanismo de formação dessas estruturas em rochas sedimentares tem sido atribuído à influência do magmatismo, cujos sedimentos, uma vez aquecidos pelo contato com lava quente, apresentam no processo de resfriamento a ocorrência de fraturamento semelhante ao que ocorre em rochas ígneas (Summer e Ayalon, 1995). Essas feições são reportadas em associações fanerozoicas como na Bacia do Paraná, Formação Botucatu (Montanheiro et al., 2011), Bacia do Chaco, Formação Patino (Velázquez et al., 2008), Old Red Sandstone (Bacia Lanark, Escócia) (Glen, 1873). Na bacia do Parnaíba estruturas colunares em arenitos são descritas como arenitos tabulares, silicificados e com evidente metamorfismo de contato sobrepostos a soleiras de diabásio na porção leste da bacia (Vettorazzi, 2012; Bueno Sachs e et al., 2015; Lucena e Freire, 2018). Na área de estudo essas estruturas são encontradas em contato direto com o platô; assim, acredita-se que a formação dessa ocorrência seja contemporânea ou associada ao mesmo evento magmático básico do Mesozoico que ocorre na bacia.

4.3 Aspectos geológicos e evidências hidrotermais

Como discutido anteriormente, sugere-se que as ocorrências de ferro descritas neste trabalho estão associadas direta ou indiretamente com o magmatismo mesozoico na bacia do Parnaíba.

A sudeste de Piripiri, região dos municípios de Pedro II e Buriti dos Montes (50km e 250km de distância da área de estudo, respectivamente), encontram-se as mais importantes mineralizações de opala do Brasil. A gênese desses depósitos envolve processo hidrotermal decorrente da interação do magmatismo mesozoico na bacia com os arenitos da Formação Cabeças/ grupo Serra Grande (Marques, 2014; Marques et al., 2015). Os diques e soleiras do magmatismo atuaram como fonte de calor, aumentando o gradiente térmico do sistema com fluidos magmáticos em estágios finais de cristalização. Já os arenitos contribuem com volume de água, alto grau de porosidade e fraturamento. Segundo os autores mencionados, esses fatores contribuem para o transporte e ação de células convectivas de fluidos quentes, para assim, configurar um sistema hidrotermal. De acordo com Marques et al., (2015) a composição dos fluidos hidrotermais na região envolvem contribuição magmática (FeCl_2 , NaCl_2), de salmouras baciais (H_2O , NaCl , KCl) e fluidos meteóricos. O exemplo das opalas de Pedro II e Buriti dos Montes representa um análogo direto e geograficamente correlato à mineralização de ferro de Piripiri. Dado o contexto similar de litologias e processos, se assume que o ambiente formador das ocorrências de ferro seriam as mesmas condições de ambiente hidrotermal que formou as opalas.

Nas ocorrências de ferro platô magnetítico e pele-de-onça foi identificada textura microplacóide em magnetita tipo P, do tipo S e em minerais silicáticos polimorfos (Figura 5,8). Textura similar é descrita no depósito de ferro Mt Tom Price (Austrália), no qual a textura microplacóide é identificada como sendo produto de alteração hipogênica de rochas ferríferas bandadas (Thorne et al., 2004). Neste depósito os fluidos hidrotermais ascendentes promovem o enriquecimento do protólito a partir da remobilização do ferro de magnetita, silicatos de ferro e carbonatos, por fim, precipitando martita-hematita placóide (Hagemann et al., 1999; Thorne et al., 2004). No caso das rochas de Piripiri, sugere-se que os fluidos hidrotermais remobilizaram o conteúdo de ferro de magnetita tipo P, S e dos minerais silicáticos primários, com posterior precipitação de martita-hematita placóide.

Nos diabásios identificados na área, a textura granofírica observada (Figura 17) indica que a cristalização da rocha ocorreu em níveis crustais medianos ou epizonais, com perda de água repentina, levando à cristalização rápida e simultânea de quartzo e álcali-feldspato intercrescidos (ex: Barker, 1970; Nascimento et al., 2002; Silva e Souza, 2012). Segundo Barker, (1970) esse intercrescimento pode ser atribuído a

substituição metassomática, por ocorrer em ambientes onde permeabilidade de fluido residual ainda é possível. Outra modificação mineral característica de cristalização pós-magmática se refere ao processo de uralitização, observada nos piroxênios (Silva e Souza, 2012) dos diabásios. Essas feições texturais confirmam que houveram fluidos magmáticos finais capazes de contribuir para um contexto hidrotermal. Assim, propõe-se neste trabalho que as duas principais ocorrências, platô magnetítico e pele-de-onça se tratem de uma rocha básica que foi alterada por fluidos hidrotermais (Figura 18).

Em relação as brechas compostas por óxidos e/ou hidróxidos de ferro, os dois tipos descritos têm em comum a posição distal em relação aos corpos básicos aflorantes na área. A primeira, brecha esquelética, é caracterizada pelo arranjo fibroso de cristais de hematita (Figura 9), com algum magnetismo remanescente. Sugere-se que esses cristais se tratem de magnetita oxidada/ martitizada. O processo de oxidação de magnetita em hematita é comum em depósitos hidrotermais (ex: Lagoeiro, 1998; Thorne et al., 2004; Hensler et al., 2015; Nyström et al., 2016). A variedade especular da hematita, observada no segundo tipo de brecha (ie Brecha hematítica, Figura 11) é amplamente descrita em depósitos hidrotermais, como produto de alteração e remobilização do ferro (ex: Lagoeiro, 1998; Beukes et al., 2002; Hensler et al., 2015). Assim, sugere-se que fluidos hidrotermais transformaram as rochas sedimentares e remobilizaram o conteúdo de ferro presente no sistema. O contato com a rocha encaixante, em ambas as brechas, apresenta-se abrupto e discordante, com blocos de arenitos englobados na matriz. Como descrito anteriormente, feições de assimilação indicam que o processo formador dessas rochas envolve liberação de gases. Nesse contexto, é proposto que a origem dessas brechas possa estar relacionada a processos semelhantes aos formadores de *vents* hidrotermais. O processo de formação dessas estruturas envolve um sistema hidrotermal no contato de soleiras e sedimentos porosos rico em fluidos. (Jamtveit et al., 2004). A expulsão de fluidos nesse sistema gera intensa brechação, seguida de formação de diques e *pipes* de sedimentos. Heimdal et al., (2019) expõem a provável ocorrência dessas mesmas estruturas nas bacias do Solimões e Amazonas, relacionadas ao processo de liberação de gases durante o alojamento de soleiras, com a interação das intrusões em camadas evaporíticas. Na Bacia do Parnaíba, Michelon et al., (2016) sugerem a ocorrência dessas estruturas através da interpretação de dados sísmicos. Como citado anteriormente, os arenitos da Formação Cabeças abrigam excelente aquífero, e são amplamente intrudidos por soleiras da Formação Sardinha e/ou Mosquito. Assim,

sugere-se que as brechas identificadas na área possam ter processo de formação similar ao formador de *vents* hidrotermais, envolvendo interação de intrusões/sedimento, com liberação de fluidos hidrotermais, ricos em ferro (Figura 18).

