



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

IRLA GONÇALVES BARBOSA

**MINA DO BONITO
TIPOLOGIA E GEOQUÍMICA DOS MINÉRIOS DE FERRO
"JUCURUTU / RN - BRASIL"**

**FORTALEZA
2013**

IRLA GONÇALVES BARBOSA

**MINA DO BONITO
TIPOLOGIA E GEOQUÍMICA DOS MINÉRIOS DE FERRO
"JUCURUTU / RN - BRASIL"**

Dissertação de Mestrado apresentada ao Programa de Pós-Graduação em Geologia do Departamento de Geologia da Universidade Federal do Ceará, como parte dos requisitos para obtenção do título de Mestre em Geologia. Área de concentração: Geologia Regional.

Orientador: Prof. Dr. César Ulisses Veríssimo.
Co-orientador: Prof. Dr. Clóvis Vaz Parente

**FORTALEZA
2013**

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

B197m Barbosa, Irla Gonçalves.

Mina do bonito : tipologia e geoquímica dos minérios de ferro - jucurutu/rn - brasil. / Irla Gonçalves
Barbosa. – 2016.
194 f. : il. color.

Dissertação (mestrado) – Universidade Federal do Ceará, Centro de Ciências, Programa de Pós-Graduação
em Geologia, Fortaleza, 2016.

Orientação: Prof. Dr. César Ulisses Vieira Veríssimo.

Coorientação: Prof. Dr. Clóvis Vaz Parente.

1. Minério de ferro. 2. Geoquímica. 3. Tipologia. 4. Mina do Bonito. I. Título.

CDD 551

IRLA GONÇALVES BARBOSA

**MINA DO BONITO
TIPOLOGIA EGEOQUÍMICA DOS MINÉRIOS DE FERRO
"JUCURUTU / RN - BRASIL"**

Dissertação de Mestrado apresentada ao Programa de Pós-Graduação em Geologia do Departamento de Geologia da Universidade Federal do Ceará, como parte dos requisitos para obtenção do título de Mestre em Geologia. Área de concentração: Geologia Regional.

Aprovada em: 29/11/2013.

BANCA EXAMINADORA

Prof. Dr. César Ulisses Vieira Veríssimo (Orientador)
Universidade Federal do Ceará (UFC)

Prof. Dr. Joel Buenano Macambira
Universidade Federal do Pará (UFPA)

Prof. Dr. Christiano Magini
Universidade Federal do Ceará (UFC)

Dedico primeiramente a Deus, a minha vizinha Maria Gonçalves de Oliveira (*in memoriam*), pelos ensinamentos de honestidade e respeito ao próximo, a minha mãe Maria do Socorro Gonçalves Barbosa pela garra, força e companheirismo durante toda a minha caminhada e aos meus irmãos Irlane e Italo.

AGRADECIMENTOS

Agradeço aos órgãos financiadores deste trabalho: Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico (**CNPq**), ao Programa Nacional de Cooperação Acadêmica (**PROCAD/NF**), por meio de convênio entre **DEGEO-UFC** e o **IG-UnB**, Universidade de Brasília (**UnB**).

A empresa financiadora e detentora dos direitos de mineração da área estudada, junto ao Departamento Nacional de Produção Mineral (DNPM), **Mhag Serviços e Mineração S/A**.

A Universidade Federal do Ceará (**UFC**), instituição que mais uma vez propiciou a realização dessa importante etapa em minha vida acadêmica.

Aos orientadores **Prof. Dr. César Ulisses Veríssimo** e **Prof. Dr. Clóvis Vaz Parente**, pela paciência e apoio nas diversas etapas do trabalho.

Ao diretor da empresa Mhag **Sr. Pio Egídio**, pelo apoio em todas as etapas realizadas na Mina do Bonito.

A todos os professores do DEGEO, que contribuíram direta ou indiretamente para a elaboração desta dissertação, em especial, aos professores: Dra. Tereza Falcão, Dr. Christiano Magini e Dr. Otaciel Melo.

Aos funcionários do DEGEO, em especial Antônio Leal Neto e João Benício Cavalcanti Junior.

Aos funcionários da MHAG, em especial aos amigos adquiridos Telma, Branquinha, Simone, Edinho e Fernando.

Aos estimados amigos e também geólogos Glória, Queilane, Elenilza, Leiliane, Martha, Suely.

A toda minha família pelo incentivo Gerlânia, Ilana, Italo, Irlane, Danielle, Lendro, em especial minha mãe Socorro (grande mulher).

E como não poderia deixar de ser, a **Deus**, por tudo que me proporciona!

"A vida deveria ser vista sempre aos olhos de uma criança, dessa maneira teríamos a fórmula da felicidade." (Irla Gonçalves Barbosa)

RESUMO

O presente trabalho aborda os dados referentes ao contexto geológico, geoquímico e tipológico dos minérios de ferro presentes na Mina de Bonito, situada a 20 km do município de Jucurutu/RN. Na área estudada ocorrem corpos ferríferos primários de origem vulcano-sedimentar formados pelas formações ferríferas bandadas (*bif's*), representados pelos itabiritos: 1. (Ia) - Itabirito anfibolítico; 2. (Iag) - Itabirito anfibolítico goethítico; 3. (Im) - Itabirito martítico; e 4. (Ime) Itabirito Martítico Especularítico, bem como, corpos ferríferos de origem hidrotermal (alto teor de ferro) representados por: 1. (Mag) - Magnetito; 2. (Smg) - *Skarn* magnésiano; 3. (Stm) - *Skarn* Tremolítico com actinolita . As observações de campo e estudos petrográficos mostram variações nas proporções de magnetita (primária e secundária), hematita (martita, specularita), goethita e anfibólios ferríferos. O mapeamento superficial da Mina do Bonito foi realizado segundo oito seções transversais à estruturação regional espaçadas de 200 metros com descrição e coleta de dados estruturais a cada 100 metros. Alguns furos de sonda foram revisados e descritos, objetivando a caracterização de uma tipologia de minérios baseada em parâmetros mineralógicos, químicos e magnético. No contexto geológico regional atualmente aceito, as *bif's* são atribuídas à Formação Serra dos Quintos, estratigraficamente inferior a Formação Jucurutu, enquanto os mármore são posicionados na Formação Jucurutu. Entretanto, na Mina do Bonito, mármore e itabiritos ocorrem intercalados compondo, junto com quartzitos e xistos, uma estrutura antiformal quilométrica com eixo mergulhando para sul. As rochas possuem uma estrutura planar penetrativa desenvolvida em condições dúcteis representada por um bandamento composicional nos *bif's* e xistosidade em quartzitos e xistos. Os itabiritos correspondem as formações ferríferas fácies óxido e óxido-silicato metamorfizadas em condições do fácies anfibolito, enquanto os corpos de minérios secundários tem origem hidrotermal associada às fases finais de dobramento. Quando comparados os conteúdos dos elementos traços dos itabiritos da Mina do Bonito aos de outras formações ferríferas, evidencia um padrão diferente do das tipo Algomas, e semelhantes ao das tipo Lago Superiores. Embora os teores absolutos dos elementos de terras raras dos itabiritos da Mina do Bonito sejam, em geral muito baixos, o padrão de distribuição desses elementos quando normalizados pelo NASC, é semelhante ao da grande maioria das *bif's* arqueanas e paleoproterozóicas de diversas parte do mundo, nos quais a anomalia de positiva de európio representa uma feição característica.

Palavras-Chave: Minério de ferro. Geoquímica. Tipologia. Gênese. Mina do Bonito.

ABSTRACT

The present work deals with the data concerning the geological, geochemical and typological context of the iron ores present in Bonito Mine, located 20 km from the municipality of Jucurutu / RN. In the studied area, there are primary ferriferous bodies of vulcan-sedimentary origin formed by the ferriferous formations (*bif's*), represented by the itabirites: 1. (Ia) - Itabirito amphibolítico; 2. (Iag) - Itabirito amphibolítico goethítico; 3. (Im) - Itabirito martítico; And 4. (Ime) Itabirito Martítico Especularítico, as well as iron bodies of hydrothermal origin (high iron content) represented by: 1. (Mag) - Magnetitito; 2. (Smg) - Magnesium *Skarn*; 3. (Stm) - *Skarn* Tremolite with actinolite. Field observations and petrographic studies show variations in the proportions of magnetite (primary and secondary), hematite (martite, specularite), goethite and iron amphiboles. The surface mapping of the Bonito Mine was carried out according to eight sections transversal to the regional structuring, spaced of 200 meters with description and collection of structural data every 100 meters. Some probe holes were reviewed and described, aiming the characterization of a mineral typology based on mineralogical, chemical and magnetic parameters. In the currently accepted regional geological context, the *bif's* are attributed to the Serra dos Quintos Formation, stratigraphically inferior to the Jucurutu Formation, while the marbles are positioned in the Jucurutu Formation. However, in the Bonito Mine, marbles and itabirite are intercalated composing, together with quartzites and schists, a kilometer antiformal structure with a dipping axis to the south. The rocks have a penetrative planar structure developed in ductile conditions represented by a compositional bandage in the *bif's* and schistzite and schistosomiasis. The itabirites correspond to the iron formations facies oxide and oxide-silicate metamorphosed in conditions of the amphibolite facies, whereas the bodies of secondary ores have hydrothermal origin associated to the final phases of folding. When comparing the contents of the traces of the itabirite of the Bonito Mine to those of other iron formations, it shows a pattern different from that of the Algomas type, and similar to the Upper Lake type. Although the absolute levels of the rare earth elements of the Mine do Bonito itabirite are generally very low, the pattern of distribution of these elements when normalized by the NASC is similar to that of the vast majority of archaean and paleoproterozoic *bif's* from different parts of the world, In which the positive anomaly of europium represents a characteristic feature.

Keywords: Iron ore. Geochemistry. Typology. Genesis. Mine of the Bonito.

LISTA DE FIGURAS

Figura 1.1 – Mapa situação e localização da área estudada com as principais vias de acesso.....	20
Figura 1.2 – (a) vista aérea da Mina do Bonito e suas instalações; (b) estrada que faz acesso a Mina do Bonito; e (c) portaria de acesso e escoamento da produção.....	22
Figura 1.3 – Foto aérea dos depósitos de ferro da Mina do Bonito. Em vermelho a poligonal da área estudada, cujas coordenadas estão descritas na Tabela 1.1.....	23
Figura 1.4 – Infraestrutura interna da Mina do Bonito: (a) Galpão utilizado para armazenar e descrever e coletar amostras dos furos de sondagem; (b) vista geral do laboratório físico; (c) pulverizador; e (d) agitador ou máquina de peneiramento e jogo de peneiras.....	29
Figura 2.1 – Compartimentação tectônica e principais lineamentos da Província Borborema.....	30
Figura 2.2 – Mapa simplificado da porção setentrional da Província Borborema mostrando seus principais blocos crustais.....	32
Figura 2.3 – Regiões da Província Borborema com evolução monocíclica ou policíclica, e delimitação em subprovíncias ou domínios estruturais, segundo Jardim de Sá <i>et al.</i> (1988), Caby <i>et al.</i> (1991) e outros, representado em Jardim de Sá (1994). DCC, Domínio Ceará Central; DZT, Domínio da Zona Transversal; FNC, Faixa Noroeste do Ceará; FOJ, Faixa Orós-Jaguaribe; FRP, Faixa Riacho do Pontal; FS, Faixa Sergipana; FSC, Faixa Salgueiro-Cachoeirinha; FSe, Faixa Seridó.....	33
Figura 2.4 – Mapa Geológico Regional do Rio Grande do Norte CPRM 2006.....	34
Figura 2.5 – Mapa geológico simplificado da Folha Jaguaribe-SE, ilustrando as feições estruturais que limitam o Domínio Rio Grande do Norte (DRG).....	36
Figura 2.6 – Limites dos terrenos tectono-estratigráficos no mapa aeromagnético do campo total. Terrenos: TB – Banabuiú, TOJ – Orós-Jaguaribe, TRP – Rio Piranhas, TS – Seridó, TSJC – São José do Campestre, TPAB – Piancó-Alto Brígida, TAP – Alto Pageú, TAM – Alto Moxotó, TRC – Rio Capibaribe. Coberturas fanerozóicas: CS.....	36
Figura 2.7 – Compartimentação da Província Borborema em domínios (superterrenos) e terreno tectono-estratigráficos, com a localização da Folha Aracaju NE.....	42
Figura 3.1 – Maiores depósitos de formações ferríferas do mundo, incluindo BIF, GIF e tipo Rapitan. Os depósitos de ferro são distinguidos com base no tamanho e idade.....	47

Figura 3.2 – Diagrama Ph-Eh mostrando o campo de estabilidade da pirita (FeS), siderita (FeCO ₃) e hematita Fe(OH) ₃	51
Figura 3.3 – Diagrama esquemático mostrando a abundância relativa das formações ferríferas bandadas pré-cambrianas no tempo. Os valores estimados da abundância são comparados com o volume de formações ferríferas bandadas do Grupo Hamersley.....	53
Figura 3.4 – Diagrama esquemático mostrando o ambiente de deposição das fácies (óxido, carbonato e sulfetos) das formações ferríferas bandadas.....	56
Figura 3.5 – Ambientes tectônicos para a deposição dos principais tipos de formações ferríferas bandadas.....	61
Figura 3.6 – Classificação de formações ferríferas bandadas e rochas sedimentares equivalentes da África do Sul.....	65
Figura 3.7 – Os componentes, classificação e nomenclatura de formações ferríferas bandadas.....	66
Figura 3.8 – Composição química da série-minnesotaíta (Fe,Mg) ₃ Si ₄ O ₁₀ (OH) ₂ ; grinalita Fe ₆ Si ₄ O ₁₀ (OH) ₈ ; e estilpnomelana K _{0,6} (Mg,Fe ⁺² ,Fe ⁺³) ₆ Si ₈ Al(O,OH) _{27.2} -4H ₂ O nas formações ferríferas de grau metamórfico baixo-diagenético.....	68
Figura 3.9 – Modelo esquemático mostrando a deposição de formações ferríferas. Uma pluma hidrotermal ascende, a partir de uma dorsal meso-oceânica (MOR) ou de efluentes relacionados à plataforma oceânica (PO), na qual o Fe ²⁺ é transportado em solução até que atinja um nível de oxigenação na plataforma continental, onde é depositado como Fe ³⁺ em profundidades menores que 1 km; a origem dos bandamentos de Fe e sílica permanece desconhecida, mas pode refletir diferenças na disponibilidade de Fe; outros metais presentes na pluma hidrotermal incluem Mn, Cu, Pb e Zn. Desses o Mn é precipitado como óxidos e carbonatos em níveis mais rasos, em resposta aos níveis mais elevados de Eh em condições mais superficiais, em contraste com o Cu, Pb e Zn precipitado em águas profundas, em condições de pH e Eh menores, como folhelhos negros.....	73
Figura 3.10 – Classificação dos principais tipos de depósitos de minério de ferro de alto teor de hematita.....	75
Figura 4.1 – Principais unidades litológicas aflorantes na Mina do Bonito.....	76
Figura 4.2 – Depósitos Recentes: a) colúvios com processos pedogenéticos e b) Tálus.....	76
Figura 4.3 – (a) afloramento do ortognaisse rico em k-feldspato, (b) estrutura bandada, (c) texturas gnáissica. Amostra PTRM-13-47A. Quartzo (Qtz), Plagioclásio (Pl) exibindo textura mimerquítica e Biotita (Bi), formando textura granolepidoblástica. Luz ortoscópica (L.O), e	

(d) microclina (feldspato) exibindo geminação do tipo albita + periclina. Amostra PTRM-13-47A. Luz Ortoscópica (L.O).....	81
Figura 4.4 – (a) afloramento do itabirito (ITB), (b) estrutura bandada e dobrada, (c) detalhe do bandamento em lâmina delgada Luz Ortoscópica (L.O), exibindo alternância de bandas ricas em anfibólio ferrífero (actinolita e tremolita) e bandas ricas em magnetita, martita e quartzo. Actinolita (Act), tremolita (Trm), quartzo (Qtz) e opacos (Opc). (d) itabirito dobrado e oxidado, com goetita (go) e martita (m). Luz Ortoscópica (L.O).....	82
Figura 4.5 – Afloramento do mármore magnésiano (a) e (b), (c) e (d) dolomita e/ ou calcita (Dol), tremolita (Trm), escapolita (Ep) e opacos (Opc), exibindo uma textura granoblástica. (c) Luz Natural Polarizada (L.N.P) e (d) Luz Ortoscópica (L.O).....	83
Figura 4.6 – (a) ortognaisse (GNS) em contato com o quartzo micaxisto (XST), (b) estrutura foliada do quartzo micaxisto, (c) e (d) minerais constituintes do xisto: quartzo (Qtz), biotita (Bi) e muscovita (Mus). Luz Ortoscópica (L.O).....	85
Figura 4.7 – (a) Magnetitito de estrutura maciça, (b) <i>skarns</i> de estrutura maciça e bandada.....	86
Figura 4.8 – (a) Granito (GNT) exibindo estrutura maciça levemente foliada e (b) minerais constituintes: quartzo (Qtz) e biotita (Bi). Luz Ortoscópica (L.O).....	88
Figura 4.9 – (a) afloramento de colúvio e tálus exibindo a espessura, (b) blocos de itabiritos com dimensões e tamanhos variáveis (colúvio e tálus).....	89
Figura 4.10 – União de imagens aéreas mostra o contexto estrutural da área estudada. Estrutura sinformal visível, mergulhando para sul (pontilhado vermelho).....	91
Figura 4.11 – Estruturas dúcteis com ênfase na foliação S_n e rúpteis presente nos litotipos da Mina do Bonito.....	92
Figura 4.12 – Estereogramas Schmidt-Lambert da foliação principal. À esquerda, diagrama de contorno da densidade dos pólos. À direita, diagrama de pólos. Representação da ciclográfica do plano médio em ambos os diagramas.....	93
Figura 4.13 – Principais estruturas planares presente na Mina do Bonito. (a) Estruturas dúcteis (foliações): S_n (dobrada) e S_{n+1} (clivagem de crenulação) e (b) Estruturas rúpteis: fraturas.....	93
Figura 4.14 – Estereogramas Schmidt-Lambert das fraturas. À esquerda, diagrama de roseta indicando as principais famílias. À direita, diagrama de contorno da densidade dos pólos.....	94
Figura 5.1 – Tipos de formação de <i>skarn</i> . A. metamorfismo envolvendo recristalização e alteração na instabilidade do mineral; B. <i>Skarn</i> resultante do metamorfismo de litologias entre	

camadas; C. <i>Skarnoídes</i> resultante de metamorfismo entre litologias impuras; e D. <i>Skarn</i> controlado por fluídos metassomáticos, normalmente apresenta texturas grosseiras não refletindo a textura do protólito.....	96
Figura 5.2 – Petrografia dos Itabiritos anfibolíticos (Ia): (a) estrutura bandada; (b) hábito prismático dos anfibólios (Anf) e/ou tremolitito (tm) - Luz Ortoscópica (L.O); (b1) Luz Ortoscópica; (c) magnetita martitizada (m) e goethitizada (go) à Luz Natural Polarizada (L.N.P); e (c1) Luz Ortoscópica (L.O). Amostra PTRM-143-1843 (intervalo 78,15 a 93,15 m), seção delgada (sd) e seção polida (sp).....	102
Figura 5.3 – Petrografia dos Iag: (a) estrutura bandada; (b) hábito granular da magnetita/martita (m) e lamelar da especularita (e) - Luz Natural Polarizada (L.N.P); (b1) Luz Ortoscópica (L.O); (c) magnetita relíquia (mg) e goethita (go) Luz Natural Polarizada (L.N.P); e (c1) Luz Ortoscópica (L.O).....	105
Figura 5.4 – Petrografia dos Im: (a e a1) estrutura bandada e dobrada; (b e b1) hábito granular da magnetita (mg) / martita (m) (go+p) – Luz Natural Polarizada (L.N.P) e Luz Ortoscópica (L.O); (c) e goethita (go) e poros (p) à Luz Natural Polarizada (L.N.P) e Luz Ortoscópica (L.O).....	107
Figura 5.5 – Petrografia dos Ime: (a e a1) estrutura bandada; (b e b1) bandas de quartzo alternando com bandas de martita (m) e especularita (e). (b) Luz Natural Polarizada (L.N.P) e (b1) Luz Ortoscópica (L.O); (c e c1) textura granolepidoblástica e especularita lamelar. (c) Luz Natural Polarizada (L.N.P) e (c1) Luz Ortoscópica (L.O).....	109
Figura 5.6 – (a e a1) afloramento e testemunho de sonda dos Mag; estrutura bandada; (b e b1) bandas de magnetita (mg) e bandas quartzosas (qtz). (b) Luz Natural Polarizada (L.N.P) e (b1) Luz Ortoscópica (L.O).....	111
Figura 5.7 – Afloramento (a) e amostra de furo de sonda (a1), evidenciando a alteração hidrotermal e estrutura e textura do Smg; (b e b1) antofilita substituindo os carbonatos (seção delgada). (c) Luz Natural Polarizada (L.N.P) e (c1) Luz Ortoscópica (L.O) (seção polida). (c e c1) magnetita e especularita englobando os carbonatos.....	113
Figura 5.8 – Amostra evidenciando a alteração hidrotermal e estrutura e textura do Stm: (a e a1); (b e b1) bandamento composicional, magnetita martitizada alternado com os anfibólios. (b) Luz Natural Polarizada (L.N.P) e (b1) Luz Ortoscópica (L.O). (c e c1) magnetita martitizada, especularita e pórfiro subedral de pirita (p). (c) Luz Natural Polarizada (L.N.P) e (c1) Luz Ortoscópica (L.O).....	115

Figura 6.1 – Diagrama binário sugerido para diferenciação dos minérios itabiríticos dos hidrotermais da Mina do Bonito. A amostra GLBTO-146-1848 nessa diferenciação deve ser descartada.....	117
Figura 6.2 – Elementos terras raras (ETRs) e suas características iônicas.....	134
Figura 6.3 – Características químicas dos ETRs.....	135
Figura 6.4 – Comportamento dos ETRs em Processos Petrológicos (composição inicial)....	137
Figura 6.5a, b – Coeficiente de Distribuição (KD), bem como, o comportamento dos ETRs na cristalização e distribuição dos minerais: (a) composição inicial; (b) demais minerais.....	137
Figura 6.6 – Distribuição dos ETRs para a média dos folhelhos paleozóicos norte-americanos - NASC, europeus - ES e folhelhos pós-arqueanos australianos - PAAS, normalizados pelo padrão condritico de Haskin et al. (1968) (e.g., Taylor & McLennan, 1985).....	140
Figura 6.7 – Variogramas das concentrações dos ETRs normalizados pelo padrão NASC para os itabiritos da Mina do Bonito (15 amostras - 2 grupos).....	145
Figura 6.8 – Variogramas das concentrações dos ETRs normalizados pelo padrão NASC: (a) <i>bif's</i> em conhecidos em todo o mundo; e (b) itabiritos conhecidos nas regiões brasileiras....	146
Figura 6.9 – Diagrama binário dos óxidos para os tipos de minério hidrotermal da Mina do Bonito. (a) MgO vs. SiO ₂ ; (b) MgO vs. Fe ₂ O ₃ ; (c) MgO vs. Al ₂ O ₃ ; (d) MgO vs. CaO; (e) MgO vs. Na ₂ O (f) MgO vs. K ₂ O; (g) MgO vs. P ₂ O ₅ ; e (h) MgO vs. P.F. (perda ao fogo).....	150
Figura 6.10 – Diagrama binário SiO ₂ versus Fe ₂ O ₃ para os minérios de ferro hidrotermal da Mina do Bonito.....	151
Figura 6.11 – Diagrama binário para os minérios de ferro hidrotermais do Bonito. (a) Nb vs Y; (b) Nb vs Nd; e (c) Nb vs Th. Niobio, Y, Nd e Th (elementos mais imóveis).....	152
Figura 6.12 – Diagrama binário para os minérios de ferro hidrotermais do Bonito. (a) Zr vs Hf; e (b) Zr vs Ti. Zircônio, Hf e Ti (elementos móveis). A legenda é a mesma utilizada na Figura 6.11.....	153
Figura 6.13 – Diagrama de elementos terras raras (ETRs) normalizados A. a Condritos e B. Condrito (Nakamura 1977) o para os minérios de ferro hidrotermais do Bonito.....	156
Figura 6.14 – Diagrama de distribuição de elementos terras raras, normalizados por condrito (Nakamura 1977), obtidos em: A. Jaspilitos alterados hidrotermalmente do depósito N5S; B. Minérios a hematita do depósito N5S; C. Minérios a hematita do depósito N5E; D. Minérios brechados com carbonato – depósitos N4E e N5E. Média de formação ferrífera bandado a quartzomagnetita Isua (Dymek & Klein 1988) está apresentada em losangos azuis; E. Minerios hidrotermais presente na Mina do Bonito.....	157