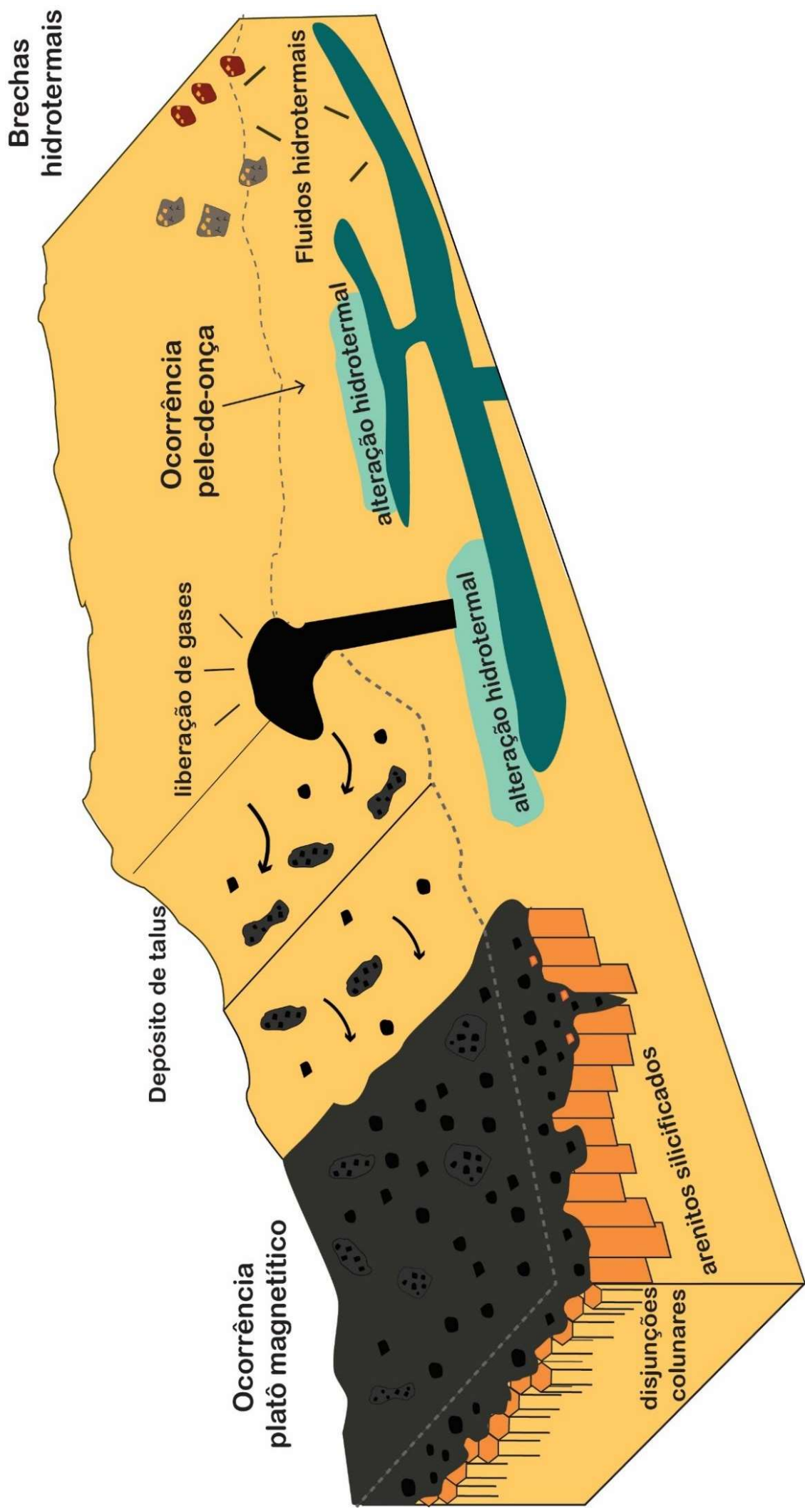


Figura 18 Modelo genético proposto para as ocorrências de ferro da região de Piripiri- PI, Brasil. As ocorrências de ferro do platô magnetítico e pele de onça inicialmente formam-se em ambiente plutônico, com a cristalização inicial de minerais silicáticos e magnetita primária. A interação com os fluidos magmáticos finais e fluidos de arenitos hospedeiros (águas conatas) propicia formação de ambiente hidrotermal nas porções distais de soleiras, o que culmina na cristalização de magnetita tipo S. A liberação de gases contidos em subsuperfície promove a auto-brechação dessas rochas, formando depósito de talus e deposição final da ocorrência do platô magnetítico. O efeito termal

do material do platô, ainda quente, promove a formação de disjunções colunares e silificação dos arenitos, que servem como anteparo para o platô. A ocorrência pele-de-onça se forma em níveis mais rasos, com cristalização de minerais silicáticos primários, magnetita tipo P e S. As brechas hidrotermais esqueléticas e hematíticas são produto de liberação de fluidos, provavelmente de forma efusiva, com assimilação de rocha encaixante, em porções distais de soleiras.

4.4 Correlação com as LIP's CAMP e Paraná Etendeka e implicações para a metalogênese das bacias fanerozoicas brasileiras

As quatro bacias fanerozoicas brasileiras (Solimões, Amazonas, Parnaíba e Paraná) abrangem grande área no território nacional. Essas bacias são fonte de diversos recursos minerais, dentre eles: reservatórios hídricos subterrâneos abrigados em arenitos de idade jurássica; recursos hidroelétricos desenvolvidos sobre cobertura basáltica cretácea; gemas preciosas e solos férteis derivados também de coberturas basálticas (Dardenne e Schobbenhaus, 2001), bem como grande potencial em relação a reservas de petróleo e gás. (Milani e Zalán, 1999). Apesar de amplos recursos minerais, não há registro de acumulações de ferro com características similares às descritas na área de estudo, sendo estas únicas no contexto de províncias sedimentares no Brasil.

Curiosamente, a bacia do Parnaíba é a única bacia fanerozoica brasileira em que são registrados dois grandes eventos magmáticos associados às grandes províncias ígneas (*Large Igneous Provinces* – LIPS): a Província Magmática do Atlântico Central (*Central Atlantic Magmatic Province*- **CAMP**) e a Província Magmática **Paraná-Etendeka**. Através de análises petrológicas, geoquímicas e isotópicas, alguns autores (ex: Oliveira et al., 2018) abordam a similaridade das rochas magmáticas da bacia do Parnaíba com as grandes províncias ígneas que ocorrem nas demais bacias brasileiras.

A expressão do CAMP no Brasil é registrada na bacia do Solimões, Amazonas e Parnaíba. Nas duas primeiras, o registro magmático é restrito a eventos intrusivos que atuam, no geral, como fontes de calor e armadilhas para hidrocarbonetos (Thomaz Filho et al., 2008). Já a expressão extrusiva da CAMP no Brasil é registrada apenas na Bacia do Parnaíba (Marzoli et al., 1999; Merle et al., 2011) na forma de fluxos de lava basálticos pertencentes à Formação Mosquito, localizados na porção oeste da Bacia (ex: Vilhena, 2019)

Muito se é investigado acerca da distribuição e composição das rochas pertencentes a CAMP, bem como aos impactos climáticos e extinções em massa que esse grande evento ocasionou (ex: Sensarma et al., 2018; Svensen et al., 2018). Em contrapartida, estudos acerca de maiores acumulações de recursos minerais não são registrados na literatura. Foi abordado por Sensarma et al., (2018) que as rochas do magmatismo CAMP, muitas vezes incluem feições de câmara magmática preservadas,

similares às registradas em contextos de intrusões máficas acamadadas. A composição das rochas do CAMP da porção oeste da bacia do Parnaíba compreende rochas de baixo, alto TiO₂ e alto TiO₂ evoluídas (Merle et al., 2011). No geral, rochas com essa composição possuem potencial para gerar acumulações minerais, embora a contribuição mantélica e crustal dos eventos pontuais em cada bacia devam ser considerados (Merle et al., 2011).