LISTA DE TABELAS

Tabela 1.1 – Vértices da área estudada (Processo DNPM nº 848.211/2003).....	21
Tabela 1.2 – Coordenadas (UTM-SAD69) da poligonal correspondente a área de detalhe dos estudos geológico-estrutural, tipológico e geoquímico.....	21
Tabela 1.3 – Vias de acessos da área estudada (Processo DNPM nº 848.211/2003), partindo de Natal (RN).....	22
Tabela 3.1 – Principais características das fácies nas formações ferríferas bandadas.....	60
Tabela 3.2 – Principais características das FFs dos tipos <i>Algoma</i> e <i>Lago Superior</i>	62
Tabela 3.3 – Classificação das formações ferríferas bandadas baseados na classificação de rochas carbonáticas.....	64
Tabela 5.1 – Classificação tipológica dos itabiritos da Mina do Bonito.....	98
Tabela 5.2 – Classificação tipológica dos minérios hidrotermais da Mina do Bonito.....	99
Tabela 6.1 – Análise químicas dos itabiritos da Mina do Bonito.....	118
Tabela 6.2 – Análise química dos minérios de ferro de origem hidrotermal da Mina do Bonito.....	121
Tabela 6.3a – Análises químicas dos elementos maiores e menores dos tipos de itabiritos do Bonito e de formações ferríferas bandadas (<i>bifs</i>) de outras regiões do mundo.....	127
Tabela 6.3b – Análises químicas dos elementos maiores e menores dos tipos de itabiritos do Bonito e de formações ferríferas bandadas (<i>bifs</i>) das regiões brasileiras.....	128
Tabela 6.4a – Valores médios dos elementos traços e menores para os tipos de itabiritos da Mina do Bonito, comparados aos valores médios dos minérios de ferro da Mina de Alegria (e.g. Veríssimo, 1999).....	132
Tabela 6.4b – Valores médios dos elementos traços (metais de transição) para os tipos de itabiritos da Mina do Bonito e de formações ferríferas bandadas (<i>bif's</i>) mundialmente conhecidas.....	133
Tabela 6.5 – Teores dos ETRs dos tipos de itabiritos do Bonito (média) em comparação aos <i>bif's</i> de outras regiões do mundo.....	143
Tabela 6.6 – Análises químicas dos ETRs dos tipos de itabiritos do Bonito (média) em comparação aos itabiritos de regiões brasileiras.....	144

SUMÁRIO

1 INTRODUÇÃO.....	17
1.1 Apresentação.....	17
1.2 Objetivos e Hipótese de Trabalho.....	18
1.3 Localização da Área e Acessos.....	19
1.4 Materiais e Métodos Empregados.....	24
<i>1.4.1 Etapa Inicial.....</i>	<i>24</i>
<i>1.4.2 Etapa de Aquisição de Dados.....</i>	<i>24</i>
<i>1.4.3 Etapa de Escritório.....</i>	<i>29</i>
2 CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL.....	30
2.1 Domínio Rio Grande do Norte.....	35
<i>2.1.1 Litoestratigrafia.....</i>	<i>37</i>
<i>2.1.1.1 Complexo Caicó (PP2cai).....</i>	<i>37</i>
<i>2.1.1.2 Grupo Seridó.....</i>	<i>38</i>
<i>2.1.1.3 Evolução Tectono – Metamórfica.....</i>	<i>41</i>
3 GÊNESE DAS FORMAÇÕES FERRÍFERAS BANDADAS.....	46
3.1 Terminologia e Definições de Formações Ferríferas Bandadas.....	48
3.2 Precipitação do Ferro.....	50
3.3 Distribuição das Formações Ferríferas Bandadas no Tempo Geológico.....	51
3.4 Classificação das Formações Ferríferas Bandadas.....	53
<i>3.4.1 Classificação de Fácies das Formações Ferríferas Bandadas.....</i>	<i>55</i>
<i>3.4.1.1 Principais Fácies das Formações Ferríferas, Segundo James, 1954.....</i>	<i>56</i>
<i>3.4.1.1.1 Fácies Sulfeto.....</i>	<i>56</i>
<i>3.4.1.1.2 Fácies Carbonato.....</i>	<i>57</i>
<i>3.4.1.1.3 Fácies Óxido.....</i>	<i>58</i>
<i>3.4.1.1.4 Fácies Silicato.....</i>	<i>59</i>
<i>3.4.2 Tipos de Formações Ferríferas Bandadas.....</i>	<i>60</i>
<i>3.4.2.1 Formação Ferrífera Tipo Algoma.....</i>	<i>61</i>
<i>3.4.2.2 Formação Ferrífera Tipo Lago Superior.....</i>	<i>62</i>
<i>3.4.2.3 Formação Ferrífera Tipo Rapitan.....</i>	<i>63</i>
<i>3.4.3 Outras Classificações para Formações Ferríferas Bandadas.....</i>	<i>63</i>
3.5 Metamorfismo de Formações Ferríferas Bandadas.....	66
<i>3.5.1 Metamorfismo de Grau Diagénesse – Baixo.....</i>	<i>67</i>

3.5.2 <i>Metamorfismo de Grau Médio</i>	68
3.5.3 <i>Metamorfismo de Grau Alto</i>	70
3.6 Caracterização Geoquímica das Formações Ferríferas	70
3.7 Modelos Depositionais de Formações Ferríferas Bandadas	72
3.8 Sistema Mineralizador de Formações Ferríferas e Modelos Genéticos	73
4 CONTEXTO GEOLÓGICO DA MINA DO BONITO	76
4.1 Geologia Local	76
4.1.1 <i>Complexo Caicó (PP2caivs/PP2ycai/PP2cai)</i>	78
4.1.2 <i>Grupo Seridó (NP3s)</i>	79
4.1.3 <i>Suíte Intrusiva Itaporanga (Np3y2it)</i>	86
4.1.4 <i>Depósitos Recentes (N23c)</i>	89
4.2 Geologia Estrutural	90
5 TIPOLOGIA DOS MINÉRIOS DE FERRO DA MINA DO BONITO	95
5.1 Classificações dos Minérios de Ferro da Mina do Bonito	95
5.2 Tipologia da Mina do Bonito	96
5.2.1 <i>Tipologia dos Itabiritos</i>	100
5.2.2 <i>Tipologia dos Minérios Hidrotermais</i>	110
6 GEOQUÍMICA DOS MINÉRIOS DE FERRO DA MINA DO BONITO	116
6.1 Geoquímica dos Itabiritos	124
6.1.1 <i>Elementos Maiores</i>	124
6.1.2 <i>Elementos Traços e Menores</i>	129
6.1.3 <i>Elementos Terras Raras</i>	134
6.2 Geoquímica dos Minérios Ferríferos Hidrotermais	147
6.2.1 <i>Elementos Maiores</i>	148
6.2.2 <i>Geoquímica dos Elementos Traços e Menores</i>	151
6.2.3 <i>Geoquímica dos Elementos Terras Raras</i>	153
7 CONCLUSÕES	158
REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	161
APÊNDICE I – Planilha de Descrição de Pontos por Perfis	174
APÊNDICE II – Mapa de Pontos	187
APÊNDICE III – Mapa Geológico	189
APÊNDICE IV – Mapa Tipológico de Detalhe	191
APÊNDICE V – Planilha de Química Total	193

1 INTRODUÇÃO

Este documento intitulado "*Mina do Bonito - Tipologia e Geoquímica dos Minérios de Ferro - Jucurutu / RN - Brasil*" visa preencher um dos requisitos exigidos para obtenção do título de Mestre em Geociências, junto ao Programa de Mestrado em Geologia da Universidade Federal do Ceará (UFC). Corresponde, portanto, a uma dissertação de mestrado cuja área pesquisada está inserida no município de Jucurutu, no Estado do Rio Grande do Norte - Brasil.

1.1 Apresentação

O minério de ferro desempenha importante papel na economia brasileira. A maior parte dos depósitos de ferro hematítico de classe mundial de alto teor (60-67% Fe) é produto de enriquecimento das formações ferríferas bandadas (*Bif's*) do Pré-Cambriano (Beukes *et al.* 2002), sendo o Brasil possuidor de duas das maiores províncias do mundo – Quadrilátero Ferrífero (MG) e Carajás (PA). Apesar da importância econômica, ainda não há consenso sobre a origem dos depósitos de ferro de classe mundial. Há duas hipóteses principais para a formação do minério de ferro: (a) origem supergênica (Morris 1980, 2002; Van Schalkwyk e Beukes 1986; Harmsworth *et al.* 1990) e (b) origem hidrotermal (Barley *et al.* 1999; Hagemann *et al.* 1999; Taylor *et al.* 2001; Thorne *et al.* 2004). Produtos similares ao minério de ferro de alto teor da Mina do Bonito, pode ser aplicada: a) Supergênica (Dardenne e Schobbenhaus 2001); (b) hidrotermal (Guedes *et al.* 2002; Dalstra e Guedes 2004; Figueiredo e Silva 2004; Figueiredo e Silva *et al.* 2004; Lobato *et al.* 2004; Lobato *et al.* 2005a); e c) hidrotermal supergenicamente modificada (Beukes *et al.* 2002). O depósito de ferro de alto teor da Mina do Bonito possui teores maiores que 64% de Fe, onde grande parte do minério já foi explorado, explotado e comercializado como *Lamp*. O depósito de origem vulcanossedimentar e/ou vulcanossedimentar - supergênica da Mina do Bonito forma reservas em torno de 250 mil toneladas, com teores em torno de 30% de Fe a ser explorada.

A formação ferrífera bandada metamorfozada hospedeira da mineralização de ferro do Bonito são os itabiritos (anfíbolíticos, anfíbolíticos goethíticos, martíticos e martítico especularíticos), meso a microbandado, intercalado em rochas xistosas, já a mineralização de ferro hidrotermal estar associada a mega dobra sinforme associado a percolação de soluções/fluidos nos itabiritos, magnetitos e *skarns*. Grande quantidade dos minerais ferríferos: magnetitas e hematitas estão presentes nos *skarns* tremolíticos, indicando que a

alteração hidrotermal nos itabiritos e/ou magnetitos afetou também as rochas encaixantes em torno do minério.

A rigidez do mercado externo sobre as especificações para os concentrados dos minérios de ferro, bem como, a heterogeneidade dos minérios itabiríticos têm exigido, para a otimização da lavra e do beneficiamento dessas rochas, um melhor conhecimento das jazidas consideradas de menor porte no que se refere: (1) à constituição dos materiais presentes (tipologia dos minérios e rochas), incluindo quimismo, textura/estrutura e mineralogia; (2) à distribuição e limites dos corpos em superfície e em profundidade (quadro litoestrutural da jazida) e (3) aos controles geológicos existentes (litológicos e estruturais), que podem condicionar transformações e neoformações minerais ou a presença de determinado tipo de minério ou estéril.

Cabe observar que esse nível de conhecimento é de extrema importância, na medida em que fornece subsídios para a análise do comportamento do minério na mina e das variáveis que interferem no processo de beneficiamento desses minérios, levando tipos de minérios e processos a se ajustarem de forma a permitirem o máximo aproveitamento racional da reserva.

1.2 Objetivos e Hipótese de Trabalho

As investigações de campo e laboratório envolveram diversas análises e ensaios que tiveram como objetivo principal a caracterização tipológica e geoquímica dos minérios de ferro da Mina do Bonito - Jucurutu/RN. Para isso, fizeram-se necessários os seguintes objetivos específicos:

- 1.** Caracterização geoestrutural dos litotipos presentes na área estudada utilizando escalas regional, semi-detalle e detalle.
- 2.** Estudar e caracterizar: os diferentes tipos de minério de ferro (origem) considerando suas características mineralógicas, químicas e magnéticas, bem como, enquadrá-los dentro de suas origens distintas;
- 3.** Conhecer a distribuição e limites dos corpos em superfície e sub-superfície, e a história deformacional dos tipos de minérios;
- 4.** Caracterização mineralógica, textural e magnética dos tipos de minérios; e
- 5.** Geoquímica de rocha total dos elementos maiores e menores, traços e terras-raras.

Como hipótese de trabalho e, portanto, passível de ser comprovável através da geologia regional, o mapeamento em escala de detalle realizado na Mina do Bonito e a

análise dos furos de sonda evidenciam a forte correlação existente entre as formações descritas na literatura como Serra dos Quintos e Jucurutu. A princípio é observado, tanto no mapeamento geológico de superfície como na análise dos furos de sonda, que a chamada Formação Jucurutu, representada principalmente pelos mármore, se encontra acima da chamada Formação Serra dos Quintos, constituída pelas Formações Ferríferas Bandadas e Xistos de composição variada. A Formação Serra dos Quintos se encontra logo acima da Suíte Poço da Cruz, composta pelos gnaisses graníticos.

A diferenciação proposta em duas Unidades, uma formada pela Formação Serra dos Quintos e outra pela Formação Jucurutu foi estudada nesse trabalho através de ensaios de datação, porém não confirmada por falta de apresentado dos dados em tempo hábil, mais que serão apresentados em um artigo estendido. Na área estudada essas duas formações aparentemente constituem uma única sequência tipo QPC (quartzo-pelito-carbonática), onde rochas químicas e psamo-pelíticas metamorizadas, representadas pelos quartzitos, xistos e formações ferríferas gradacionam para os mármore da Formação Jucurutu, caracterizando um ambiente marinho proximal margeando o continente, representado por rochas graníticas (Suíte Poço da Cruz).

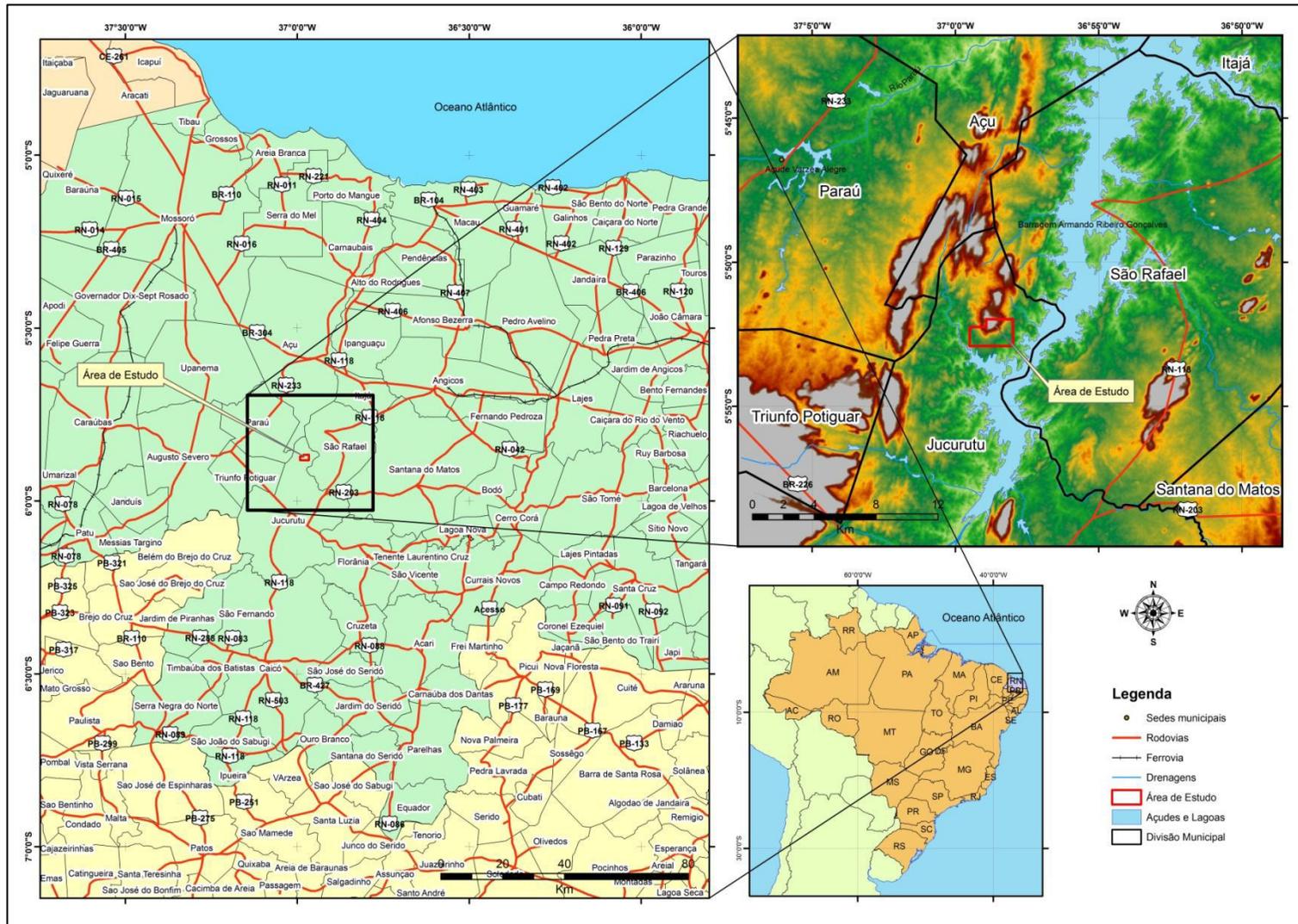
Os resultados das datações realizadas nos xistos e itabiritos, a integração dos dados já expostos e a interpretação conjunta desses vários estudos confirmaram ou não, que assim como os mármore, os *bif's* e xistos encontrados na região também pertençam a Formação Jucurutu.

1.3 Localização da Área e Acessos

A área estudada está inserida na Província Borborema e faz parte da mesorregião Oeste Potiguar e da microrregião Vale do Açu. Situa-se na porção centro-oeste do Estado Rio Grande do Norte, a 20 km a norte do Município de Jucurutu (Figura 1.1).

A Mina de ferro do Bonito faz parte de um das áreas pertencentes à Empresa Mhag Serviços e Mineração S/A., detentora dos direitos de minerar. Ocupa uma área de 425,44 ha, delimitada pelas seguintes coordenadas Geográficas e UTM, referenciadas ao Sistema Geodésico Sul-americano SAD 69 (*South American Datum, 1969*) (Tabela 1.1). Na Tabela 1.2 estão descritas as coordenadas da área de detalhe, onde concentrou os estudos geológico-estrutural, tipológico e geoquímico.

Figura 1.1 – Mapa situação e localização da área estudada com as principais vias de acesso.



Fonte: PRODEEM/CPRM, modificado pela autora.

Tabela 1.1 – Vértices da área estudada (Processo DNPM nº 848.211/2003).

Vértice	Coordenadas Geográficas		Coordenadas UTM (SAD69)	
	Latitude	Longitude	Oeste	Norte
PA=01	-05° 51' 57"345	-36° 58' 54"080	723.460,36	9.351.198,08
2	-05° 51' 57"345	-36° 57' 58"004	725.191,03	9.351.198,08
3	-05° 52' 52"983	-36° 57' 58"002	725.191,03	9.349.492,15
4	-05° 52' 52"984	-36° 59' 29"028	722.379,79	9.349.492,15
5	-05° 52' 13"431	-36° 59' 29"027	722.379,79	9.350.711,38
6	-05° 52' 13"431	-36° 58' 54"080	723.458,63	9.350.711,38
PA	-05° 51' 57"345	-36° 58' 54"080	723.460,36	9.351.198,08

Fonte: Elaborada pela autora.

Nota: Ponto de Amarração (P.A).

Tabela 1.2 – Coordenadas (UTM-SAD69) da poligonal correspondente a área de detalhe dos estudos geológico-estrutural, tipológico e geoquímico.

Vértice Detalhe (VD)	Área de Detalhe	
	Oeste	Norte
1	723.465,27	9.351.084,40
2	724.596,45	9.351.084,40
3	724.596,45	9.349.880,62
4	722.768,69	9.349.880,62
5	722.768,69	9.350.719,48
6	723.463,87	9.350.719,48

Fonte: Elaborada pela autora.

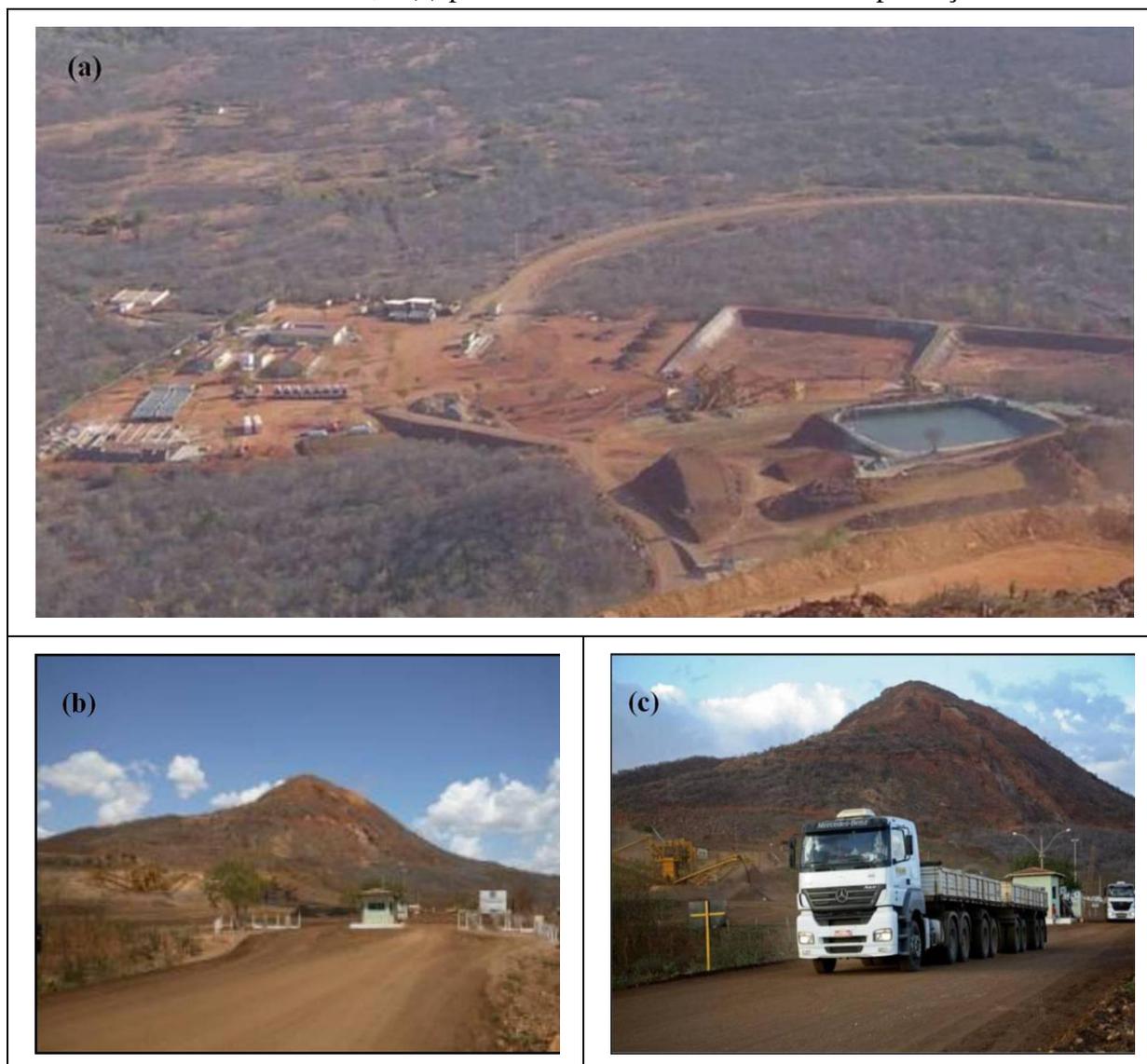
O acesso à área, partindo de Natal, pode ser feito pela rodovia BR-304 até o município de Itajá, no entroncamento à esquerda pega-se à RN-118, perfazendo um percurso até esse ponto de 187 km. Seguindo pela RN-118, passando pelo município de São Rafael até chegar a sede do município de Jucurutu, em um percurso de 272 km até este ponto. Deste ponto em diante pega-se a BR-226 em sentido a localidade de Triunfo Potiguar, percorre 10 km entra-se em uma estrada carroçável a direita, sentido a comunidade da Muntamba, segue-se por essa estrada faz 10 km até chegar a portaria da Mina do Bonito (Figuras 1.2a, b, c e 1.3), em um percurso total de 292 km (Tabela 1.3).

Tabela 1.3 – Vias de acessos da área estudada (Processo DNPM nº 848.211/2003), partindo de Natal (RN).

Percurso	Acesso	Revestimento	Km Percorrido	Km Acumulado
Natal / Entroncamento do Trevo de Itapajé	BR-304	Asfalto	187	187,0
Itapajé / Jucurutu	RN-118	Asfalto	85	272,0
Jucurutu / Entroncamento Mina do Bonito	BR-226	Asfalto	10,0	282,0
Entroncamento / Portaria Mina do Bonito	Carroçável	Primário	10,0	292,0

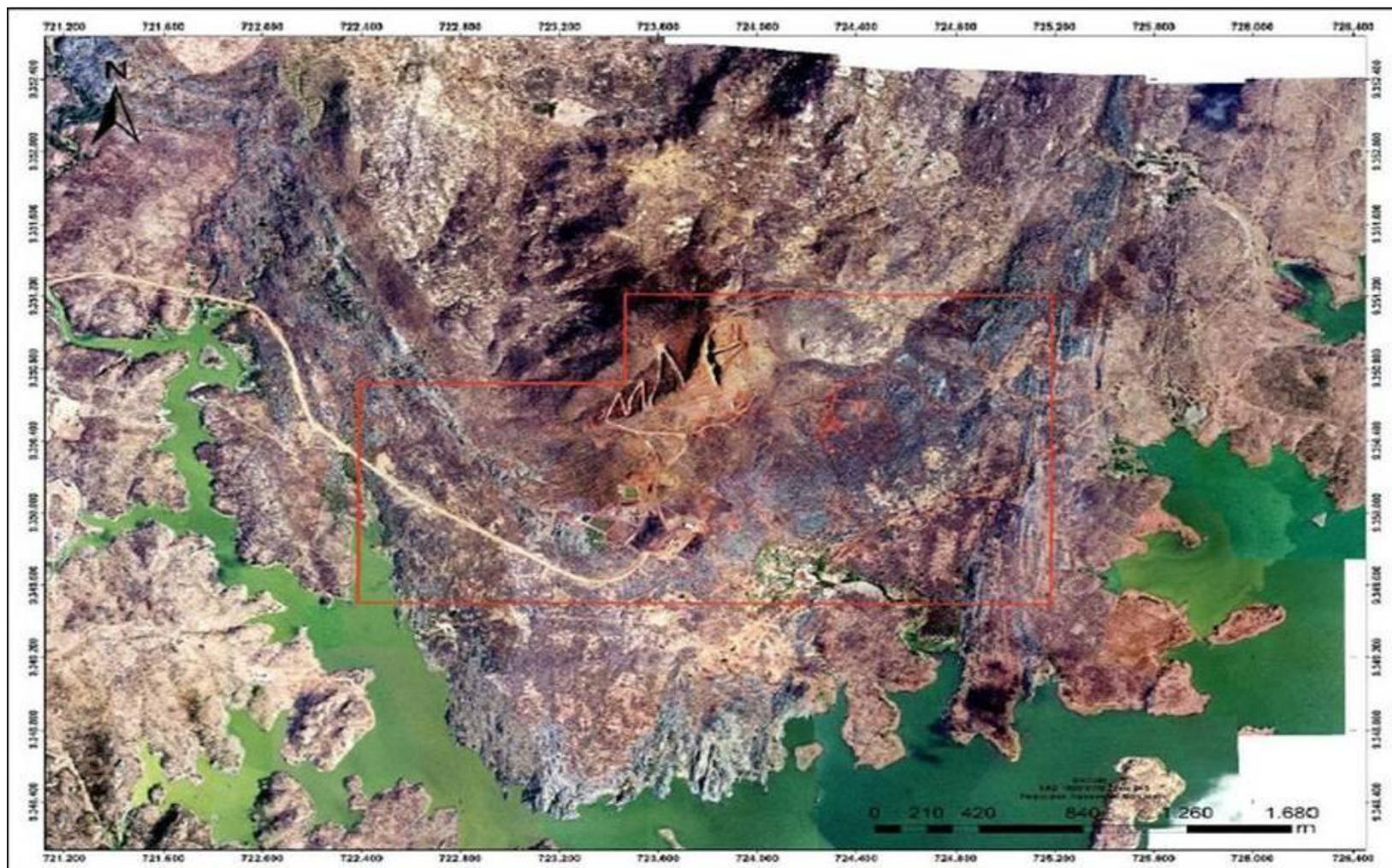
Fonte: Elaborada pela autora.

Figura 1.2 – (a) vista aérea da Mina do Bonito e suas instalações; (b) estrada que faz acesso a Mina do Bonito; e (c) portaria de acesso e escoamento da produção.



Fonte: Elaborada pela autora.

Figura 1.3 – Foto aérea dos depósitos de ferro da Mina do Bonito. Em vermelho a poligonal da área estudada, cujas coordenadas estão descritas na Tabela 1.1.



Fonte: Mhag Serviços e Mineração S/A.

1.4 Materiais e Métodos Empregados

A metodologia que foi empregada nesta dissertação objetivou o detalhamento dos quatro tipos de minérios ferríferos vulcanossedimentares e os três minérios ferríferos hidrotermais, no que diz respeito, a tipologia (mineralogia) e a geoquímica (elementos maiores e menores, elementos traços, elementos terras raras e perda ao fogo - P.F). As atividades realizadas para alcançar os objetivos propostos neste trabalho, foram divididas em três etapas distintas: inicial, de aquisição de dados (campo e laboratorial); e de escritório (tratamento e interpretação dos dados).

1.4.1 Etapa Inicial

O trabalho começou com pesquisa e revisão bibliográfica abrangentes e pertinentes, visando o entendimento de vários aspectos relacionados principalmente com as formações ferríferas bandadas e os minérios de ferro de origem hidrotermal. Desta forma procurou-se selecionar o maior número possível de publicações na literatura nacional e mundial a cerca do tema central desta dissertação gerando, com isso, um grande banco de dados externo de pesquisa. Nesta etapa também foi realizada uma grande integração dos resultados junto a Empresa Mhag Serviços e Mineração S/A., contemplando, as informações das pesquisas e trabalhos de prospecções realizados e executados pelas empresas contratadas gerando, assim, uma grande banco de base interno de pesquisa. Após integração e interpretação preliminar dos dados, foi possível preparar o material base preliminar para as etapas posteriores.

1.4.2 Etapa de Aquisição de Dados

Realizadas em duas fazes distintas: campo e laboratório.

✓ Atividades de Campo

As atividades de campo foram realizadas em quatro etapas distintas, cada uma com duração em média de dez dias, totalizando quarenta dias, realizadas nos meses de novembro (2011), março (2012), março (2013) e outubro (2013). A base cartográfica utilizada neste trabalho foi elaborada a partir das cartas topográficas e das plantas topográficas e geológicas atualizadas, elaboradas pela Mhag Serviços e Mineração S/A.

Na fase preliminar (novembro de 2011 e março de 2012) foram realizados, concomitantemente, o reconhecimento geológico regional e o mapeamento geológico-estrutural sistemático na escala 1.10.000, ao longo de oito seções transversais a estruturação regional, espaçadas de 200 metros, com descrição e coleta de dados estruturais a cada 100 metros, totalizando 125 pontos observados e descritos topograficamente e geologicamente.

Foram tomadas 100 atitudes das feições estruturais dúcteis e rúpteis, sendo 85 foliações, 4 lineações e 11 fraturas, respectivamente. Foram ainda coletadas um total de 54 amostras de superfície sendo selecionadas 38 amostras para: - confecção de 11 seções delgadas e 17 polidas para posterior análises mineralógicas e petrográficas; - e 10 amostras para serem preparadas e datadas através dos métodos de Sm/Nd. (APÊNDICE I)

Durante o mapeamento geológico de detalhe (março de 2013) efetivou-se a coleta de 30 amostras de subsuperfície em furo de sondagens para: - estudos mineralógicos e petrográficos (18 amostras divididas em 6 seções delgadas e 12 polidas); e - análise química de rocha total (30 amostras), totalizando 48 amostras confeccionadas, preparadas e analisadas.

Como os minérios de ferros são altamente susceptíveis ao intemperismo e/ou lixiviação, e para uma maior segurança na realização das análises químicas e posteriores resultados obtidos, amostrou-se sempre que possível intervalos profundos e porções de rochas completamente inalteradas. Deve-se salientar que os procedimentos adotados nas coletas de amostras seguiram procedimentos e parâmetros exigidos pela legislação atual vigente.

As observações de dados obtidos a partir do mapeamento geológico serviram: - de base para a elaboração do modelo evolutivo da Mina do Bonito; e - a caracterização tipológica dos minérios de ferro.

Em outubro de 2013 realizou-se mais dois dias de atividades de campo para o fechamento do mapa geológico estrutural definitivo, contemplando: a tipologia dos minérios de ferro em superfície e subsuperfície; - descrições tipológica detalhadas dos furos de sondagens; - definições dos contatos; e - as confecções dos perfis geológico-estrutural (seções) estudados em modo de apresentação.

✓ **Atividades de Laboratório**

Esta fase incluiu a reavaliação das descrições de testemunhos de sondagem, preparação de amostras e diversos tipos de análises, detalhadas a seguir:

Descrição de Testemunhos de Sondagem

Durante a descrição geológica realizada pela empresa, os minérios de ferro do Bonito foram classificados em itabiritos de baixos teores de ferro e magnetitos de altos teores de Ferro. É importante frisar que na proposta da dissertação da autora constará a tipologia dos minérios de ferro da mina do Bonito.

Para cada furo de sonda foi elaborado pelo geólogo responsável da empresa o *Log de Sondagem do furo*, gerando o banco de dados de partida para o início da nova classificação dos minérios de ferro da mina.

Trinta furos de sondagens dentre eles o BTO-FSR-030, BTO-FRS-070, BTO-FRS-078, BTO-FRS-111, BTO-FRS-099, BTO-FRS-146, BTO-FSR-002 foram revistos e descritos neste estudo, sempre observando os aspectos mineralógicos, químicos e magnéticos, com as descrições readaptadas a nova tipologia proposta.

A nova estrutura de classificação dos minérios de ferro da Mina do Bonito obedeceu a sistemática abaixo descrita:

1. foram subdivididos em dois grupos distintos conforme à origem de formação: **(1)** origem primária - minérios de ferro de origem vulcanossedimentar e **(2)** origem secundária - minérios de ferro hidrotermais.

(1) - (V: Xy). Exemplo Ia

onde:

V: Minério de ferro de origem vulcanossedimentar;

X: Refere-se ao litotipo (I - itabirito); e

y: Refere-se ao mineral ferrífero predominante (a - Anfibólio).

(2) - (H: A). Exemplo Smg

onde:

H: Minério de ferro de origem hidrotermal; e

A: Refere-se ao litotipo (S - Skarn magnésiano).

Os dados levantados, desenvolvidos no depósito da Mhag, serviram para atualização de perfis verticais e seções horizontais da fase seguinte, de escritório.

Análises Petrográficas

Das amostras coletadas durante as etapas de campo foram confeccionadas seções delgadas e seções polidas para o estudo petrográfico a luz transmitida e refletida. Esses estudos serviram para identificar e caracterizar os tipos de minerais silicatadas, carbonatadas e opacas. Além disso procurou-se caracterizar as microestruturas e relações texturais entre os constituintes mineralógicos, bem como, identificar as paragêneses minerais. A seleção das amostras para análise química de rocha total e quimismo das fases minerais, foram feitas a partir do avanço das descrições petrográficas nas lâminas delgadas e polidas.

Para um melhor entendimento, descreve-se abaixo, empregados na numeração das amostras utilizadas neste trabalho é a seguinte: Amostra cujo código é GLBTO-111-1380 e PTRM-111-1380 onde:

GLBTO: Amostra Global do Bonito;

PTRM: Petrografia Mestrado;

111: Representa o número do furo amostrado; e

1380: Representa o intervalo amostrado (equivale ao intervalo 13,80m de profundidade).

Amostragem e Preparação de Amostras

A amostragem de testemunhos destinadas à análises químicas e datação foram realizadas ambas no laboratório físico da Mhag, baseados em planos de amostragem elaborados por geólogos da empresa, contento a numeração e os intervalos de cada amostra, definidos com base em critérios geológicos.

As amostras de testemunhos foram serradas ao meio antes de serem coletadas para permitir que metade do material fosse destinado as análises em geral; e, a, contraparte restante, fosse arquivada em galpões na Mina do Bonito em Jucurutu/RN. A coleta do material foi realizada adotando todos os cuidados e evitar quaisquer contaminações entre intervalos vizinhos (Figura 1.4 a).

A preparação das amostras iniciou pelo quarteamento utilizando quarteador tipo Jones. As amostras representativas coletadas a cada três metros nos furos de sondagens contendo aproximadamente 40 kg. Parte da amostra destinou-se a arquivamento temporário. A outra metade serviu para arquivamento final e confecção das amostras destinadas as análises químicas de rocha total. As amostras destinadas ao arquivamento final e análises químicas foram requarteadas, gerando duas amostras com aproximadamente 10 kg cada. Uma delas foi devidamente registrada com etiquetas internas e externas ao saco e arquivadas em galpões na Mina do Bonito - Jucurutu. A segunda amostra foi utilizada na composição da amostra enviada para análises químicas. A composição das amostras para análises químicas foi realizada a partir da homogeneização e quarteamento de amostras de três metros, conforme estabelecido pelos geólogos nos planos de amostragem (Figura 1.4 b, c e d).

Análise Química de Rocha Total

Na determinação das químicas de rocha total foram utilizadas um total de 30 amostras, contemplando os seguintes elementos: (1) Elementos Maiores (E.M.) - SiO₂, TiO₂, Al₂O₃,

Fe₂O₃, MnO, MgO, CaO, Na₂O, K₂O, P₂O₅, Cr₂O₃; P.F (perda ao fogo); (2) Elementos Traços (E.T.) e Menores - B, Ba, Rb, Sr, Y, Zr, Nb, Th, Pb, Ga, Zn, Cu, Cr, Ni, V, Hf, Cs, Sc, Ta, Co, Be, U, W, Sn, Mo, Au, Ag, As, Bi, Cd, Hg, Li, Sb, Se, Ti, Tl e (3) Elementos Terras Raras (E.T.R.) - La, Ce, Pr, Nd, Sm, Eu, Gd, Tb, Dy, Ho, Er, Tm, Yb, Lu. (APÊNDICE V)

Das 30 amostras destinadas para análise de química total, 15 análises contemplaram os tipos de minérios primários de origem vulcanossedimentares, "Itabiritos", 9 análises os minérios secundários de origem hidrotermal e 6 análises contemplaram as principais encaixantes dos minérios e prováveis fontes de contaminantes. Todas as amostras analisadas são provenientes dos furos de sondagem BTO-FSR-030, BTO-FRS-070, BTO-FRS-078, BTO-FRS-111, BTO-FRS-099, BTO-FRS-146 e BTO-FSR-002.

Vinte oito amostras foram determinadas pelo método de ICP (*Inductively Coupled Plasma*) seguindo uma fusão de metaborato de Lítio (ICP95A) e digestão de Água Régia, exceto duas amostras de magnetitos (BTO-FS02-05 e BTO-FS02-011) determinadas através de fluorescência de raio X - XRF79C. A perda ao fogo (P. F.) foi determinada por diferença de peso depois de ignição a 1000°C.

As amostras foram preparadas no Laboratório Físico da Mhag, localizada na Mina do Bonito em Jucurutu/RN e analisadas na SGS GEOSOL LABORATÓRIOS LTDA em Vespasiano/MG.

É oportuno ressaltar que a empresa Mhag Serviços e Mineração S/A realizou, em etapas anteriores, em todos os seus 146 furos de sondagens rotativas, de forma rotineira, análises químicas contemplando os principais elementos maiores (Fe, SiO₂, Al₂O₃, P e P.F), e além de parâmetros mineralógicos e granulométricos, oferecendo um grande suporte de dados para a caracterização geoquímica e mineralógico dos diferentes tipos de minérios de ferro presentes na Mina do Bonito.

Susceptibilidade Magnética (G - Gaus)

Na nova tipologia foi incluído a intensidade magnética como indicador preliminar das principais descrições tipológicas. Foram utilizados imãs de 600G (alta susceptibilidade magnética (indício da presença do mineral magnetita e de uma alta concentração de ferro), 3.000G (média susceptibilidade magnética, indício da presença do mineral hematita e de uma média concentração de ferro), e 7.500G (baixa susceptibilidade magnética, indício da presença do mineral martita e de uma baixa concentração de ferro). Os dados dessa suscetibilidade serviram para balizar: - a caracterização mineralógica (presença dos minerais citados); e - as análises químicas (concentração em relação aos elementos maiores). Ao final

da descrição de cada furo foi possível individualizar os intervalos de maior concentrações dos principais minerais ferríferos (magnetita, hematita e martita), correlacionar com os três parâmetros estabelecidos para classificação: - susceptibilidade magnética, petrografia e análise químicas definindo assim, os principais tipos de minérios de ferro presentes na Mina do Bonito (Tipologia).

1.4.3 Etapa de Escritório

Nesta fase realizaram-se atividades, que incluíram a integração, tratamento e interpretação dos dados obtidos nas etapas precedentes, culminando com a confecção da dissertação composta por texto, mapa, planilhas, gráficos, diagramas, fotos e etc.

Figura 1.4 – Infraestrutura interna da Mina do Bonito: (a) Galpão utilizado para armazenar e descrever e coletar amostras dos furos de sondagem; (b) vista geral do laboratório físico; (c) pulverizador; e (d) agitador ou máquina de peneiramento e jogo de peneiras.



Fonte: Elaborada pela autora.

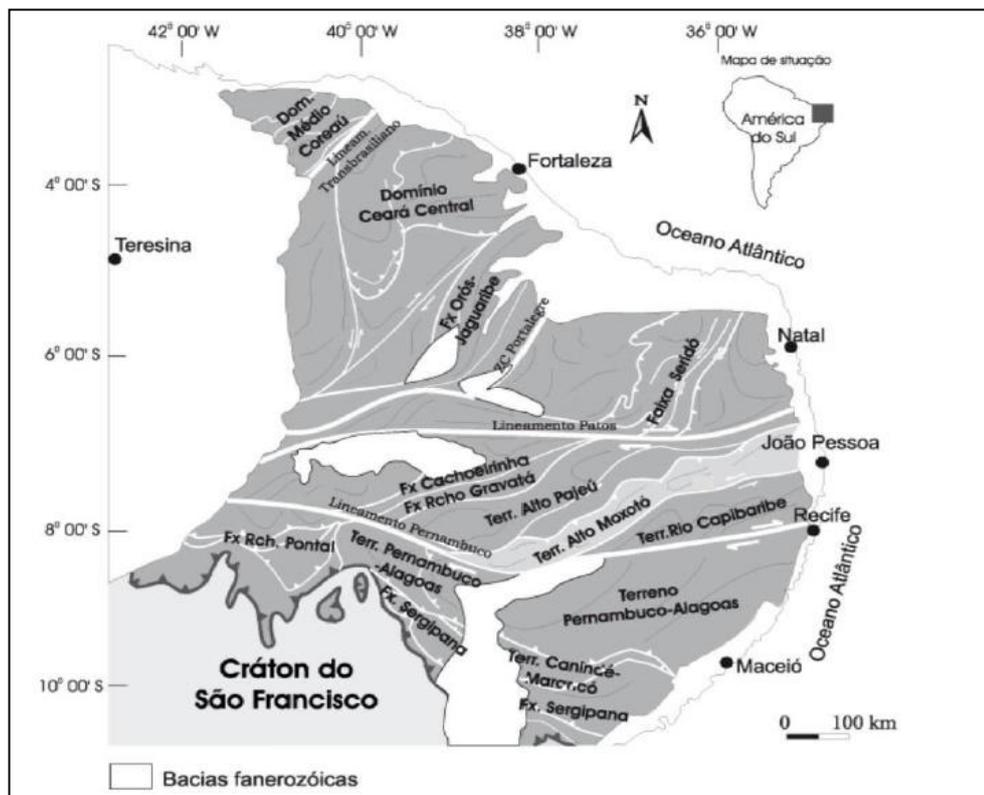
2 CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL

A área estudada está inserida no arcabouço tectônico da porção setentrional da Província Borborema, no Domínio geotectônico Rio Grande do Norte, nas unidades paleo e neoproterozóicas do Domínio Rio Piranhas – Seridó.

O contexto tectônico da Província Borborema, situada geograficamente no nordeste brasileiro, tendo idade pré-cambriana e que foi palco da atuação do Ciclo Brasileiro/Pan-Africano (Neoproterozóico), marcado por intenso magmatismo granítico e desenvolvimento de extensas zonas de cisalhamento transcorrentes.

Na sua configuração, composta por diferentes terrenos crustais separados por falhas e lineamentos importantes (Figura 2.1), a Província Borborema constitui a parte mais ocidental, em território brasileiro de uma unidade tectônica bem maior encontrada entre os Crátons Oeste – Africano, Amazônico e São Francisco – Congo, estendendo-se ainda sob a bacia sedimentar do Parnaíba (ALMEIDA et al. 1977).

Figura 2.1 – Compartimentação tectônica e principais lineamentos da Província Borborema.



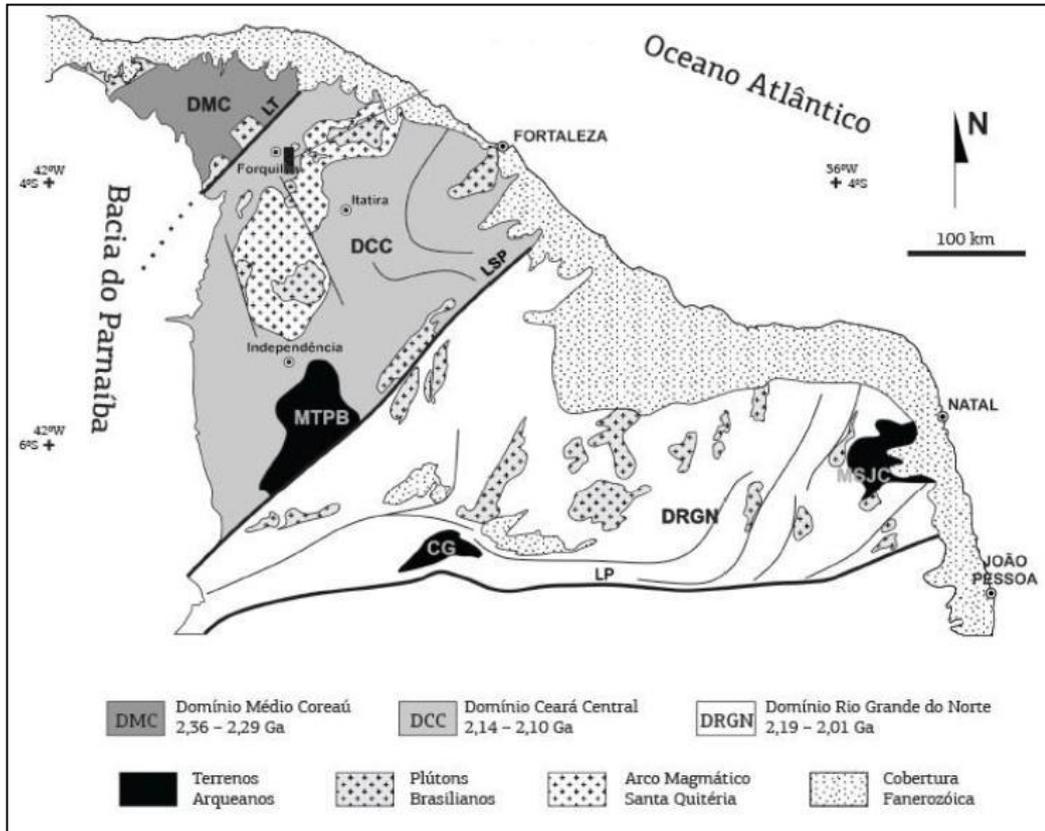
Fonte: SANTOS 2004.