Além da composição do material magmático, a interação das intrusões com as rochas encaixantes mostra-se essencial para entender a evolução e dinâmica que o alojamento desses corpos impacta a bacia. Recentemente Heimdal et al., (2019) discutiram os processos de interação de rochas intrusivas nas bacias do Solimões e Amazonas em sequências evaporíticas, com ênfase quanto à origem mantélica das intrusões e processos de contaminação crustal. Porém, no geral, as bacias fanerozoicas brasileiras, principalmente a bacia do Parnaíba, ainda carecem de estudos detalhados acerca da distribuição, interação e consequências do alojamento das rochas pertencentes a CAMP.

Os estudos acerca da Província Magmática Paraná-Entendeka, entretanto, são notavelmente mais numerosos. É amplamente investigada, possuindo grande visibilidade econômica, bem como grande potencial energético e exploratório. Além do interesse acerca da acumulação de hidrocarbonetos, a província magmática do Paraná envolve reservas de metais (ex: Ni-Cu-PGE relacionando às rochas toleíticas picriticas; e Au, Ag relacionados a brechas hidrotermais (Romanini e Albuquerque, 2001). Em contrapartida, na Bacia do Parnaíba, apenas se tem registro de expressões intrusivas, com diques e soleiras de composição toleítica referentes a Formação Sardinha. Na última década, o interesse econômico na bacia do Parnaíba aumentou principalmente devido ao potencial do sistema petrolífero, que envolve as rochas sedimentares e ígneas (De Miranda et al., 2018). Já quanto a acumulação mineral, não se tem maiores registros na literatura, porém, devido à similaridade com a bacia do Paraná/Província magmática do Paraná, maiores investigações são de grande importância para o melhor conhecimento acerca de seu potencial econômico.

Ainda, a similaridade da Formação Sardinha com os enxames de diques pertencentes ao domínio Ceara-Mirim é pontuada por Heilbron et al., (2018) sendo mais um fator que indica a potencialidade desse magmatismo quanto a acumulação mineral.

É exposto por Klöcking et al., (2018) o impacto termal que os eventos magmáticos tiveram na Bacia do Parnaíba. Os autores pontuam que os dois eventos são resultado de fusão do manto astenosférico, impactando fortemente os processos de subsidência e maturação ao longo de sua evolução. Os autores concluem que o primeiro dos eventos, referente a Formação Mosquito, relacionado ao evento CAMP, parece impactar termalmente a bacia em maior magnitude do que o segundo evento, referente à Formação Sardinha. Assim, fica claro o potencial termal que os eventos magmáticos proporcionam na bacia do Parnaíba, ainda necessitando de maiores investigações acerca dos mecanismos de alojamento e interação dos eventos magmáticos existentes.

Sejam associadas ao primeiro ou segundo eventos magmáticos na Bacia do Parnaíba, a descrição das ocorrências de ferro descritas nesse trabalho implica no melhor entendimento da distribuição e/ou adiciona novos aspectos morfológicos e metalogenéticos ao magmatismo mesozoico, bem como a interação de fluidos associados aos corpos magmáticos na bacia. Com isso, maiores investigações acerca da bacia do Parnaíba são fortemente incentivadas, tendo em vista os vários aspectos de correlação com a Bacia do Paraná, Amazonas e Solimões, no contexto das grandes Províncias Ígneas estudadas.

4.5 Correlação com outros depósitos de Fe de caráter magmático-hidrotermal

O depósito El Laco, é localizado na Cordilheira dos Andes, porção norte do Chile, se trata de um depósito de magnetita de classe mundial (teor médio 60 wt % Fe (Dare et al., 2015; Velasco et al., 2016), composto essencialmente por magnetita (martita) e menores quantidades de hematita, apatita e piroxênio (Nyström et al., 2016). O El Laco consiste em um centro eruptivo vulcânico em formato cônico, localizado na Zona Vulcânica Central dos Andes, composto por fluxos andesíticos-dacíticos (Nyström et al., 2016) de idade que vão do Mioceno ao Pleistoceno (Naranjo et al., 2010). A origem magmática desse depósito é descrita como sendo formado a partir de um magma rico em ferro e com conteúdo de voláteis que intruiu em rochas vulcânicas andesíticas/dacíticas em níveis rasos, com erupção à superfície (ex: Naslund et al., 2002; F et al., 2003). As feições morfológicas do minério no El laco incluem derrames de lava com estruturas de fluxo, corpos tabulares de minério friável de aspecto vesicular, bem como estruturas que lembram tubos de lava (Nyström et al., 2016). Essas feições foram comparadas principalmente à ocorrência de ferro do platô magnetítico, a

qual acredita se tratar de um componente efusivo nas ocorrências de Piripiri. E corpos em forma de cúpula, que lembram principalmente as ocorrências do platô magnetítico. O depósito de El Laco se refere a uma associação magmática muito mais nova (Pleistoceno – 1.6 Ma), o que implica em preservação das feições de superfície. Se de fato as ocorrências de ferro de Piripiri estabeleçam associação com o evento mesozoico na bacia, com cerca de 90Ma de diferença de idade, as feições magmáticas em superfície seriam de difícil preservação, se comparadas ao El Laco. Já quanto aos indícios de alterações hidrotermais, em análises petrográficas, são observadas feições de substituição em minerais silicáticos, cristalizados primariamente, e alterados em condições hidrotermais descritas por (Dare et al., 2015; Ovalle et al., 2018), denominada de magnetita tipo S nas ocorrências do platô magnetítico e pele-de-onça. As propostas para gênese do minério no depósito andino oscilam desde a década de 70, que incluem origem primária magmática (ex: Nystrom e Henriquez, 1994), hidrotermal (ex: Dare et al., 2015) e magmática-hidrotermal (ex: Ovalle et al., 2018). O longo debate persiste quanto ao modelo da gênese neste depósito em relação aos modelos genéticos. Ovalle et al., (2018) mencionam que diversos modelos propostos foram construídos com base exclusivamente em amostras coletadas de afloramentos de superfície, que representam apenas a parte exposta e mais alterada do depósito. A mesma problemática pode ser aplicada no caso das ocorrências de ferro descritas neste trabalho; sendo as observações realizadas neste trabalho ainda preliminares, porém de grande importância, tendo em vista o ineditismo das associações aqui descritas.

Assim, para melhor entendimento e elucidação de suposições levantadas neste trabalho, análises mais robustas são necessárias para melhor discutir a gênese dessas mineralizações. Sugere-se que para uma investigação mais aprofundada, na obtenção de análises químicas de testemunhos de furos de sondagens, seria possível a visualização de padrões e mudanças de ambientes. Esse cenário foi executado no caso da investigação realizada por Ovalle et al 2018 no El Laco, no qual as condições do minério vão de puramente magmáticas para magmáticas hidrotermais.