Tudo indica que sua formação teve início a partir da junção de vários terrenos. SANTOS (1995) constatou um importante episódio acrescionário em torno de 1.0 Ga (final do Mesoproterozóico) na região central da Província, denominado de Orogenia Cariris Velhos. Assim, a Província Borborema seria o resultado de um orógeno colisional desenvolvido a norte do Cráton São Francisco a partir de uma complexa colagem tectônica associada aos eventos orogênicos Cariris Velhos (mesoproterozóico) e Brasileiro/ PanAfricano (Neoproterozóico).

BRITO NEVES et al. (2000) propuseram uma história evolutiva para Província Borborema baseada na aglutinação diacrônica de massas continentais e a sua subsequente fragmentação, destacando a atuação da Orogenia Transamazônica/Eburniana (Paleoproterozóico) na Formação do supercontinente Atlântica, a Orogenia Cariris-Velhos (final do Mesoproterozóico) associada à Formação do supercontinente Rodinia e finalmente, a influência da Orogenia Brasileira/Pan-Africana (final do Neoproterozóico) no desenvolvimento do supercontinente Gondwana Ocidental.

A compartimentação geotectônica da Província foi sugerida por BRITO NEVES (1975), VAN SCHMUS et al. (1995) e finalmente por BRITO NEVES et al. (2000), que redefiniram cinco segmentos crustais ou domínios tectônicos para a Província Borborema. São eles: Domínio Médio Coreaú, Domínio Ceará Central, Domínio Rio Grande do Norte, Domínio da Zona Transversal ou Central e Domínio Meridional. Os três primeiros domínios citados correspondem a sua porção setentrional e estão representados na Figura 2.2.

Figura 2.2 – Mapa simplificado da porção setentrional da Província Borborema mostrando seus principais blocos crustais.

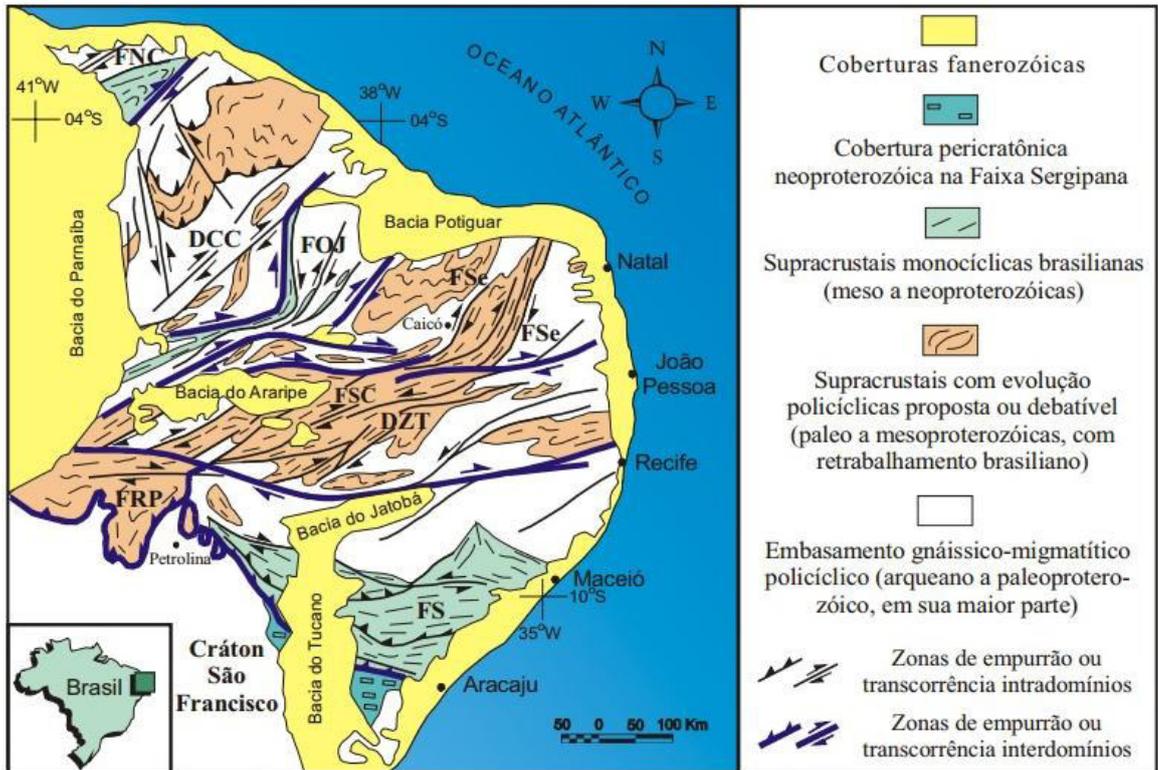


Fonte: adaptado de FETTER et al. 2000.

Em razão da finalidade deste trabalho, nos detivemos somente nas referências da definição e posicionamento da Formação Ferrífera e nas considerações sobre a geologia estrutural local, sem aprofundar no entendimento da evolução geotectônica regional.

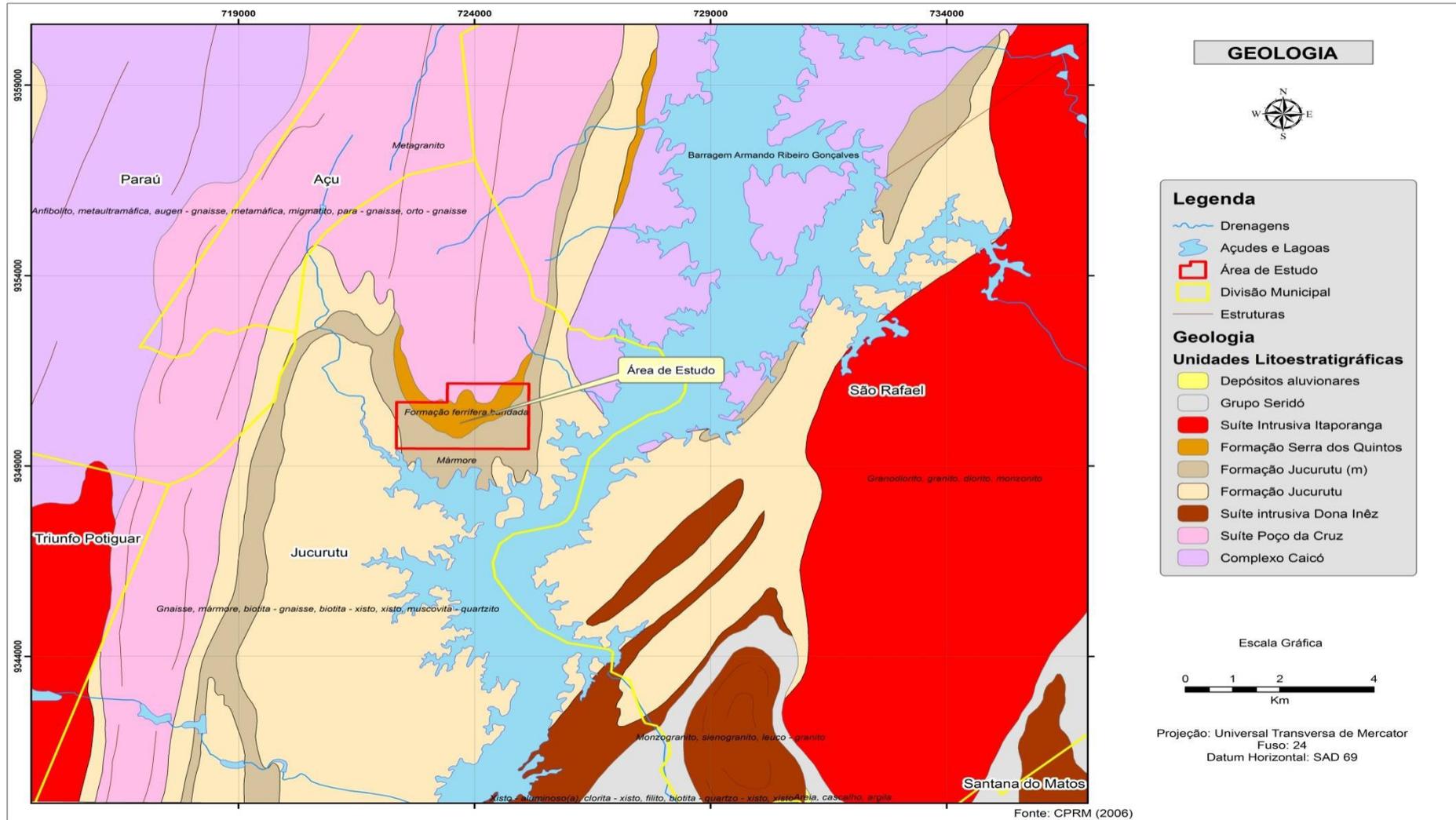
O empilhamento stratigráfico da área estudada está em consonância com os trabalhos existentes para a Faixa Seridó e Complexo Caicó, de Ferreira e Albuquerque (1969), Jardim de Sá (1984), Jardim de Sá (1994) e também baseado com o Mapa Geológico do Rio Grande do Norte (escala de 1:500.000) elaborado no convênio CPRM – FAERN de Angelim *et al.* (2006), (Figuras 2.3 e 2.4).

Figura 2.3 – Regiões da Província Borborema com evolução monocíclica ou policíclica, e delimitação em subprovíncias ou domínios estruturais, segundo Jardim de Sá *et al.* (1988), Caby *et al.* (1991) e outros, representado em Jardim de Sá (1994). DCC, Domínio Ceará Central; DZT, Domínio da Zona Transversal; FNC, Faixa Noroeste do Ceará; FOJ, Faixa Orós-Jaguaribe; FRP, Faixa Riacho do Pontal; FS, Faixa Sergipana; FSC, Faixa Salgueiro-Cachoeirinha; FSe, Faixa Seridó.



Fonte: Jardim de Sá *et al.* (1988), Caby *et al.* (1991).

Figura 2.4 – Mapa Geológico Regional do Rio Grande do Norte CPRM 2006.



Fonte: Adaptado da CPRM (2006).

2.1 Domínio Rio Grande do Norte

É formado pelos terrenos Rio Piranhas, Seridó (Faixa de Dobramentos Seridó), Granjeiro e São José do Campestre. Está limitado a oeste pela Zona de Cisalhamento Portalegre, a norte pela Bacia Potiguar, a leste pela Província Costeira e a sul pelo Lineamento Patos (Figura 2.5).

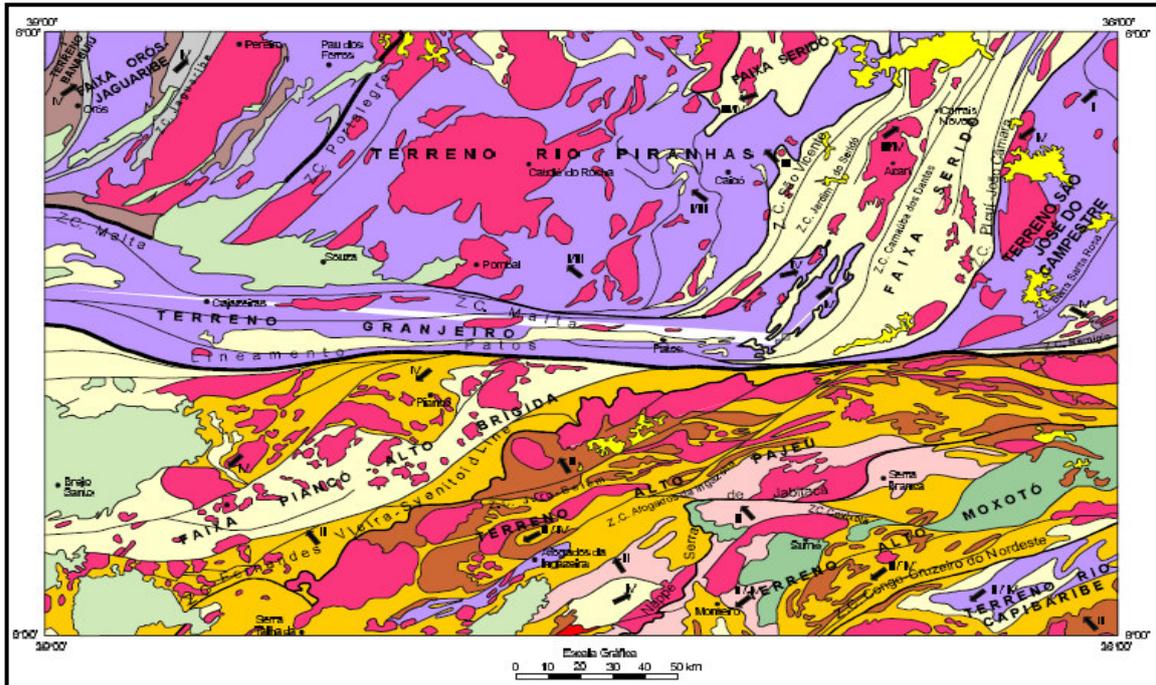
Este domínio é caracterizado por um cinturão neoproterozóico central denominado de Faixa Seridó, rodeado por rochas paleoproterozóicas, que formaram antigas faixas móveis transamazônicas envolvendo núcleos arqueanos ainda preservados. Não existe registro de sedimentação e vulcanismo/plutonismo mesoproterozóico, e sim de sedimentação neoproterozóica, ocorrida provavelmente em dois episódios: um plataformar mais antigo e outro marinho profundo.

Jardim de Sá et al. (1997) consideram que os terrenos Rio Piranhas e Seridó fazem parte de um único terreno, a denominada Faixa Seridó, argumentando que relações de inconformidade estratigráfica normais entre cobertura e embasamento estão preservadas. Isso é parcialmente verdadeiro, pois grande parte desse contato é também alóctone entre esses dois terrenos. O limite entre a Faixa Seridó e o Terreno Rio Piranhas é a Zona de Cisalhamento contracional de São Vicente e sua extensão ao longo da Zona de Cisalhamento contracional cedo-brasileira Serra da Formiga/São Fernando, que envolve parte do embasamento paleoproterozóico.

O Terreno São José do Campestre inclui a mais antiga crosta da Plataforma Sul-Americana, o núcleo arqueano de Bom Jesus (situado a leste da folha), com idades superiores a 3.4Ga (Dantas et al., 1995; Dantas, 1997). O cinturão de cisalhamento principal do domínio é constituído pela Zona de Cisalhamento Patos-Malta, com mais de 55 km de largura na parte oeste da folha, a qual se ramifica em um leque de zonas de cisalhamento na Faixa Seridó. O limite entre a Faixa Seridó e o Terreno São José do Campestre é a Zona de Cisalhamento Picuí-João Câmara, de rejeito oblíquo, com transporte à direita e para noroeste.

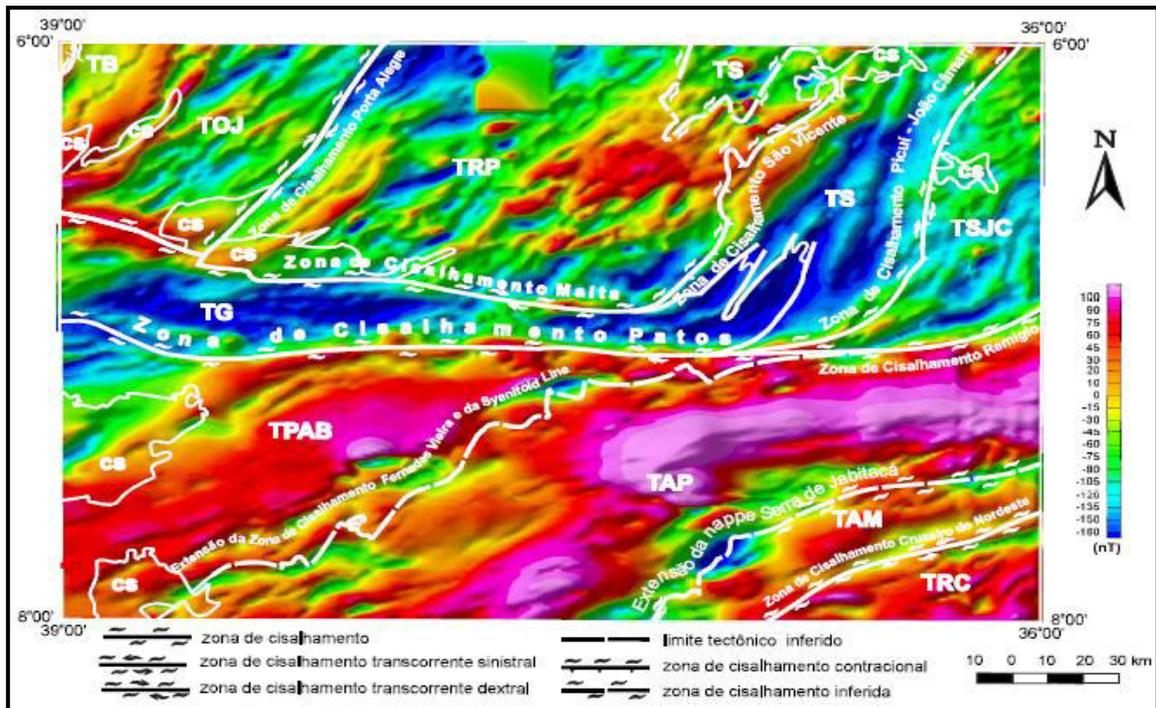
O limite entre a Faixa Seridó e o Terreno Granjeiro é supostamente uma zona de cisalhamento contracional cedo-brasileira, fortemente dobrada pelo feixe de zonas de cisalhamento transcorrentes NNE-SSW da Faixa Seridó. De acordo com os padrões aeromagnéticos, provavelmente a extensão do Terreno Granjeiro sob a cobertura do Grupo Seridó estende-se por mais de 15 km para o norte, em relação ao contato exposto na superfície, na região de Parelhas, justificando, assim, uma superfície de baixo ângulo entre esses dois compartimentos. O limite entre os terrenos Rio Piranhas e Granjeiro é a Zona de Cisalhamento Malta, que é bem marcado geofisicamente, pelo contraste de padrões magnéticos (Figura 2.6).

Figura 2.5 – Mapa geológico simplificado da Folha Jaguaribe-SE, ilustrando as feições estruturais que limitam o Domínio Rio Grande do Norte (DRG).



Fonte: Adaptado da CPRM (2006).

Figura 2.6 – Limites dos terrenos tectono-estratigráficos no mapa aeromagnético do campo total. Terrenos: TB – Banabuiú, TOJ – Orós-Jaguaribe, TRP – Rio Piranhas, TS – Seridó, TSJC – São José do Campestre, TPAB – Piancó-Alto Brígida, TAP – Alto Pageú, TAM – Alto Moxotó, TRC – Rio Capibaribe. Coberturas fanerozóicas: CS.



Fonte: Adaptado da CPRM (2006).

2.1.1 Litoestratigrafia

O Domínio Rio Grande do Norte possui uma ampla variedade litoestratigráfica em função de sua estruturação, motivo pelo qual, nesta dissertação serão abordados o Complexo Caicó, e o Grupo Seridó que é representativo da Faixa ou Terreno Seridó e onde a área estudada está inserida.

2.1.1.1 Complexo Caicó (PP2cai)

Unidade dominante no Terreno Rio Piranhas, usualmente referida como complexo gnáissico-migmatítico. Constituído predominantemente por ortognaisses bandados félsico-máficos, ortognaisses maciços e migmatitos, com intercalações de rochas máficas e supracrustais metassedimentares. A ocorrência de rochas supracrustais no Complexo Caicó e o alto grau metamórfico dessas rochas torna complexa uma distinção entre essas supracrustais e aquelas do Grupo Seridó.

O Complexo Caicó foi definido segundo concepção de Jardim de Sá (1984, 1994), entre outros, em duas associações litoestratigráficas distintas: 1- unidade inferior de origem vulcanossedimentar e 2-unidade metaplutônica mais jovem correspondente aos *granitóides G1* de Jardim de Sá *et al.* (1981). Parte do Complexo Caicó foi subdividido cartograficamente em duas unidades, a *Unidade metavulcanossedimentar* (PP2caivs) e a *Unidade de ortognaisse* (PP2(cai) e, outra parte do complexo continuou indivisa, a *Unidade indivisa* (PP2cai). As duas primeiras unidades coincidem com as associações litoestratigráficas segundo Jardim de Sá (1984, 1994) e Jardim de Sá *et al.* (1981), enquanto a terceira corresponde a uma associação litológica de mapeamento que inclui indistintamente as duas unidades litoestratigráficas referidas, além dos gnaisses bandados (PP2caib), das rochas anfibolíticas (PP2caia) e das lentes de mármore (PP2caim), que constituem litotipos mapeáveis de posicionamento estratigráfico duvidoso conforme Jardim de Sá *et al.* (1981). (Figura 2.3).

Jardim de Sá (1994) define o Complexo Caicó como um embasamento gnáissico migmatítico, incluindo supracrustais mais antigas, em caráter subordinado. Ferreira e Santos (2000) descrevem este complexo como uma associação de ortognaisses bandados félsico-máficos, ortognaisses dioríticos a graníticos e migmatitos, com intercalações de rochas metamáficas e subordinadamente rochas supracrustais constituídas principalmente por biotita paragnaisses.

Devido às suas caracterizações prototectônicas e geocronológicas, este complexo ocupa a parte basal da coluna estratigráfica proposta por Campos *et al.* (1981). Já as

interpretações obtidas do acervo geocronológico permitem posicioná-lo no Paleoproterozóico, com isócronas situadas nesta faixa de idade.

Estruturalmente, o Complexo Caicó é caracterizado por um sistema antigo de dobras intrafoliais e bandeamento de transposição, deformado por outra fase posterior, segundo Jardim de Sá (1979). Esta fase mais antiga, segundo Jardim de Sá, é acompanhada de um metamorfismo de alto grau, com intrusões de corpos graníticos, agora extensivamente gnaissificados e dobrados.

O estilo de dobramento da unidade é bastante variável, cujos parâmetros mudam constantemente, não havendo assim um padrão dominante. Podem ser encontrados braquidobramentos, microdobramentos nos flancos de dobras maiores, *dragfolds*, terminações periclinais e acentuada tendência nos planos axiais estarem inclinados para um mesmo lado ou subverticalizados, com desenvolvimento de acentuada lineação. O *trend* de fraturamento desenvolve-se segundo a direção NE-SW, com pequenas variações para N-S na porção mais a norte de Caicó.

O Complexo Caicó foi definido litologicamente como uma seqüência constituída de gnaisses variados, incluindo lentes de metarcósios, anfíbolitos, quartzitos e calcários cristalinos subordinados, além de migmatitos com estruturas diversas, desde as mais foliadas, próprias dos gnaisses, até as mais homogêneas, como a dos anatexitos.

Para Campos *et al.* (1976) in Braga *et al.* (1981) este mesmo complexo compreende litologias como gnaisses migmatíticos (com estrutura flebítica, estromática e oftálmica), migmatitos (com estruturas *schlieren*, nebulitos e anatexitos, dominantes) e granitóides variados com estruturas difusas e contatos transicionais.

2.1.1.2 Grupo Seridó

Unidade representativa da Faixa Seridó, ocorre em duas sub-faixas, a de Currais Novos a leste, e a de Jucurutu a oeste, ambas separadas pelo Bloco de Lajes (embasamento). Essas duas sub-faixas aparentemente, correspondem a feixes de cisalhamento transcorrente.

O Grupo Seridó é constituído por rochas metassedimentares de natureza plataformar marinha e turbidítica profunda, e dividido nas formações Equador, Jucurutu e Seridó, existindo divergência entre autores quanto ao posicionamento da Formação Equador. Ferreira (1998) consegue separar da Formação Jucurutu a Formação (Complexo) Serra dos Quintos, baseado na análise de associação de fácies.

O metamorfismo do Grupo Seridó varia da fácies xisto-verde a anfíbolito alto, num regime bórico de pressão intermediária, tendo sido alvo de três fases de deformação:

1. Responsável pelo bandamento composicional ($S_1//S_0$), melhor preservado nas fácies xisto-verde de Cruzeta e Curral Novo (sub-faixa Jucurutu).
2. Com características contracionais, é representada pelos empurrões e dobramentos recumbentes e/ou isoclinais com transporte de massa para NW ($S_2//S_1$).
3. Representada pela verticalização dos estratos, dobramentos abertos, por vezes isoclinais inclinadas e zonas de cisalhamento transcorrentes, ora dextrais, ora sinistrais. Hackspacher & Sá (1984) definiram uma quarta fase de fraca penetratividade, com *trend* NW-SE.

Formação Equador

Representa a sedimentação siliciclástica de plataforma, acima do embasamento paleoproterozóico na sub-faixa de Jucurutu, representando provavelmente espécies de cordões arenosos litorâneos. Essa sedimentação siliciclástica mostra recorrência na margem oeste da sub-faixa Currais Novos, aparecendo acima da sedimentação grauváquico-carbonática, sugerindo episódios de transgressão e regressão.

O metaconglomerado Parelhas ocorre acima do horizonte quartzítico na sub-faixa de Currais Novos e possui seixos de itabiritos da Formação Serra dos Quintos, sugerindo uma inconformidade estratigráfica entre as formações Serra dos Quintos+Equador e a Formação Seridó. Este litotipo mostra lineação de estiramento NNE-SSW dada pelo alinhamento do eixo maior dos seixos (elipsóides tipo prolato), atribuída à fase de deformação transcorrente (Hackspacher & Souza, 1982). As deformações anteriores à transcorrência são documentadas por faixas miloníticas de baixo ângulo, com indicação de transporte para NNW desenvolvida no contato com a Formação Seridó e por padrões de interferência das fases de deformação tangencial (F2) e transcorrente (F3).

Formação Serra dos Quintos

Compreende uma associação litológica metassedimentar grauváquica, carbonática-calcssilicática, associada a quartzitos, formações ferríferas e a rochas metamáfico-ultramáficas, que foi considerada por muitos autores, anteriormente, como Formação Jucurutu. Ótimas exposições desta unidade ocorrem na serra da Formiga, em alóctones desta unidade sobre o embasamento paleoproterozóico, descritas por Hackspacher & Osório (1981). Nessa área, a formação contém abundantes horizontes de calcário, rochas meta-máfico-ultramáfica e formações ferríferas. A associação litológica desta unidade sugere tratar-se de uma seqüência vulcano-sedimentar formada por sedimentos clásticos imaturos associados a

sedimentos químico-exalativos e rochas vulcânicas provavelmente toleíticas de arco magmático.

Formação Jucurutu

Constituída por uma seqüência metassedimentar, com pequena contribuição vulcânica máfica. Os paragneisses com níveis e nódulos de rocha calcissilicática têm características de uma metagrauvaca, pelo conteúdo expressivo de feldspato e pelo aspecto maciço. A associação litológica com abundância de sedimentos clásticos, grauváquicos e quartzosos, e com uma extensiva ocorrência de calcários sugere uma associação tipo QPC, em ambiente de plataforma carbonática de margem passiva.

É caracterizada por paragneisses quartzo-feldspáticos com pouca biotita \pm muscovita \pm epídoto. Lentes ricas em epídoto devem corresponder a antigos nódulos margosos (inferida assim, uma deposição marinha). Intercalações de anfibolito, mármore, quartzitos, micaxistos, rochas calciossilicáticas, formações ferríferas, metavulcânicas e metaconglomerados, intercalados em biotita gnaisses e gnaisses quartzo-feldspáticos. Em alguns setores, esses gnaisses apresentam-se muito deformados, com intensa transposição e lineação proeminente, e em outros, apresentam-se migmatizados e deformados. Em ambos os casos, formam-se gnaisses bandados, preservando-se as lentes de epídoto. É considerado para esses gnaisses, origem metassedimentar (xistos, arcósios e subgrauvacas), ou metaígnea (para as vulcânicas félsicas, veios de aplito ou granitos deformados). Os anfibolitos homogêneos com hornblenda e plagioclásio representam antigos derrames basálticos (ou andesitos basálticos). As rochas calciossilicáticas foram originadas a partir de margas.

A Formação Jucurutu precede a deposição da Formação Seridó, havendo indícios de interdigitação na região de Jucurutu. O paragneisse Parelhas, correlacionado à Formação Jucurutu, ocorre abaixo e acima do quartzito na serra das Umburanas.

Formação Serido e Grupo Seridó Indiferenciado

Unidade principal da Faixa Seridó, é representada por um espesso pacote de metapelitos de fácies predominantemente anfibolito, contendo raras intercalações de metacalcários, rochas calcissilicáticas e anfibolito. Na parte oeste da sub-faixa Currais Novos e na região central da sub-faixa de Jucurutu, ocorrem xistos da fácies xisto-verde, às vezes interpretados como uma unidade distinta, à Sequencia Cruzeta (Ferreira, 1998).

Nessas áreas o S_0 é facilmente reconhecido, observando-se uma estrutura típica de ritmitos, às vezes com gradação sugestiva de turbiditos. Assim, na evolução dos tectono-

fácies do grupo, a Formação Seridó, provavelmente, representa a fácies marinho distal da bacia, cuja sedimentação está associada a depósitos de talude, alimentados por correntes de turbidez.

O zoneamento metamórfico observado na Formação Seridó na sub-faixa Currais Novos, com decréscimo do metamorfismo para a base do grupo, a oeste na faixa de Cruzeta, sugere a existência de zoneamento inverso, típico de regime de *thrusts*, com transporte para W-NW (Hackspacher & Dantas, 1997). Isso corroboraria com a ascensão da Formação Equador à zona central da sub-faixa, assim como do soerguimento do embasamento na região de Santa Luzia e sua extensão para o norte, como demonstrado através de dados aeromagnéticos.

O evento contraccional é importante na estruturação do terreno, embora mascarado pela extensiva tectônica transcorrente, que atravessam toda a sub-faixa Currais Novos, sendo uma extensão da Zona de Cisalhamento Patos-Malta, produzindo uma rede de transcorrências dextrais em échelon.

Dados geocronológicos U-Pb (concórdia em zircão) indicam uma idade neoproterozóica para a Formação Seridó (Van Schmus et al., 1996), o que caracteriza uma seqüência extremamente jovem dentro do Ciclo Brasileiro.

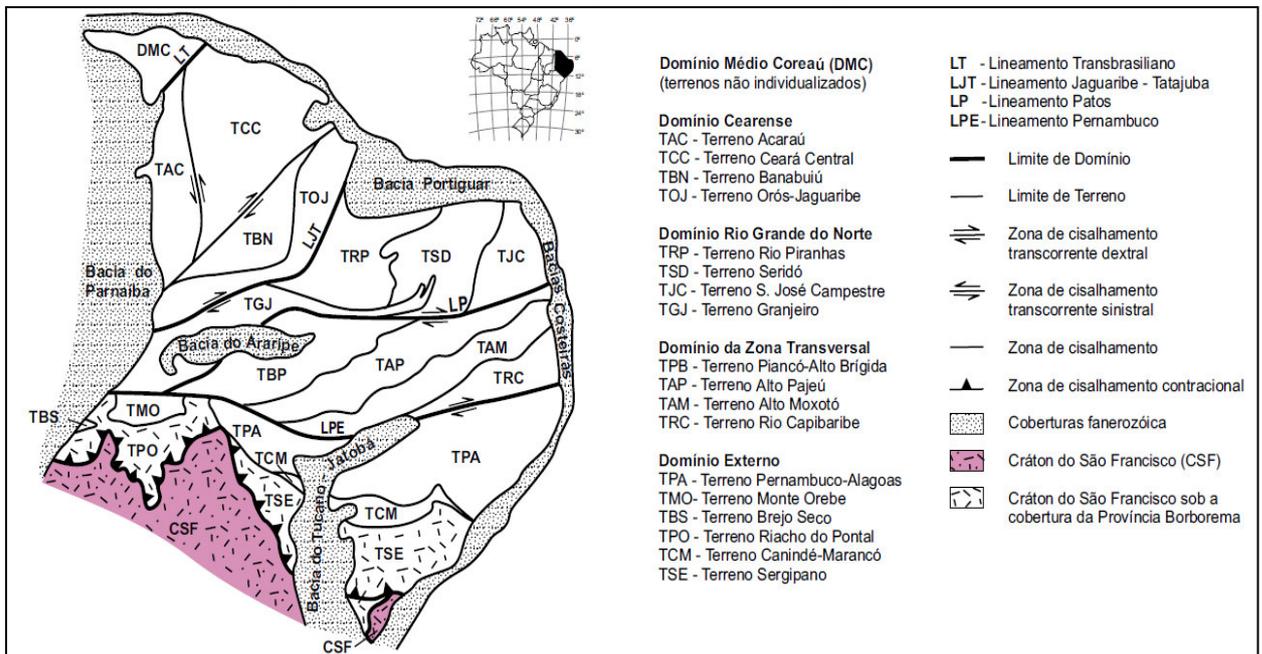
2.1.1.3 Evolução Tectono - Metamórfica

A evolução geológica regional pode ser concentrada na sua história pré-cambriana, posto que os terrenos formadores da mesma constituam mais de 90% da superfície, em grande parte devido ao alto grau de exumação a que esteve submetida esta parte da Plataforma Sul-Americana durante o Fanerozóico. Os terrenos que compõem o mosaico crustal regional constituem um dos segmentos mais ricos e variados do Nordeste. Já a evolução paleozóica gondwânica, atlântica ligada à abertura do Oceano Atlântico, e pós-atlântica, ligada à coberturas correlatas de superfícies de aplainamento da evolução do relevo brasileiro, estão também representadas, mas ocorrem de uma forma incompleta e restrita.

O Pré-Cambriano dessa área está envolvido na formação da Província Borborema (Figura 2.7). A sua evolução pré-cambriana está ligada, portanto, a uma colagem de terrenos de natureza e idade diversificadas, os quais foram reunidos durante a colagem meso a neoproterozóica. Os terrenos mais antigos situam-se ao norte do Lineamento Patos, na parte leste do Domínio Cearense e no Domínio Rio Grande do Norte. É de difícil reconstituição a história dessa extensa região, preservada no embasamento arqueano e paleoproterozóico das faixas Orós - Jaguaribe e Seridó. Considerando-se o conhecimento das áreas melhor

investigadas, tudo indica que existiam dois minicrátons paleoarqueanos, um no Terreno Granjeiro (evidências indiretas) e outro na parte norte - nordeste do Terreno São José do Campestre, a “microplaca” Bom Jesus, cuja história começou antes de 3,4Ga. Esses núcleos embrionários foram submetidos a diversos eventos tectônicos, que promoveram o crescimento ou o retrabalhamento desses terrenos e culminou com o plutonismo tardi a pós-orogênico em São José do Campestre e com a acreção do arco magmático Granjeiro no final do Arqueano.

Figura 2.7 – Compartimentação da Província Borborema em domínios (superterrenos) e terreno tectono-estratigráficos, com a localização da Folha Aracaju NE.



Fonte: Santos (1988).

No Paleoproterozóico, essas massas foram afetadas por outros eventos tectono-magmáticos, sendo o de maior significado, a acreção dos arcos magmáticos, São Vicente - Caicó e Santa Cruz - Serrinha / Pedro Velho, que foram anexados aos blocos continentais durante o Ciclo Transamazônico e que podem ter soldado os dois núcleos, formando uma vasta massa continental unindo os atuais domínios, Cearense e Rio Grande do Norte. Essa evolução estaria compatível com a hipótese do supercontinente Atlântica, que teria sido amalgamado pela Orogênese Transamazônica - Eburneana, segundo Rogers (1996). A soldagem dos blocos pode ter sido consolidada por um episódio colisional, documentado por uma suíte de granitóides amplamente preservada no Terreno Rio Piranhas, a Suíte Poço da Cruz ou G2. No entanto, permanece o debate sobre a origem e o significado tectônico dessa

suíte, pois alguns autores acreditam tratar-se de uma atividade magmática anorogênica, deformada somente na Orogenia Brasileira (Caby et al., 1991).

De qualquer forma, o Terreno Rio Piranhas foi submetido a um evento tectônico expressivo, pois o plutonismo associado colocou, como em nenhum outro terreno, uma expressiva massa de granitóides G2 na crosta do Terreno Rio Piranhas.

Logo em seguida, ocorreu a primeira tentativa de fragmentação dessa vasta massa continental, através de um evento extensional, só documentado na Faixa Orós - Jaguaribe.

Um mecanismo de afinamento crustal, provavelmente comandado por um eixo ao longo da atual Zona de Cisalhamento Jaguaribe - Tatajuba, teria desencadeado um evento tectono - magmático anorogênico, hoje representado pela suíte Serra do Deserto. Concomitantemente teria se implantado a bacia Orós - Jaguaribe. Para alguns autores, a Faixa Orós - Jaguaribe representa um rifte passivo tardi - paleoproterozóico, resultante do colapso da cadeia orogênica transamazônica (Sá et al., 1995).

De acordo com Parente & Arthauld (1995), entretanto, a natureza madura dos sedimentos não é compatível com uma origem de tipo rifte. Esses autores propõem um modelo marinho epiplataformal, envolvendo duas depressões principais, a sub - bacia de Orós - Alencar e a sub - bacia Jaguaribe. A maior e mais profunda foi a sub - bacia Orós - Alencar, que desenvolveu um ambiente variando de delta progradante e pântano para uma bacia parálisa aberta para S / SW. A sub - bacia Jaguaribe parece ser similar, mais teria sido implantada em uma crosta mais espessa. Essa abertura não chegaria a fragmentar a massa continental transamazônica, embora ela viesse a marcar uma diferença significativa de evolução entre as massas continentais a leste e a oeste da bacia, posteriormente.

A Formação Jucurutu com seus paragneisses e rochas calcissilicáticas é principalmente uma seqüência tipo QPC, e suas rochas vulcânicas (Jardim de Sá, 1994) indicam um regime tectônico extensional e de rifteamento continental. As áreas - fonte para esta formação varia muito (até rochas de idade meso arqueana), com contribuição de todos os componentes do foreland Rio Piranhas, incluindo também fontes mais jovens, de idade neoproterozóica (C.A. 650Ma). A Formação Equador mostra algum grau de relação com a Formação Jucurutu (Santos & Brito Neves, 1984), fazendo parte da Seqüência QPC, precedendo num curto hiato de tempo a deposição da Formação Seridó. Segue-se a sedimentação terrígena turbidica das formações Seridó e Santana dos Garrotes, bem como de faixas menores em outros terrenos, a qual em muitos casos parece ser contemporânea da deformação principal da Orogênese Brasileira.

Ao contrário dos eventos anteriores, que atuaram diferencialmente nos diversos segmentos crustais da proto - Província Borborema, o episódio orogênico brasileiro afetou de forma generalizada todos os terrenos, deformando e metamorfozando indistintamente, tanto as faixas neoproterozóicas, quanto o seu embasamento. A fase inicial desse evento foi de caráter contraccional, colisional, bem documentada na Faixa Seridó e na Faixa Piancó - Alto Brígida. Na Faixa Seridó este evento está bem preservado na parte inferior do pacote vulcano - sedimentar e seu contato com o embasamento paleoproterozóico. Há indicações da existência de um sistema de *thrusts* empilhados, entre os quais o “slide de São José do Seridó” e os alóctones na região da Serra da Formiga, onde as lineações de estiramento L2 mergulham para S e SE, aparentemente relacionadas a um transporte para W e NW. Os trends de ocorrências da Formação Serra dos Quintos de São João do Sabugi - São Fernando e São Bento devem ser cunhas tectônicas deste episódio. Neste ponto, retorna-se ao problema da idade dos granitos G2 ou Suíte Poço da Cruz. A grande incidência desses granitóides nessa área de embasamento retrabalhada pela tectônica contraccional parece sugerir que essa suíte corresponde a granitóides sin colisionais, gerados no Neoproterozóico a partir de um protólito transamazônico. Isso explicaria a presença de cunhas desses granitóides colocados lado a lado das faixas reliquias da Formação Serra dos Quintos. No Domínio Transversal, esta fase estaria representada pela fase contraccional D2, expressa principalmente por *thrusts* dirigidos para NW, os quais, em sua maioria, não estão ainda claramente mapeados.

A fase principal da Orogênese Brasileira representa um episódio de dispersão de terrenos, aparentemente correspondendo a uma tectônica de escape, que desenvolveu zonas de cisalhamento principalmente transcorrentes / transpressionais, algumas provavelmente superpondo antigas faixas contraccionais. A principal zona de cisalhamento brasileira é o Sistema Patos - Malta, de direção E-W, que representa uma estrutura transcontinental, correspondendo ao Lineamento Adamaoua no lado africano (ou Garoua segundo alguns autores), nas reconstituições pré - deriva. Esse sistema constitui um verdadeiro cinturão de cisalhamento de cinemática transcorrente dextral, que na sua parte oeste chega a atingir uma largura superior a 50 km. Apesar da existência de duas faixas neoproterozóicas em ambos os lados desta ZC, seu rejeito deve extrapolar as dimensões da folha, haja vista que não há continuidade entre os segmentos crustais pré - brasileiros, tais como o Terreno São José do Campestre e o subterreno Riacho Gravatá. Ou seja, os domínios crustais Cearense e Rio Grande do Norte devem ter viajado, certamente, dezenas de quilômetros vindo do oeste, até ocuparem sua posição atual. Movimentos menores dextrais, escalonados, deslizarão as fatias que compõem os cinturões de cisalhamento das faixas Orós - Jaguaribe e Seridó. No caso do

Seridó, entretanto, parece ter dominado um mecanismo de transtensão, que deve ter originado as próprias bacias tardineoproterozóicas.

Supõe-se que as zonas de cisalhamento longitudinais da faixa, tais como Picuí - João Câmara, Carnaúba dos Dantas e Jardim do Seridó, possuam esse movimento, embora Jardim de Sá (1994) descreva algumas dessas zonas de cisalhamento como transpressivas.

Na Zona Transversal, desenvolveu-se um sistema anastomosado de zonas de cisalhamento de direções E-W, de rejeito dextral, e NE-SW, de rejeito sinistral, descrita por Jardim de Sá (1994) como modelo dominó. Destacam-se as zonas de cisalhamento Juru - Belém e Coxixola, dextrais de direção E-W, e Boqueirão dos Cochós, Serra do Caboclo, Afogados da Ingazeira e Congo - Cruzeiro do Nordeste, sinistrais de direção NE-SW. A Zona de Cisalhamento Serra do Caboclo tem caráter transtensional e controlou a formação da bacia Santana dos Garrotes, na Faixa Piancó - Alto Brígida. Acredita-se que este é o principal mecanismo de preservação das pequenas “bacias” neoproterozóicas encontradas nos terrenos da Zona Transversal.

A calibração mais recente deste episódio aponta para o intervalo de 640 a 570Ma.

Um magmatismo granítico expressivo desenvolveu-se associado a esse evento transcorrente (Jardim de Sá, 1994; Medeiros, 1995). O Evento Brasileiro culmina com um episódio tectônico de caráter extensional, representado por falhas transtensionais às quais associa-se a deposição das pequenas bacias de Iara e a colocação da suíte granítica pós-orogênica, e dos sets e enxames de diques félsicos, pegmatíticos e máficos alcalinos.

As bacias Fanerozóicas da Região Nordeste guardam sempre uma herança dessas megaestruturas brasileiras. Durante o Paleozóico, perdurou ainda um mecanismo extensional, através da deposição de sistemas: marinho, fluvial entrelaçado e eólico, num estágio de sinéclise descrito por Ponte (1991) como ciclo gama, em bacias hoje isoladas por movimentos verticais posteriores. A partir do Cretáceo inferior, ocorreria nova extensão ligada às fases pré - rifte e rifte de abertura do Oceano Atlântico norte, com a formação das bacias de Iguatu - Iço e Rio do Peixe.

3 GÊNESE DAS FORMAÇÕES FERRÍFERAS BANDADAS

As Formações Ferríferas Bandadas (*BIF's*) representam um dos mais característicos e peculiares tipos de rochas ocorrentes desde o Pré-Cambriano até o Fanerozóico, com presença em todos os continentes. São rochas com grande quantidade de ferro, constituindo os maiores depósitos do mundo.

Depósitos gigantes de minério de ferro ($\geq 56\%$ Fe), derivados de formações ferríferas bandadas, estão entre os maiores depósitos minerais conhecidos, e são a principal fonte de ferro para a indústria siderúrgica mundial. Devido a sua importância econômica, as formações ferríferas têm sido extensivamente estudadas nos últimos cem anos, porém muitos aspectos de sua origem sedimentar permanecem enigmáticos, devido à inexistência de processos deposicionais modernos análogos. O processo de evolução dessas formações para depósitos de minério de ferro também continua a ser intrigante (Bekker *et. al.* 2010).

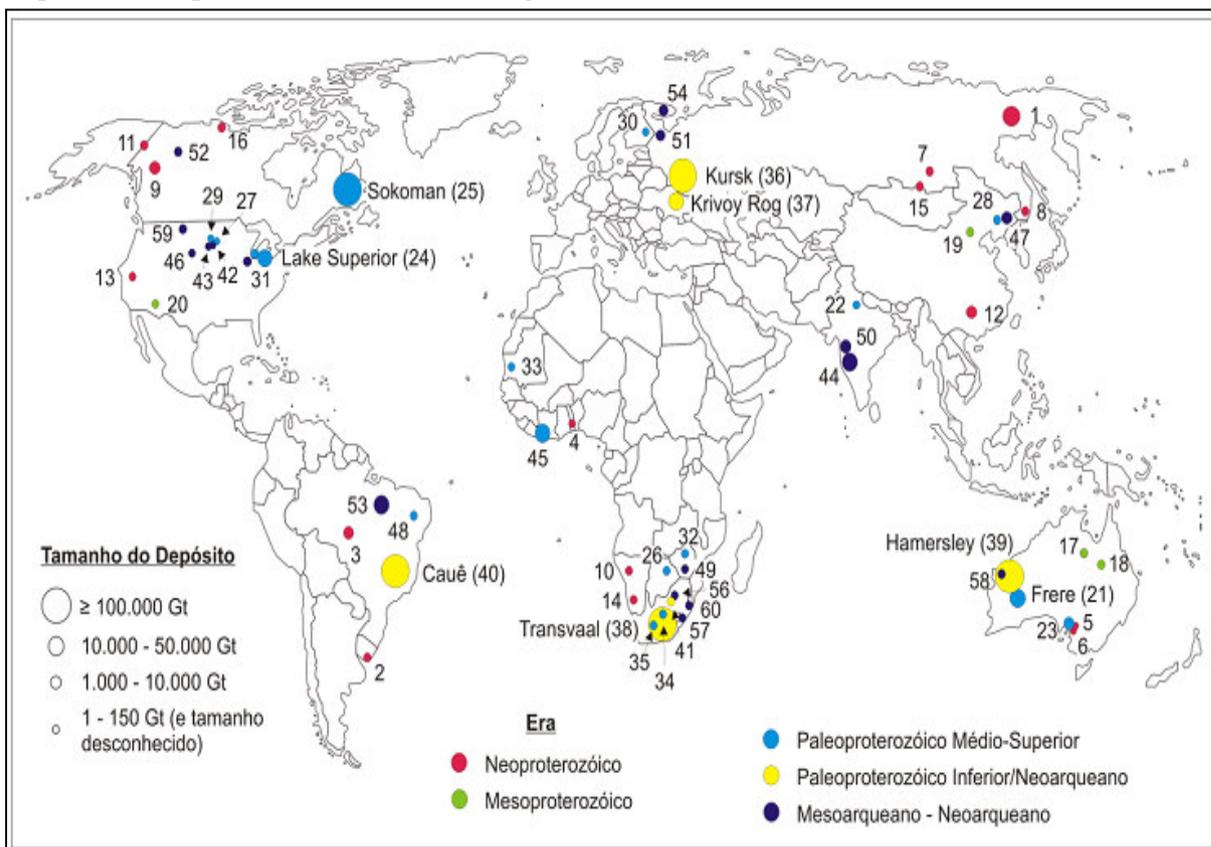
As formações ferríferas melhor conhecidas, geologicamente é devido ao seu valor econômico, são as do Supergrupo Transvaal (Cráton Kaapvaal - África do Sul), o Grupo Hamersley (Cráton Pilbara, Austrália), Formação Cauê (Quadrilátero Ferrífero - Brasil), bacia Krivoy Rog (Ucrânia), e as formações ferríferas clásticas de Gunflint, Biwabik e Sokoman, da região do Lago Superior, na América do Norte. As formações ferríferas de Hamerley e Transvall combinadas representam a maior acumulação de ferro do mundo (Pirajno, 2009). A Figura 3.1 mostra a distribuição global dos maiores depósitos de minério de ferro conhecidos (≥ 1.000 Gt).