No contexto de acumulação de metais em bacias sedimentares, especificamente ferro, tem-se a grandes acumulações de Fe-Ti-V, relacionadas à Província Ígnea *Emeishian*, que intrude na Bacia Paleozoica *Sichuan*, localizada no sudoeste da China. Essa LIP concentra a maior acumulação de óxidos de Fe-Ti-V da China (Zhou et al., 2005; Pang et al., 2005), composta por sucessões vulcânicas, basaltos

toleíticos/andesíticos, e por intrusões na forma de diques e soleiras em diversas profundidades (Ali et al., 2005). Dos corpos intrusivos mineralizados, a intrusão gabroica *Panzhihua* se destaca, com formato de corpos de soleiras que intrudem calcários dolomíticos, sienitos e xistos (Zhou et al., 2005). A mineralização é associada a diversos fatores, como principais: a oxidação do magma decorrente da adição de CO₂ e H₂O por assimilação da rocha encaixante; fluidos magmáticos tardios e pulsos magmáticos que contribuem para adição de H₂O ao sistema (Howarth et al., 2013). A mudança de condições de magma basáltico inicialmente pobre em H₂O para condições oxidantes e hidratadas culmina em cristalização de camadas gabróicas ricas em Ti magnetita (Howarth et al., 2013). No caso das ocorrências de ferro de Piripiri, propõe-se que houve assimilação de conteúdo de H₂O dos arenitos encaixantes, e similarmente ao depósito chinês, a adição de água pode ter culminado na imiscibilidade do magma e concentração de rochas ricas em magnetita. A adição de CO₂, das rochas carbonáticas encaixantes do depósito chinês representa um ponto chave para a mudança de fO_2 , o que não é o caso das ocorrências de ferro descritas neste trabalho. Assim, o paralelo com esse exemplo de depósito pode ser feito, mas é limitado. Ainda, o exemplo de mineralização asiático corresponde a um depósito de grande porte e evento mais antigo (~ Permiano Médio/Superior) se comparada as rochas de Piripiri. Entretanto, a julgar pela similaridade de configuração geológica no contexto de bacias sedimentares com intrusões ígneas, sugere-se a relação da área de estudo como grande potencialidade para acumulações minerais, semelhantes ao exemplo supracitado.

5. Conclusões

As quatro ocorrências de ferro descritas neste trabalho apresentam gênese associada a processos magmáticos específicos, combinado a processo hidrotermal posterior. São elas:

- 1) Ocorrência platô magnetita: Corresponde a brecha vulcânica autoclástica sobreposta aos arenitos da Formação Cabeças. A gênese está associada a processo inicial plutônico a partir de magma rico em ferro, com cristalização de magnetita tipo P e minerais silicáticos primários. A interação de fluidos finais magmáticos e fluidos contidos nos arenitos encaixantes propiciam a criação de ambiente hidrotermal, cristalizando magnetita tipo S e promovendo a alteração hidrotermal de minerais primários culminando em textura microplacóide. Durante evento descompressivo posterior, magnetita do tipo *quench* é formada. Esse evento ocasiona a autobrechação, fluidez, assimilação de rocha encaixante e deposição da lava sobre arenitos da Formação Cabeças. Os arenitos apresentam-se silicificados e com feições de disjunção colunar, decorrente do contato com a lava quente.
- 2) Ocorrência pele-de-onça: Assim denominada pelo aspecto mosqueado marcante. A gênese também está associada a processo plutônico e hidrotermal, com a formação de magnetita tipo P e S, bem como alteração hidrotermal de minerais primários, sem componentes efusivos. Assim, o protólito desta ocorrência corresponde a rocha básica rica em ferro modificada hidrotermalmente.
- 3) Brecha hematítica e brecha esquelética: A presença de brechas hidrotermais na área de estudo são mais um indício de que houve interação de fluidos propiciando ambiente hidrotermal. O hidrotermalismo modificou rochas sedimentares, remobilizando o ferro presente em fluidos hidrotermais e arenitos. Acredita-se que ocorreu escape de fluidos de forma efusiva, similar a processo de formação de vents hidrotermais.

As ocorrências de ferro encontradas em Piripiri-PI se tratam de mineralizações de aspectos inéditos, até então nunca descritas no contexto de bacias fanerozoicas brasileiras. A descrição realizada neste trabalho representa grande importância no

contexto acadêmico e econômico da Bacia do Parnaíba, bem como das demais bacias fanerozoicas brasileiras.

Processos analíticos mais robustos e observações mais detalhadas ainda são necessárias não só na área de estudo, mas na Bacia do Parnaíba como um todo, buscando assim o melhor entendimento dos processos de interação de rochas ígneas e sedimentares, e conseqüentemente a gênese das acumulações de ferro seja estabelecida.

6. Referências

- Abram, M.B., e Holz, M., 2020, Early to Middle Devonian ironstone and phosphorite in the northwestern Gondwana Parnaíba Basin, Brazil: A record of an epeiric margin paleoceanographic changes: *Sedimentary Geology*, v. 402, p. 105646, doi:10.1016/j.sedgeo.2020.105646.
- Ali, J.R., Thompson, G.M., Zhou, M.F., e Song, X., 2005, Emeishan large igneous province, SW China: *Lithos*, v. 79, p. 475–489, doi:10.1016/j.lithos.2004.09.013.
- Almeida, F.F.M. de, 1986, Distribuição Regional E Relações Tectônicas Do Magmatismo Pós-Paleozoico No Brasil: *Revista Brasileira de Geociências*, v. 16, p. 325–349, doi:10.25249/0375-7536.1986325349.
- Almeida, F.F.M., e Carneiro, C.D.R., 2004, Inundações marinhas fanerozóicas no Brasil e recursos minerais associados, *in* *Geologia do continente sul-americano: evolução da obra de Fernando Flávio Marques de Almeida.*, p. 43–58.
- Baksi, A.K., e Archibald, D.A., 1997, Mesozoic igneous activity in the Maranhão province, northern Brazil: $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ evidence for separate episodes of basaltic magmatism: *Earth and Planetary Science Letters*, v. 151, p. 139–153, doi:10.1016/s0012-821x(97)81844-4.
- Barker, D.S., 1970, Compositions of Granophyre, Myrmekite, and Graphic Granite: *Geological Society of America Bulletin*, v. 81, p. 3339–3350, doi:10.1130/0016-7606(1970)81.
- Bas, M.J.L., Maitre, R.W.L., Streckeisen, A., and Zanettin, B., 1986, A chemical classification of volcanic rocks based on the total alkali-silica diagram: *Journal of Petrology*, v. 27, p. 745–750, doi:10.1093/petrology/27.3.745.
- Bellieni, G., Piccirillo, E.M., Cavazzini, G., Petrini, R., Comin-Chiaramonti, P., Nardy, A., Civetta, L., Melfi, A., e Zantedeschi, P., 1990, Low- und High-TiO₂ Mesozoic tholeiitic magmatism of the Maranhao basin (NE-Brazil): K/Ar age, geochemistry, petrology, isotope characteristic and relationships with Mesozoic low- and high-TiO₂ flood basalts of the Parana basin (SE-Brazil): *Neues Jahrbuch für Mineralogie. Abhandlungen*, v. 162, p. 1–33.
- Beukes, N.J., Gutzmer, J., e Mukhopadhyay, J., 2002, *The Geology and Genesis of High-Grade Hematite Iron Ore Deposits: Australasian Institute of Mining and Metallurgy Publication Series*, v. 112, p. 23–29, doi:10.1179/0371745032250112.
- Botcharnikov, R.E., Almeev, R.R., Koepke, J., e Holtz, F., 2008, Phase relations and liquid lines of descent in hydrous ferrobasalt - Implications for the skaergaard intrusion and Columbia river flood basalts: *Journal of Petrology*, v. 49, p. 1687–1727, doi:10.1093/petrology/egn043.
- Bret, L., Fevre, Y., Join, J.L., Robineau, B., e Bachelery, P., 2003, Deposits related to degradation processes on Piton des Neiges Volcano (Reunion Island): Overview and geological hazard: *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, v. 123, p. 25–41, doi:10.1016/S0377-0273(03)00026-X.
- Buddington, A.F., e Lindsley, D.H., 1964, Iron-titanium oxide minerals and synthetic equivalents: *Journal of Petrology*, v. 5, p. 310–357, doi:10.1093/petrology/5.2.310.
- Bueno Sachs, L.L., e et al., 2015, Projeto avaliação dos depósitos de opalas de Pedro II: estado do Piauí.:
- Busby-Spera, C.J., e White, J.D.L., 1987, Variation in peperite textures associated with differing host-sediment properties: *Bulletin of Volcanology*, v. 49, p. 765–776,

doi:10.1007/BF01079827.

- Calvari, S., e Pinkerton, H., 1999, Lava tube morphology on Etna and evidence for lava flow emplacement mechanisms: *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, v. 90, p. 263–280, doi:10.1016/S0377-0273(99)00024-4.
- Cañón-Tapia, E., 2018, The Paraná-Etendeka Continental Flood Basalt Province: A historical perspective of current knowledge and future research trends: *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, v. 355, p. 287–303, doi:10.1016/j.jvolgeores.2017.11.011.
- Caputo, M.V., 1984, Stratigraphy, tectonics, paleoclimatology and paleogeography of northern of Brazil: University of California.
- Cas, R.A.F., Wright, J.V., 1988, *Volcanic Successions, Modern and Ancient, a Geological Approach to Processes, Products and Successions.*: London, Unwin Hyman.
- De Castro, D.L., Fuck, R.A., Phillips, J.D., Vidotti, R.M., Bezerra, F.H.R., e Dantas, E.L., 2014, Crustal structure beneath the Paleozoic Parnaíba Basin revealed by airborne gravity and magnetic data, Brazil: *Tectonophysics*, v. 614, p. 128–145, doi:10.1016/j.tecto.2013.12.009.
- Chamani, M. a. C., 2015, Tectônica sinsedimentar no Siluro-Devoniano da Bacia do Parnaíba, Brasil: O papel de grandes estruturas no embasamento na origem e evolução de bacias intracratônicas: Universidade de São Paulo, 2015 p., <http://weekly.cnbnews.com/news/article.html?no=124000>.
- Chemale Junior, F., e Takehara, L., 2013, *Minério de Ferro – Geologia e Geometalurgia.*: São Paulo, Editora Blucher, ABM, 202 p.
- Cordani, U., Brito Neves, B., Fuck, R., Porto, R., Thomaz Filho, A., e Cunha, F.M., 1984, Estudo preliminar de Integração do Pré-Cambriano com os eventos tectônicos das bacias sedimentares brasileiras.: *Ciência, Técnica, Petróleo, Seção Exploração do Petróleo*, v. 15, p. 20–27.
- Correia Filho, F.L., 2009, Projeto Borda Sudeste da Bacia Sedimentar do Parnaíba: Relatório Final.:
- Costa, D.O., Danderfer Filho, A., e Lana, C., 2014, O Registro do vulcanismo Calimiano no Espinhaço Central (MG): Caracterização petrofaciológica, geoquímica e geocronológica.: *Geociências- UNESP*, v. 33, p. 119–135.
- CPRM, 2006, Mapa Geológico do Estado do Piauí., http://www.cprm.gov.br/publique/media/mapa_piaui.pdf (accessed January 2018).
- Dardenne, M.A., e Schobbenhaus, C., 2001, *Metalogênese do Brasil*: Universidade de Brasília, 392 p.
- Dare, S.A.S., Barnes, S.J., e Beaudoin, G., 2015, Did the massive magnetite “lava flows” of El Laco (Chile) form by magmatic or hydrothermal processes? New constraints from magnetite composition by LA-ICP-MS: *Mineralium Deposita*, v. 50, p. 607–617, doi:10.1007/s00126-014-0560-1.
- Dare, S.A.S., Barnes, S.J., e Beaudoin, G., 2012, Variation in trace element content of magnetite crystallized from a fractionating sulfide liquid, Sudbury, Canada: Implications for provenance discrimination: *Geochimica et Cosmochimica Acta*, v. 88, p. 27–50, doi:10.1016/j.gca.2012.04.032.
- Dare, S.A.S., Barnes, S.J., Beaudoin, G., Méric, J., Boutroy, E., e Potvin-Doucet, C., 2014, Trace elements in magnetite as petrogenetic indicators: *Mineralium Deposita*, v. 49, p. 785–796, doi:10.1007/s00126-014-0529-0.

- Davies, J.H.F.L., Marzoli, A., Bertrand, H., Youbi, N., Ernesto, M., e Schaltegger, U., 2017, End-Triassic mass extinction started by intrusive CAMP activity: *Nature Communications*, v. 8, p. 1–8, doi:10.1038/ncomms15596.
- Dott, R.H., 1964, Wacke, Graywacke e Matrix--What Approach to Immature Sandstone Classification? *SEPM Journal of Sedimentary Research*, v. Vol. 34, p. 625–632, doi:10.1306/74d71109-2b21-11d7-8648000102c1865d.
- Ernesto, M., Marques, L.S., Piccirillo, E.M., Molina, E.C., Ussami, N., Comin-Chiaramonti, P., e Bellieni, G., 2002, Paraná Magmatic Province-Tristan da Cunha plume system: Fixed versus mobile plume, petrogenetic considerations and alternative heat sources: *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, v. 118, p. 15–36, doi:10.1016/S0377-0273(02)00248-2.
- F, H., HR, N., JO, N., W, V., R, A., FM, D., e H, L., 2003, New field evidence bearing on the origin of the El Laco magnetite deposit, Northern Chile: *Economic Geology*, v. 98, p. 1497–1502, doi:10.2113/gsecongeo.97.5.1101.
- Favera, D., 1990, Tempestitos na Bacia do Parnaíba.: Universidade Federal do Rio Grande do Sul- Instituto de geociencias, v. Tese de Do, p. 560p.
- Feitosa, F.A., 1990, Estudo Hidrogeológico do Aquífero Cabeças no Médio Vale do Rio Gurgéia / PI.: Universidade Federal de Pernambuco.
- Fisher, B.Y.R. V, 1960, *Bulletin of the Geological Society of America: Bulletin of the Geological Society of America*, v. 71, p. 973–982, doi:10.1086/623050.
- Fodor, R. V., Sial, A.N., Mukasa, S.B., e McKee, E.H., 1990, Petrology, isotope characteristics, and K-Ar ages of the Maranhão, northern Brazil, Mesozoic basalt province: *Contributions to Mineralogy and Petrology*, v. 104, p. 555–567, doi:10.1007/BF00306664.
- Folk, R.L., 1980, *Petrologie of sedimentary rocks*: Hemphll Publishing Company, Austin, p. 181, <http://hdl.handle.net/2152/22930>.
- Frost, B.R., e Lindsley, D.H., 1991, Occurrence of iron-titanium oxides in igneous rocks, *in* Lindsley DH (ed) *Oxide minerals: petrologic and magnetic significance.*, *Reviews in Minerology, Mineralogical Society of America*, p. 489–509.
- Ghiorso, M., e Sack, O., 1991, Thermochemistry of the oxide minerals. *In*: Lindsley, D.H. (Ed.), *Oxide Minerals: Petrologic and Magnetic Significance*. *Mineralogical Society of America*, pp. 221–264, *in* Lindsley, D.H. ed., *Oxide Minerals: Petrologic and Magnetic Significance.*, p. 221–264.
- Glen, D.C., 1873, Notes from the Island of Bute: *Transaction of the geological society of glasgow*, p. 217–240.
- Góes, A.M.O., e Feijó, F.J., 1994, Bacia de Parnaíba: *Boletim de Geociências da Petrobras*1, v. 8, p. 57–67.
- Hagemann, S.G., Barley, M.E., Folkert, S.L., Yardley, B.W., e Banks, D.A., 1999, A hydrothermal origin for the giant Tom Price iron ore deposit. (F. E. Hughes, Ed.): *Rotterdam, Balkema*, 41–44 p.
- Hartmann, L.A., Schobbenhaus Filho, C.A., Dall’Agnol, R., Teixeira, W., Milani, E.J., Alkmim, F.F., Philipp, R.P., e Silveira Filho, N.C., 2004, *Anais da Reunião Aberta da Comissão Brasileira de Estratigrafia: Reunião Aberta da Comissão Brasileira de Estratigrafia*, v. 86, p. 2154–2163.
- Heilbron, M., Guedes, E., Mane, M., Valeriano, C.D.M., Tupinambá, M., Almeida, J., Silva, L.G.D.E., Duarte, B.P., Favera, J.C. Dela, e Viana, A., 2018, *Geochemical and temporal*