O termo Formação Ferrífera Bandada Pré-Cambriana ou *Precambrian Banded Iron-Formation* traz consigo uma série de questões concernentes a sua origem (Fernandes, 1997).

1. Por quê as Formações Ferríferas, em sua maioria, são confinadas ao Pré-Cambriano ?;
2. Como explicar sua formação concomitantemente nos 5 (cinco) continentes?;
3. De onde são derivados as grandes concentrações de ferro?;
4. Qual é a explicação para o característico e peculiar bandamento de *chert* intercamadados com camadas de ferro? e;
5. Qual foi o método de transporte e deposição do ferro e da sílica e da separação do ferro dos outros elementos?.

Diversas hipóteses sobre a origem das (*BIF's*) tem sido sugeridas, mais nenhuma delas explica globalmente a sua gênese. Neste capítulo é feito uma revisão sumária das terminologias e definições a respeito das formações ferríferas bandadas.

Figura 3.1 – Maiores depósitos de formações ferríferas do mundo, incluindo BIF, GIF e tipo Rapitan. Os depósitos de ferro são distinguidos com base no tamanho e idade.



Fonte: Modificado de Bekker *et al.* 2010.

1) Formação Maly Khinghan; 2) Formação Yerbel; 3) Grupo Jacadigo; 4) Grupo Bisokpabe; 5) Ironstone Holowilena; 6) Formação Ferrífera Braemar; 7) Formação Yamata; 8) Formação Lake Khanka; 9) Formação Rapitan; 10) Formação Chuos; 11) Grupo Upper Tindir; 12) Formação Fulu; 13) Formação Kingston Peak; 14) Formação Numees; 15) Formação Mugur; 16) Formação Aok; 17) Formações Corcoran e McMinn; 18) Formação Mullera; 19) Formação Ferrífera Chuan-linggou; 20) Formação Ferrífera Pike's Peak; 21) Formação Frere; 22) Grupo Alwar; 23) Grupo Hutchison; 24) Região do Lago Superior (incluindo cinco grandes formações ferríferas); 25) Formações Ferríferas Sokoman; 26) Formação Shoshong; 27) Formação Rochford; 28) Grupo Liaohe; 29) Formação Estes; 30) Formação Ferrífera Paakko; 31) Formação Glen Township; 32) Grupo Lomagundi; 33) Grupo Ijil; 34) Formação Ferrífera Hotazel; 35) Formação Timeball Hill; 36) Supergrupo Kursk; 37) Supergrupo Krivoy Rog; 38) Província Transvaal; 39) Província Hamersley (incluindo dez grandes formações ferríferas); 40) Formação Cauê; 41) Formação Ferrífera Penge; 42) Formação Ferrífera Benchmark; 43) Formação Ferrífera Nemo; 44) Formação Mulaingiri; 45) Itabirito Nimba; 46) Formação Ferrífera Atlantic City; 47) Anshan; 48) Caldeirão Belt; 49) Formação Ferrífera Manjeri; 50) Grupo Bababudan; 51) Terreno Gimola; 52) Grupo Central Slave Cover; 53) Formação Carajás; 54) Formação Olenegorsk; 55) Grupo Steep Rock; 56) Grupo West Rand; 57) Supergrupo Pongola; 58) Formação Cleaverville; 59) Suíte Metamórfica Indian Creek; 60) Grupo Moodies.

3.1 Terminologia e Definições de Formações Ferríferas Bandadas

O termo formação ferrífera (*iron-formation*) se originou na região do Lago Superior, a partir da contração do termo formação portadora de ferro (*iron-bearing-formation*) de Van Hise & Leith (1911).

Quando apresentam bandas de óxido de ferro (hematita e/ou magnetita) alternando com bandas de *chert* e sílica, de cor branca ou vermelha, são denominadas de formação ferrífera bandada, popularmente conhecida como BIF's (banded iron formation). Formações ferríferas clásticas, interpretadas como produto do retrabalhamento de formações ferríferas bandadas em águas rasas, são conhecidas como GIF's (granular iron formation). Hematita (Fe_2O_3) e magnetita (Fe_3O_4) são os principais minerais de ferro constituintes, com carbonatos (ankerita, siderita) e silicatos (estilpnomelana, riebeckita) associados, enquanto a sílica corresponde a quartzo microcristalino (Trendall, 2002).

Não se tem na literatura mundial, um termo descritivo aceito para descrever sedimentos ricos em ferro e formações ferríferas com *chert* acamadado, de acordo com os princípios de estratigrafia na classificação de rochas sedimentares. Na literatura existem varias definições para descrever as formações ferríferas bandada, entre as quais destacam-se James (1954; 1966; 1983), Gross (1959; 1965; 1980) e Beukes (1973), entre outros.

James (1954) definiu formalmente formação ferrífera bandada na região do Lago Superior, entre os E.U.A. e o Canadá, na America do Norte, como sendo, "*uma rocha originariamente sedimentar, química, contendo 15 % ou mais de ferro, tipicamente bandada ou laminada apresentando frequentemente, mais não necessariamente, camadas ou bandas de chert*". Para James (op.cit), os *ironstones fanerozóicos* foram incluídos dentro desta nomenclatura devido a sua grande semelhança na sua mineralogia e no seu teor de ferro.

Posteriormente James (1966) enfatizou diferenças significativas entre os dois tipos de rochas (formação ferrífera bandada Pré-Cambriana ocorrente na região do Lago Superior e os *Ironstones Fanerozóicos*), recomendando que estas diferenças refletissem na sua nomenclatura.

Num sentido mais amplo James (1983) definiu formação ferrífera bandada como sendo "*um sedimento químico finamente acamadado ou laminado, com um teor de ferro (Fe) variando entre 20-30 % e o de sílica (SiO_2) entre 40-50 % com chert (ou seus equivalentes metamórficos) alternando-se com camadas compostas principalmente de minerais de ferro*".

Para Gross (1959) formação ferrífera bandada "*são rochas acamadadas, estratificadas, bandadas e laminadas, que contém 15 % ou mais de ferro, nas quais os minerais de ferro, estão comumente interbandados com chert, quartzo ou carbonato e, onde a*

estrutura concorda com a estrutura bandada das rochas sedimentares, vulcânicas e metassedimentares associadas".

Gross (1965) aceitou a definição e classificação de fácies de James (1954), e classificou as formações ferríferas bandadas dentro de quatro tipos principais - *Algoma, Lago Superior, Clinton e Minette* - relacionando os tipos litológicos dessas formações ferríferas com o um modelo conceitual tectono-sedimentológico. Gross (op.cit 1965) inicialmente também incluiu toda rocha sedimentar rica em ferro dentro da nomenclatura das formações ferríferas (*iron-formation*). Posteriormente, Gross (1980) aceitou a distinção de nomenclatura entre formações ferríferas bandadas Pré-Cambriana e *Ironstones-Fanerozóicos* proposto por James (1966).

Trendall (2002) considerou como formações ferríferas bandadas "*rochas sedimentares químicas que contenham cerca de 30% de Ferro e 50% de sílica, uma vez que mais de 90% assim denominadas em campo apresentam teores de ferro entre 25-34%*".

A formação ferrífera recebeu diferentes denominações em todo o mundo, é denominada de jaspe e jaspelitos na Austrália (e.g. Feldtman 1921; Ellis 1939), quartzitos hematíticos bandados (BHQ - *banded hematite quartzite*), na Índia (e.g. Krishnan 1973), e de itabiritos (no Quadrilátero Ferrífero (QF) - Brasil (e.g. Dorr 1973); na Venezuela (e.g. Gruss 1973); e no Oeste Africano (e.g. Gruss 1973; Sims 1973).

As relações entre formações ferríferas pré-cambriana e *Ironstones-fanerozóicos* (*Tipo Clinton e tipo Minette*) são muitos controversas e subjetivas. Ambas as rochas possuem diferenças na sua composição mineralógica e química. As formações ferríferas bandadas, caracteristicamente, contém grande quantidade de *chert*, e por conseguinte possuem uma razão sílica/ferro muito alta. Por outro lado, os *Ironstones fanerozóicos* (*Tipo Clinton e tipo Minette*) contém quantidade muito pequena de *chert* resultando numa razão sílica/ferro muito baixa (Stanton 1972). Geoquimicamente comparado com os *Ironstones fanerozóicos*, as formações ferríferas pré-cambriana, são empobrecidas em Al_2O_3 e P_2O_5 (Lepp & Goldich 1964; James 1966; Dimroth 1975) bem como nos elementos terras raras (Courtois 1974, Apud Dimroth 1975). Segundo James (1966) as formações ferríferas possuem maiores extensões e espessuras de ocorrência comparados com os *Ironstones Fanerozóicos*. Por outro lado, ambos os tipos de rochas possuem estruturas e texturas sedimentares semelhantes e/ou idênticas.

Os depósitos de ferro *Tipo Bog* ocorrem principalmente em áreas de pântanos, lagos e canais de áreas recentemente glaciadas. Harder (1919 apud Stanton 1972) dividiu estes depósitos em dois tipos: (I) depósitos de lago (*Lake Ores*) formados em águas agitadas ou turbulentas envoltas nas margens dos lagos; (II) depósitos pantanosos ou turfáceos (*Marsh, or*

Peat ores) encontrados em depressões rasas, próximo a superfície, ou muito frequentemente, misturado com húmus de pântano ou turfa.

Duas outras subdivisões são encontradas dentro dos *Bogs*, os depósitos de lagos vulcânicos (*Volcanic Lake Ores*) e os *Ironstones Blackband*. Os depósitos de Lagos vulcânicos são formados em lagos (ocasionalmente em cadeias de vulcões antigos) abastecidos por vapores de águas com ferro de fontes termais. Os *Ironstones Blackband* ocorrem em associação com o carvão e são as sequências sedimentares mais extensivamente desenvolvidas do Carbonífero e Permiano. Entretanto, algumas ocorrências são muito jovens. São compostas principalmente de carbonato (siderita), formando nódulos, lentes descontínuas e/ou camadas finas associadas com camadas de carvão.

Os depósitos *Tipo Bogs sensu stricto* são constituídos principalmente por goethita. No entanto, nos *Ironstones Blackband* o ferro ocorre como siderita, enquanto que nos depósitos de lago vulcânicos japoneses (*Volcanic Lake Ores*) o mineral predominante é a goethita. Nos depósitos de pântano ou turfáceo (*Marsh, or Peat ores*), o minério é composto por limonita impura, com alta porcentagem de material detrítico e plantas remanescentes. Estes depósitos diferem dos depósitos de lago (*Lake Ores*) pela quantidade substancial de carbonato e fosfato no seu minério.

Em relação à origem, Beukes & Gutzmer (2004) colocam como fatores principais para a gênese das formações ferríferas, independentemente da idade e do tipo, os seguintes processos: (i) alteração hidrotermal da crosta oceânica, que segundo os autores representa a principal fonte de ferro em oceanos profundos e ambientes anóxicos; (ii) precipitação do ferro em resposta a processos de misturas de massas d'água de fundo marinho profundo, anóxicas e ricas em ferro, com massas d'água oxigenadas de plataformas marinhas rasas; (iii) precipitação de sílica na forma de *chert* em ambientes marinhos rasos, processos muito comum em oceanos pré-cambrianos. Além desses fatores, Hoffmann *et. al.* (2004) sugerem o enriquecimento em ferro a partir de fluidos hidrotermais como um processo capaz de gerar formações ferríferas.

3.2 Precipitação do Ferro

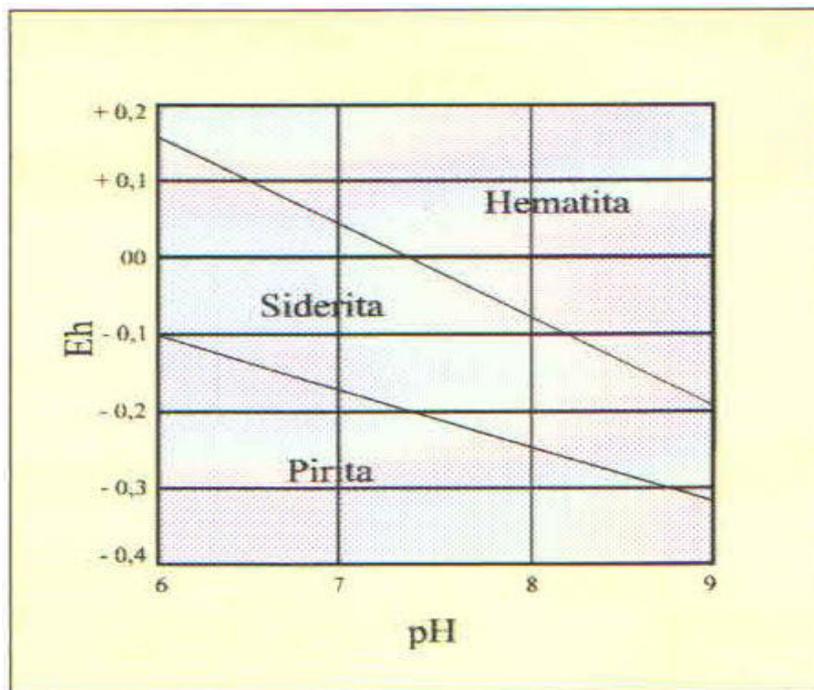
O ferro é o elemento metálico mais abundante nos sedimentos químicos, devido a sua habilidade de existência na natureza em diferentes estados de oxidação, depende principalmente do ambiente de deposição. O ferro pode ser precipitado no estado férrico como um óxido ou hidróxido (hematita ou limonita-goethita) ou como um silicato (glaucionita

ou chamoisita), no estado ferroso como um carbonato (siderita ou ankerita) ou, ainda, como um sulfeto (pirita).

Estes minerais ocorrendo como precipitação química ou mesmo sendo diagenéticos, são produtos de equilíbrio do meio, que representam o ambiente original de deposição. A forma de ocorrência do ferro nas formações ferríferas é o principal indicador do ambiente primário de deposição.

O campo de estabilidade da pirita-siderita-hematita, em termos de pH e Eh, foram delimitados a partir das atividades do Fe^{+3} , Fe^{+2} , $(\text{CO}_3)^{-2}$, $(\text{OH})^{-1}$ e S^{-2} (Krumbein & Garrels 1952, Apud James 1954). Cada mineral apresenta um campo em condições de pH-Eh que melhor favoreça sua deposição dentro de um ambiente restrito (Figura 3.2).

Figura 3.2 – Diagrama Ph-Eh mostrando o campo de estabilidade da pirita (FeS), siderita (FeCO_3) e hematita $\text{Fe}(\text{OH})_3$.



Fonte: Fernandes, N. H. 1997 (Modificado de James, 1954).

3.3 Distribuição das Formações Ferríferas Bandadas no Tempo Geológico

A distribuição global das formações ferríferas por continentes é notavelmente uniforme, existindo uma variação de ocorrência muito pequena de continente para continente em torno de 2%. Os valores reais de ocorrência são variáveis girando em torno de 19 e 21 % na Oceania, Eurásia, América do Norte, América do Sul e África. Desta forma, as vinte e nove ocorrências mais importantes de formações ferríferas bandadas foram agrupadas em quatro categorias principais de acordo com sua ordem de grandeza (volume), são elas: muito

grandes (10^{14} toneladas representando cerca de 87%); grandes (10^{13} toneladas representando cerca de 12 %); médias (entre 10^{11} e 10^{12} toneladas representando cerca de 1 %) e pequenas (entre 10^9 e 10^{10} toneladas representando cerca de 0,004 %) das formações ferríferas do mundo.

A sua distribuição no tempo geológico, coincide com um agrupamento de ocorrência dentro de quatro ciclo principais (Figura 3.3): Mesoarqueano (3.500-3.000 Ma), Neoarqueano (2.900-2.600 Ma), Paleoproterozóico (2.500-1.900 Ma) e Neoproterozóico Início do Fanerozóico (750-450).

Em termo de quantidade de ocorrência, o pico de sedimentação do Paleoproterozóico foi o mais significante. Neste período, a maioria dos grandes depósitos do *Tipo Lago Superior*, e cerca de 90 % de todas as formações ferríferas bandadas conhecidas, foram depositadas.

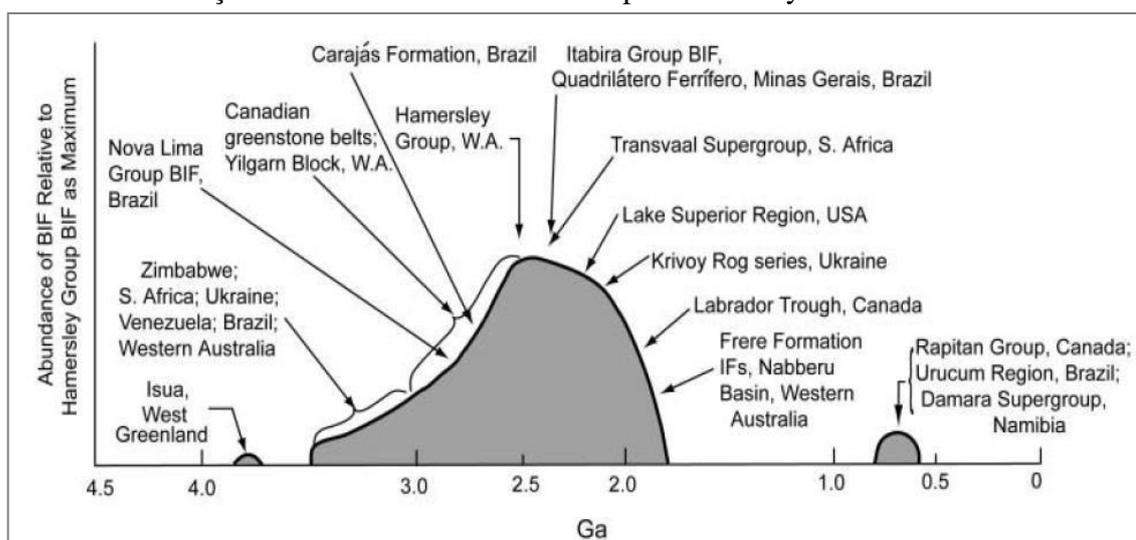
No final do Arqueano verifica-se milhares de ocorrências de pequenos depósitos de formações ferríferas bandadas do *Tipo Algoma*, depositadas em ambientes orogênicos associados com rochas vulcânicas e definindo as ocorrências de *Terrenos Greenstone Belts Aqueanos*). Entre as Formações Ferríferas Arqueanas, destaca-se a mais antiga conhecida é a de *Isua, Greenland* na Groenlândia, que possui uma idade em torno de 3.750 Ma.

Em resumo as formações ferríferas bandadas, o seu registro desaparece por volta de 1,8 Ga, e somente retorna a aparecer entre 0,8 e 0,6 Ga (Klein, 2005). Segundo James (1983), 90 % das formações ferríferas bandadas estão restritas a um período geológico anterior a 1,8 Ga., sendo que a maior parte dos depósitos de ferro formou-se em duas etapas distintas, em 2,8 Ga e entre 2,0 e 2,2 Ga. Gole & Klein (1981) acreditam que a deposição das formações ferríferas bandadas foi contínua e crescente, no intervalo de 3,7 a 1,8 Ga. A falta de registro de formações ferríferas no Mesoproterozóico e no início do Paleoproterozóico são estritamente coincidentes com a pausas inferidas da atividade tectônica global (Silver & Benn 2008, Condie *et. al.* 2009). Novamente as formações ferríferas desaparecem em 1,85 Ga., e reaparecem no final do Neoproterozóico, novamente relacionado a períodos de intensa atividade magmática e também, neste caso, ao evento de glaciação global denominado *Snowball Earth* (Bekker *et al.* 2010). (Figura 3.3).

Ainda de acordo com Beeker *et. al.* (2010) processos tectônicos e presença de megaplumas mantélicas impuseram um grande controle sobre a deposição e preservação de formações ferríferas. Esses autores sugerem que a deposição de grandes depósitos das BIF's está relacionado temporalmente com os maiores eventos de megaplumas mantélicas, eventos esses associados a quebra de megacontinentes.

Os depósitos jovens de ferro da região de *Altai* no oeste da *Sibéria* e leste do *Kazaquistão* (U.R.S.S), e reportado como prováveis formação ferrífera bandadas, possuem idades relacionadas ao do início do Devoniano Médio, cerca de 380 Ma (Kelugin 1973, Apud James 1983).

Figura 3.3 – Digrama esquemático mostrando a abundância relativa das formações ferríferas bandadas pré-cambrianas no tempo. Os valores estimados da abundância são comparados com o volume de formações ferríferas bandadas do Grupo Hamersley.



Fonte: Fernandes, N. H. 1997 (Klein & Beukes, 1992).

3.4 Classificação das Formações Ferríferas Bandadas

Formações ferríferas bandadas podem ser classificadas com base em composição mineralógica (James, 1954; James, 1966), ambiente tectônico (Gross, 1965) e ambiente deposicional (Kimberley, 1978; Simonson, 1985; Dasgupta *et al.*, 1999; Clout & Simonson, 2005). A variedade de sistema de classificação existentes reflete a limitada compreensão a respeito da origem das formações ferríferas.

As dificuldades de estabelecimento de uma nomenclatura e de uma classificação ideal para as formações ferríferas bandadas, foram causadas pela grande variação local de nomes, bem como, por dois esquemas principais de classificação e nomenclaturas introduzidos na América do Norte, a classificação de *fácies* (*óxido, carbonato, silicato e sulfeto*) de James (1954) e Fripp (1976) de e os *Tipos* de formações ferríferas bandadas (*Algoma, Lago Superior, Clinton e Menette*) de Gross (1965).

Após 1973, outras classificações de formações ferríferas bandadas foram reportadas na literatura mundial. Entre elas destacam-se as de Gross (1980, 1983, e 1993), Dimroth (1975), Beukes (1973, e 1980) e Trendall (1983).

James (1954) separou as formações ferríferas em fácies óxido, silicato e carbonato. Na concepção daquele autor as diferentes composições mineralógicas corresponderiam geneticamente a diferentes profundidades de sedimentação. O fácies sulfeto foi introduzido por Fripp (1976) com base na presença de pirita e/ou pirrotita consideradas pelo autor como singenéticas. Mais tarde Phillips *et al.* (1984) e Groves *et al.* (1984) sugeriram que os sulfetos em formações ferríferas teriam origem epigenética a partir de remobilizações de sulfetos primários.

Gross (1980) exclui as formações ferríferas tipo *Clinton e Minette* por achar que elas representam características distintas da do Tipo *Algoma e Lago Superior*, engloba-as dentro da nomenclatura dos *Ironstones Fanerozóicos*. Posteriormente, Gross (1983 e 1993) reconhece outro tipo de formação ferrífera bandada (*Tipo Rapitan*) acrescentando-a aos *Tipos Algoma e Lago Superior*.

Dimroth (1975) propôs uma classificação para as formações ferríferas bandadas análogas a classificação textural das rochas carbonáticas de Folk (1962). Na África do Sul, Beukes (1973) proporcionou uma classificação para as formações ferríferas bandadas e rochas sedimentares equivalentes baseados no sistema: *minerais de ferro-chert-calcário-rochas clásticas*. Posteriormente Beukes (1980) estendeu a nomenclatura proposta por Dimroth (1975) para representar tipos texturais bandados, granulares e intermediários presentes nas formações do Supergrupo Transvaal na África do Sul. Trendall (1983) propôs uma nomenclatura baseada na regularidade do bandamento das formações ferríferas bandadas do *Hamersley Group*. Trendall (*op.cit*) apresentou uma hierarquia de três escala de bandamentos, denominados de *macrobandandas, mesobandas e microbandas* de acordo com as espessuras das camadas.

Quando as estruturas sedimentares deposicionais não foram obliteradas por eventos metamórficos, as formações ferríferas podem ser subdivididas em formações ferríferas bandadas (BIF's - *Banded Iron Formations*) e formações ferríferas granulares GIF's - *Granular Iron Formations* (Clout & Simonson, 2005). As GIF's são formadas por sedimentos químicos geralmente bem selecionados, com texturas detríticas preservadas, e geralmente apresentam arcabouço constituído por clastos, matriz granular fina e cimento autigênico intersticial. Os BIF's por sua vez representam rochas finamente laminadas com alternância, geralmente rítmicas, entre minerais silicáticos, quartzo e/ou *chert* e óxido de ferro.

Além de todas essas variedades de tipos e classificações de formações ferríferas Hoffmann *et al.* (2004) propõem a denominação "*Tectonic Ironstone Formation*", para formações ferríferas originadas por silicificação e enriquecimento de rochas sedimentares e

vulcânicas a partir de fluidos hidrotermais ricos em ferro e enxofre, e da remobilização de fluidos em zonas de cisalhamento, apresentando como modelo para esse tipo de formação ferrífera rochas ricas em ferro e sílica do *Grenstone Belt* de Belingwe em Zimbábue.

Nessa Dissertação será enfatizado as classificações: (a) conforme os fácies de James (1954) e Fripp (1976); (b) os tipos de Gross (1965; 1980; 1983 e 1993); e (c) Hoffmann *et al.* (2004).

3.4.1 Classificação de Fácies das Formações Ferríferas Bandadas

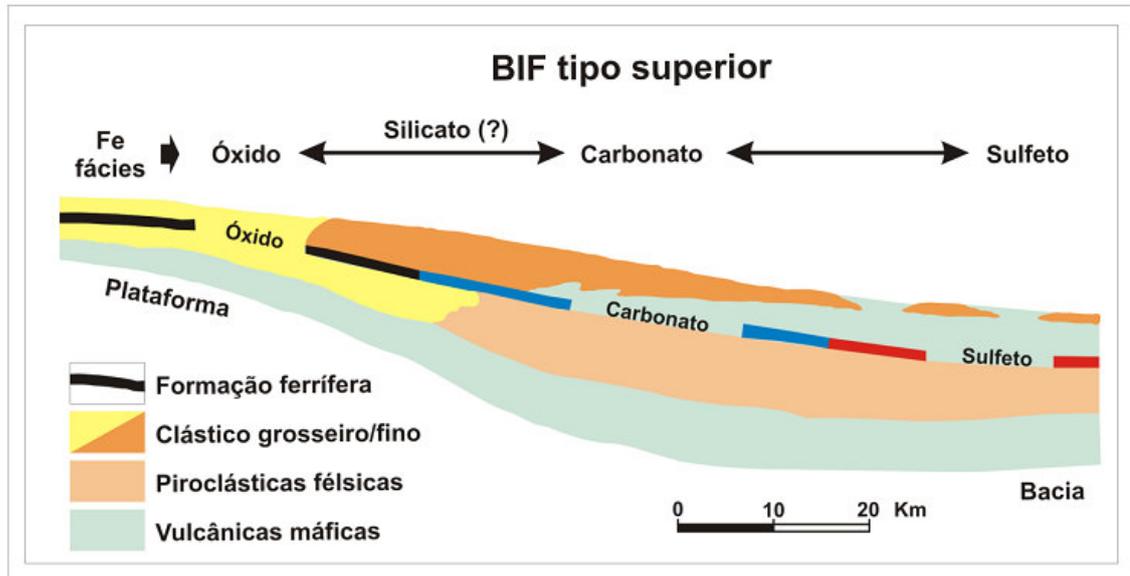
James (1954) definiu quatro fácies principais para grande parte das formações ferríferas na região do Lago Superior (E.U.A): óxido, carbonato, sulfeto e silicato. As fácies óxido (hematita), carbonato e sulfetos estão teoricamente bem definidas uma com a outra, embasada pelos estudos de campo (Figura 3.4).

Nas porções de águas rasas, com circulação de oxigênio e formações de ondas, o ferro é precipitado no estado férrico como hematita (fácies óxido). Nas áreas profundas estagnadas, o oxigênio não é suficiente para remover totalmente a matéria orgânica, formando-se H_2S pela ação bacteriana, e o ferro é precipitado como pirita (fácies sulfeto). A zona intermediária, entre a zona anóxica e as águas raras bem oxigenadas, são caracterizadas pelas condições redutoras ou por alternâncias entre oxidação e redução, nesse caso, o oxigênio é suficientemente alto para remover a matéria orgânica e não formar H_2S em quantidade suficientes, de modo que o ferro é precipitado no estado ferroso como siderita ou ankerita (fácies carbonato), ou no estado férrico-ferroso como magnetita (fácies óxido).

A fácies silicato não ocupa uma posição fixa em torno de Eh no controle do ambiente principal. Os silicatos de ferro, aparentemente de origem primária, está presente como material intersticial ou como discretas camadas compostas predominantemente por óxidos, carbonatos e sulfetos. Esta associação sugere que o ambiente favorável a sua deposição em termos de Eh, seria uma zona limítrofe entre os campos da oxidação e redução.

Outros fatores, como a adição de material clástico, provavelmente estão envolvidos na formação de rochas silicáticas. Diversos tipos podem ser reconhecidos, mas a probabilidade de rochas silicáticas de origem primária metamorfizadas e outras desenvolvidas por metamorfismo de formação ferríferas carbonáticas, são sérios obstáculos para a reconstrução das características originais da rocha e do ambiente deposicional. As formações ferríferas com magnetita na região do Lago Superior (Canadá e E.U.A.) são interpretadas como sendo de origem primária, caracterizadas como uma variedade da fácies óxido (James 1954).

Figura 3.4 – Diagrama esquemático mostrando o ambiente de deposição das fácies (óxido, carbonato e sulfetos) das formações ferríferas bandadas.



Fonte: Modificado de Goodwin (1973).

3.4.1.1 Principais Fácies das Formações Ferríferas, Segundo James, 1954

3.4.1.1.1 Fácies Sulfeto

Esta fácies na região do Lago Superior (James, 1954) é representada por uma ardósia carbonática piritosa derivada de lamelas de coloração escura (negra) rica em ferro. É finamente bandada com bastante grafite e pirita (40% da composição total da rocha) com raras camadas de *chert*. Possui acamamento planar físsil e rara clivagem ardosiana, sendo de fácil intemperização.

Dentro do pacote, a quantidade de pirita varia de camada a camada de poucos até cerca de 75%. A rocha possui granulação fina, mineralogicamente constituída de grafita de pirita (em forma de cubos e octaedros bem definidos), tornado-se macroscopicamente visíveis nas porções de grau metamórfico mais elevado. Em certas condições metamórficas a pirita pode ser reduzida para pirrotita com a diminuição ou perda de enxofre. A fácies sulfeto gradua lateralmente para o carbonato com o aumento da quantidade de oxigênio. O aumento do oxigênio remove a matéria orgânica e o ferro precipita-se como um carbonato (siderita ou ankerita).

As análises mineralógicas das rochas representativas desta fácies mostram uma quantidade de pirita de 38,7%, carbono geralmente na forma de grafita com 7,28% e o carbono na forma de matéria orgânica com 0,32%. O seu ambiente deposicional é caracterizado por baixas ventilações na base, com oxigênio não sendo suficientemente

abundante para destruir a matéria orgânica localizada abaixo das zonas mais aeradas. O ferro em solução na água do mar, desta maneira, é precipitado como sulfeto (pirita) pelo H_2S gerado pela ação bacteriana. Em parte o enxofre é derivado de proteínas orgânicas, mas a principal contribuição é certamente derivado da redução bacteriana dos sulfatos na água do mar. Esta fácies é caracterizada e diferenciada das demais pelo seu alto teor de carbono livre, seja na forma de grafita ou de matéria orgânica. O alto teor de pirita nestes litotipos é resultado de duas condições principais: (1) abundância de H_2S no fundo do mar e; (2) excepcional teor de ferro na água do mar.

3.4.1.1.2 Fácies Carbonato

É a principal fácies ao longo das camadas de ferro na região do Lago Superior (James, 1954). Na Região do Lago Superior todas as fácies nas formações ferríferas possuem carbonatos de ferro, subordinados com magnetita, hematita ou silicatos de ferro. Esta fácies, em sua forma pura, é constituída por alternância de camadas de *chert* e carbonatos em iguais proporções. Os carbonatos são finamente granulados de coloração cinza-escuro (provavelmente associado com material grafitoso disseminado e piritoso) até porções mais claras (parecendo ter sido depositados em condições mais oxidantes). Os *cherts* são escuros, podendo apresentar colorações mais esbranquiçadas.

A rocha *chert-carbonato* é finamente bandada, com camadas entre 0,25 e 1,0 cm de espessura, com média de 1,0 cm. É comum a presença de juntas estilolíticas de pequena amplitude perpendiculares ao acamamento e de estruturas de colapso. Material clástico nesta fácies é muito raro, exceto nas camadas de composição mais silicática. A falta de estruturas *oolíticas* ou granulares de carbonato atesta para esta fácies, uma deposição por acumulação de uma lama carbonática muito fina abaixo do nível de ação das ondas. O material carbonático final é uma mistura molecular de quatro componentes principais $FeCO_3$, $MgCO_3$, $MnCO_3$, e $CaCO_3$, com $FeCO_3$ normalmente abrangendo 70% ou mais volume total da rocha.

O ambiente de deposição possui altas condições redutoras onde o oxigênio removeu toda a matéria orgânica, mas não foi suficientemente abundante para causar oxidação dos componentes ferrosos. Precipitação de carbonato de cálcio, por outro lado, não é afetado pelo potencial de redução de ambiente, e este material pode acumular-se dentro da zona de ação das ondas com boa aeração. Esta fácies pode gradar lateralmente para as fácies óxido ou sulfeto.

3.4.1.1.3 Fácies Óxido

A fácies óxido não foi considerada como uma litologia primária importante na Região do Lago Superior. Encontra-se subdividida nas subfácies hematita-bandada e magnetita-bandada (James, 1954).

A subfácies hematita-bandada consiste principalmente ou inteiramente de chert e hematita intercamadada. As rochas possuem estrutura *oolítica* indeformadas, com formas esféricas e elipsoidais e tamanhos médios de 0,5 mm de diâmetro. Estes *oolitos* consistem principalmente de sílica (núcleo), envolvida por películas de hematita (bordas). Observa-se uma gradação nos *oolitos*, com a borda de hematita e núcleo de sílica, até grânulos compostos completamente por hematita. Os *oolitos* são acreditados como sendo originados pelo rolamento do material depositado quimicamente em zonas de ações de ondas. Estas subfácies contém silicatos de ferro, magnetita e carbonatos subordinamente dispersos por toda a rocha, e conseqüentemente *oolíticos* de hematita e greenalita misturados.

A hematita foi depositada como óxido férrico hidratado em um ambiente de águas rasas bem aeradas. Quando ocorrentes nesta fácies, as specularitas são geradas por metamorfismos de grau baixo a partir das hematitas. O ferro se apresenta com 35% no estado férrico e 1,26% no estado ferroso. Mineralogicamente, a magnetita está presente em parte como intercrescimento com a hematita e com discretos grãos (intersticiais) nas calcitas e camadas ricas em silicatos. Quantidades pequenas (< 1 %) de clorita estão presentes nesta fácies. A composição modal desta fácies na região do Lago Superior possui cerca de: (47 %) de hematita, (40 %) de quartzo ou chert, (0,5 %) de dolomita, (0,5 %) de magnetita e, (0,3 %) de fosfato, caulinita e clorita. Esta fácies grada lateralmente e/ou está intercamadada com carbonatos calcíticos ou dolomíticos.

A subfácies magnetita bandada é o principal litotipo ocorrente na região do Lago Superior. Esta rocha consiste de camadas de magnetita alternando-se com camadas com proporções variadas de silicatos de ferro, carbonatos e *chert*. Os *oolitos* hematíticos são parcialmente a completamente substituídos por grãos grossos de magnetita, carbonato e minnesotaíta. Esta relação é interpretada como sendo produto da diagênese das hematitas primárias que instáveis tornaram-se, nas porções soterradas ou mais profundas do ambiente alterando-se para componentes mais ferrosos.

A abundância de magnetita nas rochas não-metamorfisadas e a presença de silicatos de ferro de baixo grau metamórfico (greenalita e minnesotaíta), são critérios utilizados que podem servir para separar rochas com magnetita primária de rochas com magnetitas de origem metamórfica. O ambiente de deposição desta fácies é medianamente oxidante a

medianamente redutora, evidenciado pela associação mineral de hematita-carbonato-magnetita. Neste caso a magnetita foi formada pelo assentamento de óxido férrico precipitado em camadas de zonas de águas bem oxigenadas, as quais o potencial de oxidação foi suficientemente baixo para permitir a existência de hematita estável. A abundância de magnetita e de carbonato nestas rochas, sugerem uma atividade diagenética muito forte pós-deposição.

3.4.1.1.4 Fácies Silicato

A fácies silicato compreende dois tipos principais de rochas, o tipo granular e o tipo não-granular. Ambas invariavelmente contém quantidades abundantes de magnetita e carbonatos intercalados com os silicatos de ferro desta fácies como greenalita, minnesotaíta, estilpnomelana e clorita, onde somente a grinalita aparece como sendo definitivamente de origem primária (James, 1954).

O baixo teor de alumina (Al_2O_3) e de potássio (K_2O) indicam que nem a glauconita nem a chamosita, minerais típicos de *Ironstones Fanerozóicos*, são constituintes importantes nesta fácies. Em algumas ocasiões, os silicatos comumente possuem formas arredondadas a grãos irregulares diferenciados dos oólitos hematíticos. Silicatos de ferro, aparentemente de origem primária ou derivado de um silicato preexistente, são encontrados associados com minerais contrastantes como pritia e hematita, evidenciando serem fases estáveis sobre um campo muito grande em termos de Eh. Entretanto, as condições mais favoráveis para a precipitação de silicatos, deduzidos a partir das associações dos minerais, é um ambiente com condições medianamente oxidantes até medianamente redutoras.

As principais características das fácies das formações ferríferas bandadas estão sumarizadas na Tabela 3.1, verificando-se as proporções mineralógicas, tipos de fases minerais principais e subordinadas, características texturais e ambiente original de deposição.

Tabela 3.1 – Principais características das fácies nas formações ferríferas bandadas.

	SULFETO	CARBONATO	SILICATO NÃO GRANULAR	SILICATO GRANULAR	ÓXIDO MAGNETITA BANDADA	ÓXIDO HEMATITA BANDADA
Litologia	Ardósia Carbonática Pirítica Escura Finamente Bandada ou Laminada. <i>Chert</i> Raro	Rocha Finamente Bandada ou Laminada Consistindo por Alternâncias de Camadas de Carbonato e <i>Chert</i>	Rocha Verde-Escuro a Verde-Claro e Laminada	Rocha Verde-Escura Maciça com Bandamento Marcado por Camadas de <i>Chert</i> e Magnetita	Rocha Escura Finamente Bandada ou com Bandas Irregulares. Rocha com Camadas de Magnetita, <i>Chert</i> Escuro, Silicatos Verdes ou Silicatos + Carbonatos	Rocha Finamente Acamadada ou Bandas Irregulares. Rocha com Camadas de Hematita Cristalina e <i>Chert</i> Cinza ou Jaspe Avermelhado
Principal Mineral de Ferro	Pirita	Carbonatos Ricos em Ferro	Silicatos de Ferro (Minnesotaíta) (Estilpnomelana) (Clorita)	Silicatos de Ferro (Grinalita) (Minnesotaíta) (Estilpnomelana)	Magnetita	Hematita Cristalina
Minerais Secundários de Ferro	Carbonato (Grinalita)	Pirita, Estilpnomelana, Minnesotaíta, Magnetita, (Hematita)	Carbonato Magnetita	Magnetita Carbonato Hematita	Grinalita Minnesotaíta Estilpnomelana Carbonato Hematita e (Pirita)	Magnetita (Carbonato)
Teor de Ferro Metálico	15-25%	20-35%	20-30%	20-30%	20-35%	30-40%
Características Distintivas	Grafite	Estilólitos	Estrutura Laminada	Grânulos	Fortemente Magnetítica	Comumente <i>Oolítica</i>
Ambiente de Origem	Fortemente Redutor e Anaeróbico	Redutor	Variável, Tipicamente Medianamente Redutor	Mediamente Oxidante até Mediamente Redutor	Mediamente Oxidante até Mediamente Redutor	Fortemente Oxidante

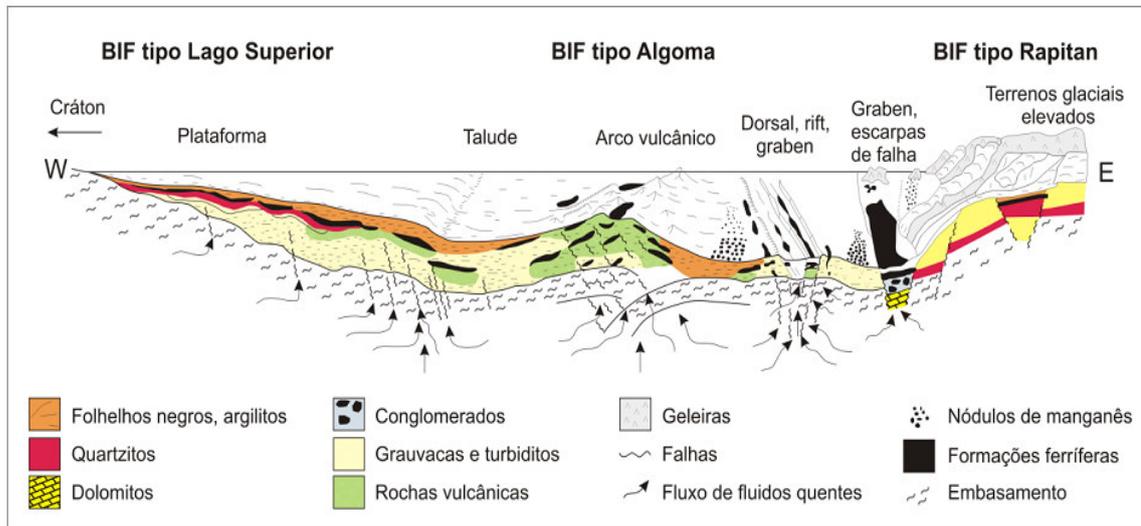
Fonte: Fernandes, N. H. 1997 (Modificada de James, 1954).

3.4.2 Tipos de Formações Ferríferas Bandadas

Gross (1965; 1980; 1983 e 1993), com base nas formações ferríferas pré-cambrianas do Canadá, classificou essas formações no *Tipo Algoma, Superior e Rapitan* (Figura 3.5).

A maioria das formações ferríferas do *Tipo Algoma* são encontrada nas bacias eugeosinclinais arqueanas, enquanto que as do *Tipo Lago Superior* são encontradas mais comumente em margens de plataformas continentais estáveis em ambientes miogeosinclinais de bacias cratônicas e intercratônicas. As formações ferríferas do *Tipo Rapitan* são encontradas em bacias de margens continentais formadas por grábens ou escarpas de falhas Gross (1993).

Figura 3.5 – Ambientes tectônicos para a deposição dos principais tipos de formações ferríferas bandadas.



Fonte: Modificado de Gross, 1993.

3.4.2.1 Formação Ferrífera Tipo Algoma

As formações ferríferas *Tipo Algoma* (Gross 1965; 1980; 1983; 1993 e 1996) foram formadas em/ou próximos a centros vulcânicos, nos estágios de desenvolvimento de um cinturão de rochas vulcânicas, iniciando com sua deposição nos limites de centros efusivos, exalativos e hidrotermais, estendendo-se para dentro das bacias e depressões locais no meio de fluxos e lavas e complexos sedimentares de deltas. As formações ferríferas do *Tipo Algoma* geralmente estão associadas intimamente com folhelhos, grauvacas, camadas sedimentares turbidíticas rochas vulcânicas e sedimentos metalíferos, depósitos do tipo VMS (Gross 1996), nas bacias eugeosinclinais arqueanas (Figura 3.5).

Segundo Gross (1996), apresentam "*bandamento e/ou laminação identificado pela alternância de camadas de jaspe (chert impregnado com hematita microcristalina) ou quartzo, e camadas ricas em minerais de ferro, como magnetita, hematita, pirita, pirrotita, carbonatos e silicatos de Fe*".

A fácies carbonato, silicato e óxido são comuns neste tipo de formação ferrífera, embora haja uma predominância de ocorrência da fácies óxido, interdigitando-se com sedimentos grauváquicos e turbidíticos. Estes sedimentos foram depositados em distâncias consideráveis dos centros vulcânicos e das fontes de efusões hidrotermais que forneceu o ferro, a sílica, manganês e outros elementos presentes nestas rochas (Gross 1970; 1973; Goodwin 1973; Alexandrov 1973, Apud gross 1980). A fácies sulfeto geralmente com sulfetos polimetálicos de cobre, zinco, chumbo, níquel, prata, ouro, ferro e manganês, é

restrita praticamente a este tipo de formação ferrífera ocorrendo próximos de centro vulcânicos.

3.4.2.2 Formação Ferrífera Tipo Lago Superior

As formações ferríferas do *Tipo Lago Superior*, largamente distribuídas nas rochas proterozóicas, foram depositadas próximo a costa sobre uma plataforma continental em ambiente miogeosinclinal (Figura 3.5) em águas relativamente rasas do tipo rift (Gross 1965; 1980; 1983; 1993 e 1996). Estão associadas a sedimentos com boa maturidade e sedimentos químicos, como quartzo arenito, dolomito, folhelho negro e argilito. Eventualmente as do tipo Lago Superior podem ocorrer interdigitadas com estratos tufáceos e rochas vulcânicas.

Para Gross (1996) as BIF's do Tipo Lago Superior representam "*sedimentos químicos tipicamente bandados e/olaminados. O bandamento é identificado pela alternância de estratos de óxidos de ferro intercaladas com estratos de quartzo (chert), carbonato ou sulfeto*".

As fácies carbonato, silicato e óxido são muito comuns neste tipo de formação ferrífera, porém a fácies sulfeto é de ocorrência mais restrita, embora na região do *Lago Superior (E.U.A)* ela esteja presente e bem representada. A Tabela 3.2 descreve as principais características das Formações Ferríferas dos tipos *Algoma e Lago Superior*.

Tabela 3.2 – Principais características das FFs dos tipos *Algoma e Lago Superior*.

	Tipo Algoma	Tipo Lago Superior
Idade	Anterior a 2.600 Ma	Anterior a 1.800 Ma
Ambiente	Vulcanogênico, próximo a cadeias meso-oceânicas na zona abissal	Bacias plataformais extensas e intracratônicas restritas
Extensão	Corpos lenticulares de escalas métricas a quilométricas	Corpos extensos e contínuos de escala quilométrica
Localização na sequência sedimentar	Corpos sobrepostos a rochas arqueanas do embasamento (geometria <i>dome and kell</i>)	Em sequências sedimentares transgressivas
Rochas Associadas	Grauvacas, folhelhos, <i>pillow lavas</i> , vulcânicas máficas, andesitos	Rochas sedimentares clásticas químicas
Vulcanismo	Associação temporal e espacial	Sem associação direta
Exemplos	Brasil – Supergrupo Rio das Velhas Austrália – Blocos de Yilgam e Pilbara Índia – Sul de Mysore EUA – Distrito de Vermilion, Minnesota	Brasil – Supergrupo Minas Austrália – Grupo Hammersley Índia – Bihar, Orissa, Goa EUA – Região do Lago Superior

Fonte: Modificado de Trendall, 1983.

3.4.2.3 Formação Ferrífera Tipo Rapitan

A formação ferrífera do *Tipo Rapitan* formou-se sob condições diferentes do que os *Tipos Algoma e Lago Superior* (Gross 1993 e 1996). Está associada a sedimentos glaciais como diamictito, conglomerado, grauvaca, arenito e argilito incluindo *dropstones*. Ocorre principalmente em grábens ou bacias formadas sobre blocos falhados (escarpas de falhas) ao longo das margens continentais (Figura 3.5), em sequências de rochas do Proterozóico superior e Paleozóico inferior, depositadas em bacias do tipo *rift* (Gross 1996).

Os sedimentos metalíferos inicialmente depositados por origem hidrotermal ao longo de falhas em bacias profundas do sistema de Grábens do Mar Vermelho (Bischoff 1969; Weber-Diefenbach 1977, Apud Gross 1983), são consideradas como as primeiras formações ferríferas silicosas, com composição e bandamento diretamente comparáveis com algumas fácies do *Tipo Algoma*.