- provinciality of the magmatism of the eastern Parnaíba Basin, NE Brazil: Geological Society Special Publication, v. 472, p. 251–278, doi:10.1144/SP472.11.
- Heimdal, T.H., Callegaro, S., Svensen, H.H., Jones, M.T., Pereira, E., e Planke, S., 2019, Evidence for magma–evaporite interactions during the emplacement of the Central Atlantic Magmatic Province (CAMP) in Brazil: Earth and Planetary Science Letters, v. 506, p. 476–492, doi:10.1016/j.epsl.2018.11.018.
- Hennies, W.T., 1969, Minério de ferro oolítico no Brasil, *in* Congresso Brasileiro de Geologia, 23, Salvador, Sociedade Brasileira de Geologia, p. 177–182.
- Hensler, A.S., Hagemann, S.G., Rosière, C.A., Angerer, T., e Gilbert, S., 2015, Hydrothermal and metamorphic fluid-rock interaction associated with hypogene “hard” iron ore mineralisation in the Quadrilátero Ferrífero, Brazil: Implications from in-situ laser ablation ICP-MS iron oxide chemistry: Ore Geology Reviews, v. 69, p. 325–351, doi:10.1016/j.oregeorev.2015.02.023.
- Howarth, G.H., Prevec, S.A., e Zhou, M.F., 2013, Timing of Ti-magnetite crystallisation and silicate disequilibrium in the Panzihua mafic layered intrusion: Implications for ore-forming processes: Lithos, v. 170–171, p. 73–89, doi:10.1016/j.lithos.2013.02.020.
- Jamtveit, B., Svensen, H., Podladchikov, Y.Y., e Planke, S., 2004, Hydrothermal vent complexes associated with sill intrusions in sedimentary basins: Geological Society Special Publication, v. 234, p. 233–241, doi:10.1144/GSL.SP.2004.234.01.15.
- Kano, K., 2002, Middle Miocene volcanoclastic dikes at Kukedo, Shimane Peninsula, SW Japan: Fluidization of volcanoclastic beds by emplacement of syn-volcanic andesitic dikes: Journal of Volcanology and Geothermal Research, v. 114, p. 81–94, doi:10.1016/S0377-0273(01)00283-9.
- Klöcking, M., White, N., e MacLennan, J., 2018, Role of basaltic magmatism within the Parnaíba cratonic basin, NE Brazil: Geological Society Special Publication, v. 472, p. 309–319, doi:10.1144/SP472.4.
- Lagoeiro, L.E., 1998, Transformation of magnetite to hematite and its influence on the dissolution of iron oxide minerals: Journal of Metamorphic Geology, v. 16, p. 415–423, doi:10.1111/j.1525-1314.1998.00144.x.
- Lima, E., e Leite, J., 1978, Projeto estudo global dos recursos minerais da Bacia Sedimentar do Parnaíba: integração geológico-metalogenética: relatório final da etapa III.:
- Lopes, H., 2019, Efeitos geoquímicos, mineralógicos e petrofísicos de soleiras máficas em rochas reservatório siliciclásticas da Bacia do Parnaíba: implicações para o sistema petrolífero Efeitos geoquímicos, mineralógicos e petrofísicos de soleiras máficas em rochas re: Universidade de Brasília, 128 p.
- Lopes, H.A., Santos, R.V., Souza Cruz, C.E., e Abreu, J.C., 2019, Geochemical and mineralogical effects of basic sills on siliciclastic sediments of the Palaeozoic Parnaíba basin: implications for hydrocarbon reservoirs (NE, Brazil): LASI VI Conference -The Physical Geology of Subvolcanic Systems - Laccoliths, Sills and Dykes, p. 155–156, <http://lasi6.org/wp-content/uploads/2019/11/LASI6-abstract-book-1.pdf>.
- Lucena, B., e Freire, J., 2018, Aspectos geológicos e petrográficos de ocorrências de ferro magmático/hidrotermal na porção nordeste da Bacia do Parnaíba.:
- Marques, G.T., 2014, Opalas gemológicas do Piauí: gênese revelada por microtermometria e minerais associados:
- Marques, G.T., Costa, M.L., e Gomes, E.R., 2015, Orange opals from Buriti dos Montes, Piauí: solid inclusions as genetic guides: Geosciences, v. 68, p. 53–59,

doi:<http://dx.doi.org/10.1590/0370-44672015680203>.

- Marques, L.S., e Ernesto, M., 2004, O magmatismo toleítico da Bacia do Paraná: Geologia do Continente Sul-Americano: evolução da obra de Fernando Flávio Marques de Almeida, p. 245–263.
- Marzoli, A., Callegaro, S., Dal Corso, J., Davies, J.H.F.L., Chiaradia, M., Youbi, N., Bertrand, H., Reisberg, L., Merle, R., e Jourdan, F., 2018, The Central Atlantic Magmatic Province (CAMP): A Review: 91–125 p., doi:10.1007/978-3-319-68009-5_4.
- Marzoli, A., Renne, P.R., Piccirillo, E.M., Ernesto, M., Bellieni, G., e De Min, A., 1999, Extensive 200-million-year-old continental flood basalts of the Central Atlantic Magmatic Province: *Science*, v. 284, p. 616–618, doi:10.1126/science.284.5414.616.
- Matthews, S.J., Sparks, R.S.J., e Gardeweg, M.C., 1999, The Piedras Grandes-Soncor eruptions, Lascar Volcano, Chile; evolution of a zoned magma chamber in the Central Andean upper crust: *Journal of Petrology*, v. 40, p. 1891–1919, doi:10.1093/etroj/40.12.1891.
- McHone, J.G., 2000, Non-plume magmatism and rifting during the opening of the central Atlantic Ocean: *Tectonophysics*, v. 316, p. 287–296, doi:10.1016/S0040-1951(99)00260-7.
- McPhie, J., Doyle, M., e Allen, R., 1993, *Volcanic Textures- A guide to the interpretation of the textures in volcanic rocks*: University of Tasmania, 191 p.
- Merle, R., Marzoli, A., Bertrand, H., Reisberg, L., Verati, C., Zimmermann, C., Chiaradia, M., Bellieni, G., e Ernesto, M., 2011, 40Ar/39Ar ages and Sr-Nd-Pb-Os geochemistry of CAMP tholeiites from Western Maranhão basin (NE Brazil): *Lithos*, v. 122, p. 137–151, doi:10.1016/j.lithos.2010.12.010.
- Michelon, D., 2020, *Interpretação sísmica e geocronológica do magmatismo na porção centro-norte da Bacia do Parnaíba, Brasil*: Universidade do Estado do Rio de Janeiro, 68 p.
- Michelon, D., Miranda, F.S., Pereira, E., Aragão, F., e Planke, S., 2019, Distribution and volume of Mesozoic intrusive rocks in the Parnaíba Basin constrained by well data., *in* LASI VI Conference -The Physical Geology of Subvolcanic Systems - Laccoliths, Sills and Dykes. Malargue, Argentina., p. 89–90.
- Michelon, D., Ribeiro, R.B., Cunha, P.R., Caldeira, J., e Miranda, S.F., 2016, Diabase sill intrusion in the Parnaiba basin: imaging challenges, velocity modeling and seismic interpretation, *in* The American Association of Petroleum Geologists - AAPG/SEG International Conference & Exhibition, p. 68–70.
- Milani, E.J., e Thomaz Filho, A., 2000, Sedimentary Basins of South America, *in* Cordani, U.G., Milani, E.J., Thomaz Filho, A., and Campos, D. de A. eds., *Tectonic evolution of South America*, p. 389–449.
- Milani, E.J., e Zalán, P.V., 1999, An outline of the geology and petroleum systems of the Paleozoic interior basins of South America: *Episodes*, v. 22, p. 199–205, doi:10.18814/epiugs/1999/v22i3/007.
- Miloski, P., Mendes, J.C., de Almeida, C.N., de Castro Valente, S., e Regina de Medeiros, S., 2019, Petrogenesis of continental flood basalts in eastern Parnaiba basin, Brazil: A singular sill occurrence with low- and high-TiO₂ tholeiites: *Journal of South American Earth Sciences*, v. 94, p. 102192, doi:10.1016/j.jsames.2019.05.008.
- de Min, A., Piccirillo, E.M., Marzoli, A., Bellieni, G., Renne, P.R., Ernesto, M., e Marques, L.S., 2003, The central atlantic magmatic province (CAMP) in Brazil: Petrology, geochemistry, 40Ar/39Ar ages, paleomagnetism and geodynamic implications: *Geophysical Monograph Series*, v. 136, p. 91–128, doi:10.1029/136GM06.

- De Miranda, F.S. et al., 2018, Atypical igneous-sedimentary petroleum systems of the Parnaíba Basin, Brazil: Seismic, well logs and cores: Geological Society Special Publication, v. 472, p. 341–360, doi:10.1144/SP472.15.
- Mizusaki, A.M., e Thomaz filho, A., 2004, O Magmatismo pós-paleozóico no Brasil, *in* Mantesso-Neto, V., Bartorelli, A., Carneiro, C.D., and Brito-Neves, B. eds., *Geologia do continente Sul-americano: evolução da obra de Fernando Flávio Marques de Almeida*, p. 280–291.
- Mocitaiba, L.S.R., De Castro, D.L., e De Oliveira, D.C., 2017, Cartografia geofísica regional do magmatismo mesozoico na Bacia do Parnaíba: *Geologia USP - Serie Científica*, v. 17, p. 169–192, doi:10.11606/issn.2316-9095.v17-455.
- Montanheiro, T.J., Artur, A.C., Montanheiro, F., Negri, F.A., Gesicki, A.L., e Boggiani, P.C., 2011, Investigação tecnológica de arenitos silicificados da formação botucatu (NE do Paraná) para uso como rocha de revestimento: *Geociências-UNESP*, v. 30, p. 237–251.
- Nadoll, P., Angerer, T., Mauk, J.L., French, D., e Walshe, J., 2014, The chemistry of hydrothermal magnetite: A review: *Ore Geology Reviews*, v. 61, p. 1–32, doi:10.1016/j.oregeorev.2013.12.013.
- Namur, O., Charlier, B., Toplis, M.J., Higgins, M.D., Liégeois, J.P., e vander Auwera, J., 2010, Crystallization sequence and magma chamber processes in the ferrobaltic Sept Iles layered intrusion, Canada: *Journal of Petrology*, v. 51, p. 1203–1236, doi:10.1093/petrology/egq016.
- Naranjo, J.A., Henríquez, F., e Nyström, J.O., 2010, Subvolcanic contact metasomatism at El Laco volcanic complex, central Andes: *Andean Geology*, v. 37, p. 110–120, doi:10.4067/s0718-71062010000100005.
- Nascimento, M.A.L., Galindo, A.C., e Souza, Z.S., 2002, Textura granofírica nas rochas do granito do Cabo de Santo Agostinho, Província Magmática do Cabo, Bacia de Pernambuco (Nordeste do Brasil): implicações geodinâmicas.: *Revista de Geologia*, v. 15, p. 101–107.
- Naslund, H.R., 1983, The effect of oxygen fugacity on liquid immiscibility in iron-bearing silicate melts. *Am. J. Sci.: American Journal of Science*, v. 283, p. 1034–1059.
- Naslund, H.R., Henríquez, F., Nyström, J.O., Vivallo, W., e Dobbs, F.M., 2002, MAGMATIC IRON ORES AND ASSOCIATED MINERALISATION: EXAMPLES FROM THE CHILEAN HIGH ANDES AND COASTAL Field Relationships at El Laco: Porter, TM, *Hydrothermal Iron Oxide Copper-Gold & Related Deposits: A Global Perspective*, v. 2, p. 207–226.
- Nystrom, J.O., e Henriquez, F., 1995, Magmatic features of iron ores of the kiruna type in Chile and Sweden: Ore textures and magnetite geochemistry-a reply: *Economic Geology*, v. 90, p. 473–475, doi:10.2113/gsecongeo.90.2.473.
- Nystrom, J.O., e Henriquez, F., 1994, Magmatic Features of Iron Ores of the KirunaType in Chile and Sweden: *Ore Textures and Magnetite Geochemistry*: v. 89, p. 820–839.
- Nyström, J.O., Henríquez, F., Naranjo, J.A., e Nasuland, H.R., 2016, Magnetite spherules in pyroclastic iron ore at El Laco, Chile: *American Mineralogist*, v. 101, p. 587–595, doi:10.2138/am-2016-5505.
- de Oliveira, D.C., e Mohriak, W.U., 2003, Jaibaras trough: An important element in the early tectonic evolution of the Parnaíba interior sag basin, Northern Brazil: *Marine and Petroleum Geology*, v. 20, p. 351–383, doi:10.1016/S0264-8172(03)00044-8.
- Oliveira, A.L., Pimentel, M.M., Fuck, R.A., e Oliveira, D.C., 2018, Petrology of Jurassic and

- Cretaceous basaltic formations from the Parnaíba Basin, NE Brazil: Correlations and associations with large igneous provinces: *Geological Society Special Publication*, v. 472, p. 279–308, doi:10.1144/SP472.21.
- Ovalle, J.T., La Cruz, N.L., Reich, M., Barra, F., Simon, A.C., Konecke, B.A., Rodriguez-Mustafa, M.A., Deditius, A.P., Childress, T.M., e Morata, D., 2018, Formation of massive iron deposits linked to explosive volcanic eruptions: *Scientific Reports*, v. 8, p. 1–11, doi:10.1038/s41598-018-33206-3.
- Pang, K.-N., Zhou, M.-F., e Ma, Y., 2005, Fe-Ti-V oxide mineralization in the Permian Panzhihua Gabbro, Emeishan large igneous province, SW China: *Mineral Deposit Research: Meeting the Global Challenge*, p. 453–456, doi:10.1007/3-540-27946-6_118.
- Phillips, J.C., Humphreys, M.C.S., Daniels, K.A., Brown, R.J., e Witham, F., 2013, The formation of columnar joints produced by cooling in basalt at Staffa, Scotland: *Bulletin of Volcanology*, v. 75, p. 1–17, doi:10.1007/s00445-013-0715-4.
- Philpotts, A., 1967, Origin of certain iron-titanium oxide and apatite rocks: *Economic Geology and the Bulletin of the Society of Economic Geologists*, v. 62, p. 303–315, doi:10.2113/gsecongeo.62.3.303.
- Porto, A., Daly, M.C., La Terra, E., e Fontes, S., 2018, The pre-Silurian Riachão basin: A new perspective on the basement of the Parnaíba basin, NE Brazil: *Geological Society Special Publication*, v. 472, p. 127–145, doi:10.1144/SP472.2.
- Romanini, S.J., e Albuquerque, L.F.F. de, 2001, Geological, geochemical and potentiality aspects of Ni-Cu-PGE deposits of the Paraná Basin magmatism.: *Série Metais do Grupo da Platina e Associados*, v. 29, p. 71.
- Ryabchikov, I.D., e Kogarko, L.N., 2006, Magnetite compositions and oxygen fugacities of the Khibina magmatic system: *Lithos*, v. 91, p. 35–45, doi:10.1016/j.lithos.2006.03.007.
- Santos, J.C. dos, 2001, Quadro Geomorfológico do Parque Nacional de Sete Cidades , Piauí.: *Universidade Federal de Santa Catarina*, 129 p.
- Santos, M.E.C., e Carvalho, M.S., 2004, Paleontologia das Bacias do Parnaíba, Grajaú e São Luís 1: Rio de Janeiro, CPRM, 1–212 p.
- Santos, R.V., Dantas, E.L., Oliveira, C.G. de, Alvarenga, C.J.S. de, Anjos, C.W.D. dos, Guimarães, E.M., e Oliveira, F.B., 2009, Geochemical and thermal effects of a basic sill on black shales and limestones of the Permian Irati Formation: *Journal of South American Earth Sciences*, v. 28, p. 14–24, doi:10.1016/j.jsames.2008.12.002.
- Sensarma, S., Storey, B.C., e Malviya, V.P., 2018, Gondwana Large Igneous Provinces (LIPs): Distribution, diversity and significance: *Geological Society Special Publication*, v. 463, p. 1–16, doi:10.1144/SP463.11.
- Sharma, A., Sahoo, S., Rao, N.V.C., Belyatsky, B., Dhote, P., e Lehmann, B., 2021, Petrology and Nd–Sr isotopic composition of alkaline lamprophyres from the Early to Late Cretaceous Mundwara Alkaline Complex, NW India: evidence of crystal fractionation, accumulation and corrosion in a complex magma chamber plumbing system: *Geological Society, London, Special Publications*, p. SP513-2020–175, doi:10.1144/sp513-2020-175.
- Silva, D.R.V., e Souza, Z.S., 2012, Petrography and texture of the Serra da Macambira pluton, Neoproterozoic of Borborema Province (Northeast Brazil) | Petrografia e textura do pluton granitoide pós-colisional Serra da Macambira, Neoproterozoico da Província Borborema (Nordeste do Brasil): *Revista Brasileira de Geociências*, v. 42, p. 713–728.

- Souza, N.G.A., 2017, Influência térmica de intrusões basálticas sobre as rochas siliciclásticas das formações Poti, Piauí e Pedra de Fogo, porção leste da bacia do Parnaíba, Brasil: Universidade Federal de Pernambuco, 112 p.
- Streckeisen, A., 1976, To each plutonic rock its proper name: *Earth Science Reviews*, v. 12, p. 1–33, doi:10.1016/0012-8252(76)90052-0.
- Summer, N.S., e Ayalon, A., 1995, Dike intrusion into unconsolidated sandstone and the development of quartzite contact zones: *Journal of Structural Geology*, v. 17, p. 997–1010, doi:10.1016/0191-8141(95)00009-3.
- Svensen, H.H., Torsvik, T.H., Callegaro, S., Augland, L., Heimdal, T.H., Jerram, D.A., Planke, S., e Pereira, E., 2018, Gondwana Large Igneous Provinces: Plate reconstructions, volcanic basins and sill volumes: *Geological Society Special Publication*, v. 463, p. 17–40, doi:10.1144/SP463.7.
- Thomaz Filho, A., Mizusaki, A.M.P., e Antonioli, L., 2008, Magmatism and petroleum exploration in the Brazilian Paleozoic basins: *Marine and Petroleum Geology*, v. 25, p. 143–151, doi:10.1016/j.marpetgeo.2007.07.006.
- Thorne, W.S., Hagemann, S.G., e Barley, M., 2004, Petrographic and geochemical evidence for hydrothermal evolution of the North Deposit, Mt Tom Price, Western Australia: *Mineralium Deposita*, v. 39, p. 766–783, doi:10.1007/s00126-004-0444-x.
- Vaz, P.T., Andrade, G. De, Ribeiro, J., Filho, W., Antônio, W., e Travassos, S., 2007, Bacia do Parnaíba: , p. 253–263.
- Velasco, F., Tornos, F., e Hanchar, J.M., 2016, Immiscible iron- and silica-rich melts and magnetite geochemistry at the El Laco volcano (northern Chile): Evidence for a magmatic origin for the magnetite deposits: *Ore Geology Reviews*, v. 79, p. 346–366, doi:10.1016/j.oregeorev.2016.06.007.
- Velázquez, V.F., Giannini, P.C.F., Riccomini, C., Sallun, A.E.M., Hachiro, J., e Gomes, C. de B., 2008, Columnar joints in the Patiño formation sandstones, Eastern Paraguay: A dynamic interaction between dyke intrusion, quartz dissolution and cooling-induced fractures: *Episodes*, v. 31, p. 302–308, doi:10.18814/epiiugs/2008/v31i3/003.
- Vettorazzi, A.L.S., 2012, Caracterização Sedimentológica dos Arenitos da Formação Cabeças (Devoniano) na Borda Leste da Bacia do Parnaíba: Federal University of Rio de Janeiro, 95 p.
- Vilhena, J.F.M., 2019, Litogeoquímica , petrografia e aspectos de campo dos basaltos da porção oeste da Bacia do Parnaíba, Maranhao, Brasil.: Universidade Federal do Rio de Janeiro.
- Wones, D.R., 1989, Significance of the assemblage titanite+magnetite+ quartz in granitic rocks.: *Am Mineral*, v. 74, p. 744–749.
- Zalan, P.V., 1991, Influence of Pre-Andean Orogenies on the Paleozoic Intracratonic Basins of South America, *in* IV Simposio Bolivariano, p. 17–22, doi:10.3997/2214-4609-pdb.115.008eng.
- Zhou, M.F., Robinson, P.T., Leshner, C.M., Keays, R.R., Zhang, C.J., e Malpas, J., 2005, Geochemistry, petrogenesis and metallogenesis of the panzhihua gabbroic layered intrusion and associated Fe-Ti-V Oxide deposits, sichuan province, SW China: *Journal of Petrology*, v. 46, p. 2253–2280, doi:10.1093/petrology/egi054.