No Brasil um exemplo clássico do *Tipo Rapitan* é a ocorrência dos depósitos sedimentares neoproterozóicos pertencente ao Grupo Jacadigo. Segundo Freitas, B.T (2010) O conjunto é referido como Maciço do Urucum, assentam-se discordantemente sobre o embasamento rochas siliciclásticas da Formação Urucum com espessuras máximas da ordem de 200 a 300m. A seção continua com depósitos mistos de componentes siliciclásticos e *GIFs* (*granular iron formations*), por aproximadamente 100m, e com mais 300m de domínio de *BIFs* (*banded ironformations*).

3.4.3 Outras Classificações para Formações Ferríferas Bandadas

Dimroth (1975), com base nos trabalhos de Dimroth (1968) e Dimroth & Chauvel (1973), relacionou uma grande similaridade entre as estruturas e texturas sedimentares das formações ferríferas bandadas, dos *Ironstones Fanerozóicos* e das rochas carbonáticas (calcários), demonstrando que os processos mecânicos responsáveis pela deposição para ambos tipos de rochas foram os mesmos (Tabela 3.3.).

Dimroth (*op. cit.*) adaptou a nomenclatura de Folk (1962) das rochas carbonáticas para as descrições texturais e interpretações paleoambientais das formações ferríferas. Deste modo, termos como *micrito*, *oomicrito*, *biomicrito* e *intramicrito* utilizados para as rochas carbonáticas, correspondem a *femicritos*, *biofemicritos* e *intrafemicritos* nas formações ferríferas bandadas.

Os principais tipos e sub-tipos de formações ferríferas bandadas segundo a classificação de Dimroth (1975), baseado na classificação dos calcários de Folk (1962), são listados na (Tabela 3.3).

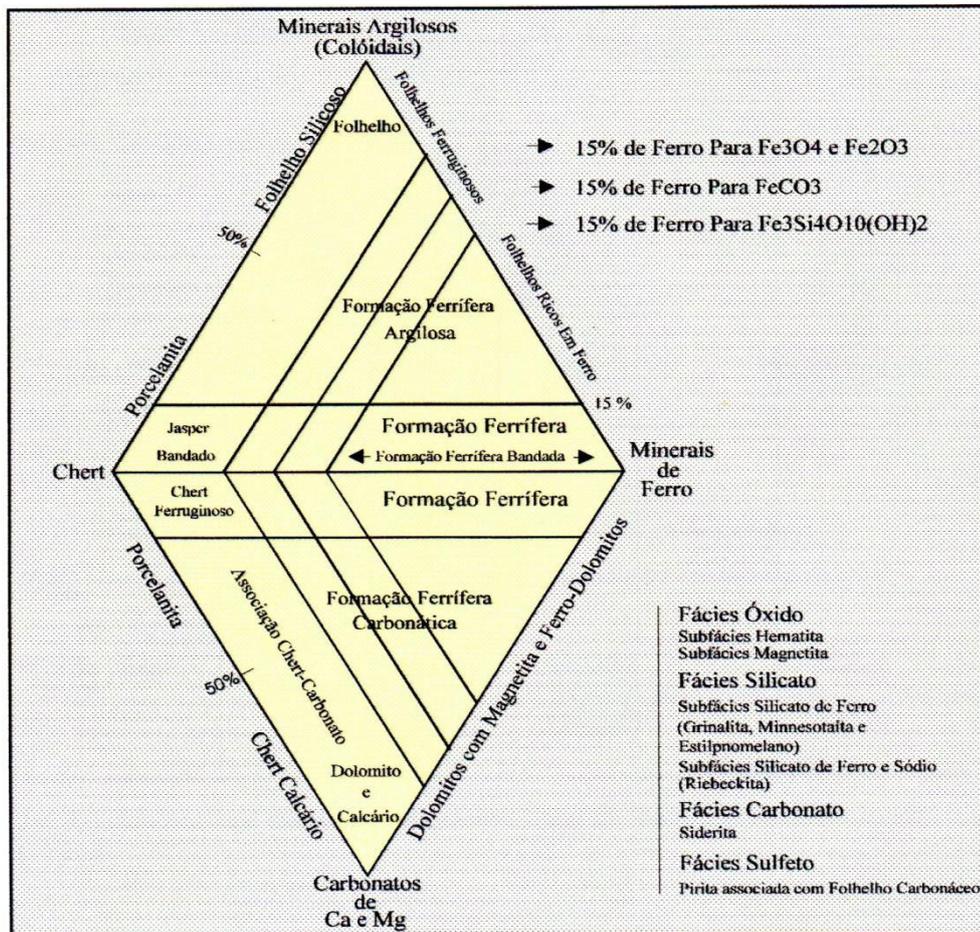
Tabela 3.3 – Classificação das formações ferríferas bandadas baseados na classificação de rochas carbonáticas.

Tipos	Componentes Texturais	Fácies Férrico	Fácies Ferroso	Tipo de Calcário Equivalente
Femicritos	Femicritos	Não Presente	Bandada ou Laminada	Micrito
Matriz de <i>Chert</i>	Matriz de <i>Chert</i> e <i>Pellets</i>	Laminações e <i>Ribbons</i>	Laminações e <i>Ribbons</i>	Micrito
Intrafemicritos <i>Oolíticos</i> e Matriz de <i>Chert</i>	Intraclastos e Matriz de Femicritos	Não Presente	Subdivisão de Acordo com a Mineralogia e Tamanho dos Intraclastos	Intramicro e Intramicrudito
Intraclastos e Matriz de <i>Chert Oolítico</i>	Intraclastos, Oólitos, Pisólitos e Matriz de <i>Chert</i>	Tipos de Oolíticos e Intraclásticos; Subdivisão de Acordo com os Tamanhos dos Intraclastos	Oólitos Ausentes; Subdivisão de Acordo com os Tamanhos dos Intraclastos	Intramicro; Intramicrudito; Oomicrito; Oomicrudito
Intraclastos Cimentados ou <i>Chert Oolítico</i>	Intraclastos, Oólitos, Pisólitos e Cimento de <i>Chert</i>	Tipos Intraclásticos e Oolíticos; Subdivisão de Acordo com os Tamanhos dos Intraclastos	Oólitos Ausentes; Subdivisão de Acordo com os Tamanhos dos Intraclastos	Intraesparitos; Oosparitos; Intraesparruditos; Oosparruditos
<i>Chert</i> Recristalizado	?			Calcários Recristalizados
Camadas de Magnetita e Hematita	Fragmentos Espastolíticos Fortemente Compactados	Em Parte Derivadas de Rochas Intraclásticas e Oolíticas	Largamente Derivadas de Carbonatos Femicritos	Calcários Metassomatizados

Fonte: Fernandes, N.H. 1997 (Modificada de Dimroth, 1975).

Beukes (1973) na tentativa de padronizar a nomenclatura das formações ferríferas e os seus equivalentes sedimentares na África do Sul, criou um modelo de classificação baseado principalmente em um diagrama triangular de dupla face. Os vértices dos triângulos são constituídos por minerais de argila de origem coloidal, minerais de ferro, carbonatos e *chert* (Figura 3.6).

Figura 3.6 – Classificação de formações ferríferas bandadas e rochas sedimentares equivalentes da África do Sul.



Fonte: Fernandes, N. H. 1997. (Modificado de Beukes, 1973).

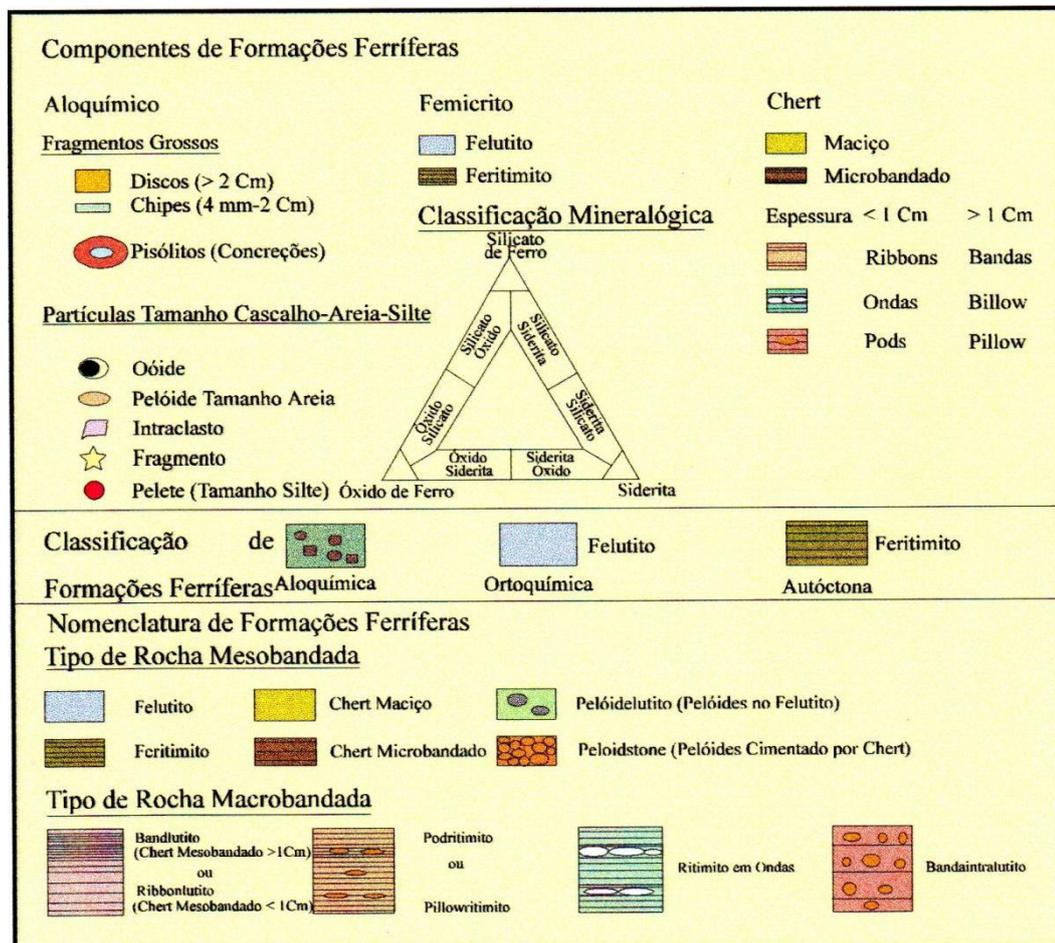
A nomenclatura e classificação de formações ferríferas bandadas de Beukes (1980) foi baseada na classificação de rochas carbonáticas devido a sua grande semelhança quanto ao seu ambiente físico de deposição. De acordo com esta nomenclatura, os componentes das formações ferríferas são os constituintes *aloquímicos*, *femicrito* e *chert* (Figura 3.7). Os componentes aloquímicos são subdivididos em pisólitos, discos (seixos angulares de *chert*) e grãos. Os intraclatos angulares incluem *conchas tricuspartes*, *pelóides*, *pellets* e *oóides*. As formações ferríferas constituídas principalmente de componentes *aloquímicos* são classificadas como formações ferríferas aloquímicas (Figura 3.7).

As mesobandas de femicrito (micrito) são subdivididas dentro de femicritos maciços (i.e. felutito) definindo uma formação ferrífera ortoquímica e femicrito cristalino microbandado (Trendall & Blockley 1970) denominado de ferromicrito, definindo uma formação ferrífera autóctona (Figura 3.7). O *chert* pode constituir microbandas no ferromicrito, partículas disseminadas (cimento e matriz) nos felutitos, e podendo ainda,

representar o cimento dos componentes aloquímicos. Ademais, o *chert* pode apresentar-se na forma de mesobandas (Trendall & Blockley 1970) podendo ser maciço ou microbandado.

Trendall (1983) introduziu uma classificação baseada principalmente na espessura e tipo de bandamento das formações ferríferas bandadas, definindo três escalas de bandamento: macrobandas, mesobandas e microbandas. As *macrobandas* definem alternâncias de camadas, geralmente na ordem entre 0,6 a 15 m de espessura; *mesobandas*, alternância de camadas de alguns milímetros até centímetros de espessura; e *microbandas ou laminações* repetitivas, alternância de camadas de 0,2 a 2 mm de espessura.

Figura 3.7 – Os componentes, classificação e nomenclatura de formações ferríferas bandadas.



Fonte: Fernandes, N. H. 1997. (Modificado de Beukes, 1980).

3.5 Metamorfismo de Formações Ferríferas Bandadas

Em todo mundo encontra-se formações ferríferas com variável grau de metamorfismo, desde os termos diagenéticos até as de alto grau metamórfico. As assembléias minerais característica de cada fácies, relações texturais das fases minerais coexistentes bem como a

granulometria da rocha, são fatores importantes para o conhecimento do grau metamórfico de cada formação ferrífera bandada.

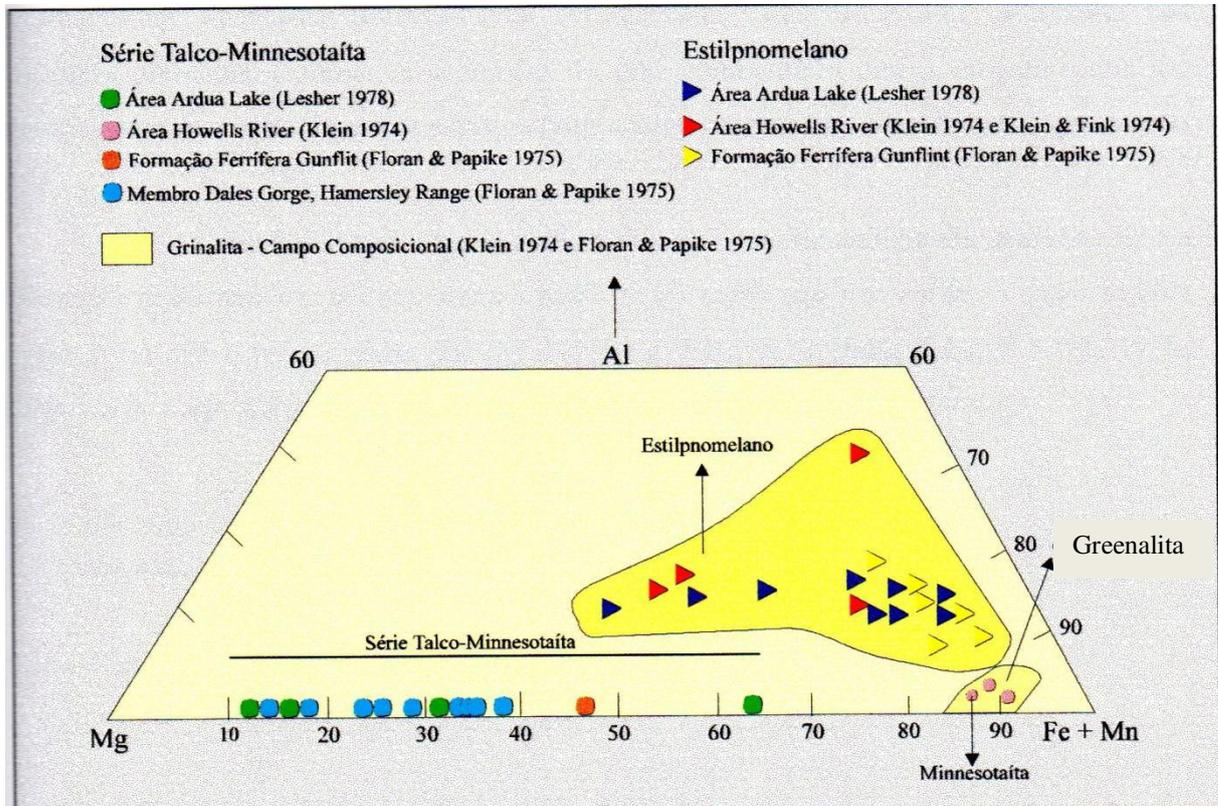
3.5.1 Metamorfismo de Grau Diagênese - Baixo

As principais assembléias minerais das formações ferríferas de grau baixo-diagenético consistem de várias combinações com *chert* (ou quartzo, *chert* como um recristalizado), magnetita, hematita, riebeckita (crocidolita que é uma variedade fibrosa), ferro-biotita (anita) e sulfetos de ferro, principalmente pirita e pirrotita. Quantidades menores de chamoisita, ripidolita (clorita rica em ferro) e talco também são encontrados (Figura 3.8).

As condições de temperatura pelos quais os vários minerais foram formados em assembleias diagenéticas têm sido estimadas por diversos autores (Klein 1983). French (1973) sugere que assembleias com greenalita provavelmente refletem condições diagenéticas tardias com temperatura de 100 a 200° C e pressões de 1 a 2 Kbars. A minnesotaíta, é sugerida como tendo sido formada em temperaturas mais altas entre 200 e 350° C e pressões entre 2 e 5 Kbars.

Kretschman & Scott (1976) com base no geotermômetro da arsenopirita e assembleias metamórficas associadas a metabasitos, concluíram que a temperatura do pico metamórfico para a minnesotaíta está compreendida entre 300 a 350° C em baixas pressões. Os dados acima sugerem que a minnesotaíta pode ter começado a se formar em temperaturas abaixo de 100° C, sendo estável em sua forma pura até cerca de 300 a 350° C, confirmados pelos dados termodinâmicos de Miyano & Klein (1983).

Figura 3.8 – Composição química da série-minnesotaíta ($(\text{Fe},\text{Mg})_3\text{Si}_4\text{O}_{10}(\text{OH})_2$); grinalita $\text{Fe}_6\text{Si}_4\text{O}_{10}(\text{OH})_8$; e estilpnomelano $\text{K}_{0,6}(\text{Mg},\text{Fe}^{+2},\text{Fe}^{+3})_6\text{Si}_8\text{Al}(\text{O},\text{OH})_{27}\cdot 2\text{-}4\text{H}_2\text{O}$ nas formações ferríferas de grau metamórfico baixo-digenético.



Fonte: Fernandes, N. H. 1997. (Modificado de Klein, 1983).

3.5.2 Metamorfismo de Grau Médio

Muitas assembléias de formações ferríferas de grau metamórfico médio, são caracterizadas pelo desenvolvimento comum dos anfibólios, principalmente pelos membros da série cummingtonita-grüneria (Negaunee, região do Lago Superior; Sokoman, Labrador Trough, Supergrupo Transvaal, Área Penge próximo ao Complexo de Bushveld). A estilpnomelano e a minnesotaíta também estão representada nestas fácies, porque são fases estáveis dentro da zona da biotita e granada (Klein 1978, 1983). Alguns piroxênios podem esporadicamente estar presentes, mas a sua abundância é geralmente menor quando comparados aos anfibólios.

As assembléias características são quartzo, magnetita, hematita, membros da série cummingtonita-grunerita (e a variedade fibrosa amosita), anfibólios cálcicos (actinolita e hornblenda), hedembergita, eulita, ferrosilita, egerinaugita, faialita (rara) e granada (somente encontradas em formações ferríferas com consideráveis teores de Al_2O_3). A maioria dos carbonatos presentes, resistem as condições do grau metamórfico médio, embora todos são

geotermômetro biotita-granada ficou entre 550 e 615° C e pressão entre 2 e 3 Kbars (*Formação Ferrífera Negaunee*).

3.5.3 *Metamorfismo de Grau Alto*

O alto grau metamórfico nas formações ferríferas são caracterizados por assembléias minerais anidras, com predominância variada de clino e orto-piroxênios. Faialita, carbonato, granada, anfibólios, quartzo, magnetita e/ou hematita, são os principais constituintes da fácies óxido. As fases minerais são relacionadas com isógrada da sillimanita da fácies anfibolito superior ou granulítica das rochas pelíticas (Klein 1983).

O pico metamórfico nas formações ferríferas *Biwabik e Gunflint* é reportado como sendo de metamorfismo de contato (Klein 1983). Os membros da série dolomita-ankerita são abundantes neste grau metamórfico, porém a siderita apresenta-se como vestígios devido a sua instabilidade, envolvidas na produção de silicatos metamórficos.

3.6 Caracterização Geoquímica das Formações Ferríferas

Muitos autores sugerem homogeneidade composicional entre as Formações Ferríferas (FFs) de diferentes regiões do mundo. Segundo Davy (1983) é preciso levar em consideração as dificuldades que envolvem a amostragem dessas rochas, que apresentam heterogeneidades em escalas micro e mesoscópica. Vários fatores devem ser levados em consideração durante a comparação entre FFs de diferentes regiões, como por exemplo grau de oxidação, metamorfismo, provável ambiente deposicional, intemperismo e principalmente se a análise química foi realizada em uma banda individual da Formação Ferrífera (FF) ou se representa a mistura de várias.

Do ponto de vista composicional as FFs são caracterizadas por apresentarem elevados teores de Fe como Fe₂O₃ e/ou FeO (20 a 40 %) e SiO₂ (34 e 56 %), e teores menores de CaO, MgO, MnO, Al₂O₃, Na₂O, K₂O e P₂O₅ (Klein 2005). No geral teores elevados de CaO, MgO e MnO refletem a presença da carbonato (*e.g.* siderita, ankerita, dolomita e calcita) na FF, já valores elevados de Al₂O₃, Na₂O e K₂O sugerem a existência de silicatos (*e.g.* riebeckita, e stilpnomelano). Na literatura teores elevados de Al₂O₃ são interpretados como resultado de contribuição clástica nas bacias de deposição (*e.g.* Klein, 2005).

De acordo com Davy (1983) o estudo dos elementos traço nas FFs encontra-se em um estágio mais primitivo quando comparado aos outros grupos, por ainda não existirem dados suficientes. De qualquer forma os elementos traço podem registrar uma assinatura geoquímica mais específica sobre as FFs, resultado do maior número de elementos a serem investigados

no seu comportamento geoquímico. Grenne e Slack (2005) estudando camadas de jaspe em ofiolito (*Lokken*) de idade arqueana na Noruega, chegaram à conclusão que razões elevadas de As/Fe e Sb/Fe podem ser associadas a regiões próximas a fumarolas.

O estudo dos Elementos Terras Raras (ETRs) tem se mostrado uma ferramenta importante para interpretação de processos geológicos, principalmente aqueles que envolvem variação no estado de oxi-redução. Todos os ETRs apresentam estado de valência 3+ com exceção do Eu e Ce que também podem apresentar o estado 2+ e 4+ respectivamente. Portanto a partir do comportamento geoquímico dos ETRs é possível inferir condições de oxi-redução para a precipitação das FFs.

No geral as FFs Pré-Cambrianas apresentam conteúdo total de ETRs (somatório) baixo. De acordo com os dados de Fryer (1983), em relação ao condrito médio as FFs arqueanas apresentam enriquecimento geral do ETRs de aproximadamente 3 vezes, e as proterozóicas variando entre 5 e 50 vezes, para ambas idades os ETRs são enriquecidos em relação aos pesados. As FFs arqueanas são caracterizadas por uma anomalia positiva de Eu, já para as FFs proterozóicas a anomalia de Eu tende a desaparecer, e anomalias positivas e negativas de Ce são características (*e.g.* Fryer 1983).

Nos ambientes marinhos modernos os ETRs apresentam baixa solubilidade e mobilidade, conseqüentemente a composição da água do mar reflete o aporte dos elementos nos oceanos, resultando em concentrações heterogêneas (Fryer 1983).

Piper (1974) sintetiza as principais características, da distribuição do ETRs no ciclo sedimentar moderno:

- (1) A concentração de ETRs nos oceanos é extremamente baixa, medida geralmente em parte por trilhão ($1 \times 10^{-12} \text{g/g}$);
- (2) Nos oceanos modernos o elemento Ce é oxidado para o estado de valência 4+, tornando-se insolúvel e rapidamente incorporado aos sedimentos de fundo oceânico, principalmente em nódulos de manganês;
- (3) O elemento Eu ocorre normalmente em seu maior estado de oxidação (3+) e, aparentemente, não sofre mudanças no seu estado de valência, durante o intemperismo e sedimentação;
- (4) Os minerais autigênicos são bons indicadores do comportamento geoquímico da água responsável pela sedimentação, principalmente em relação à concentração dos elementos Ce e Eu;
- (5) Os Elementos Terras Raras Pesados (ETRPs) formam complexos que permanecem livres na água do mar, os Elementos Terras Raras Leves (ETRLs), por outro lado, entram na

composição (por adsorção) de partículas sólidas e precipitam junto com os sedimentos marinhos.

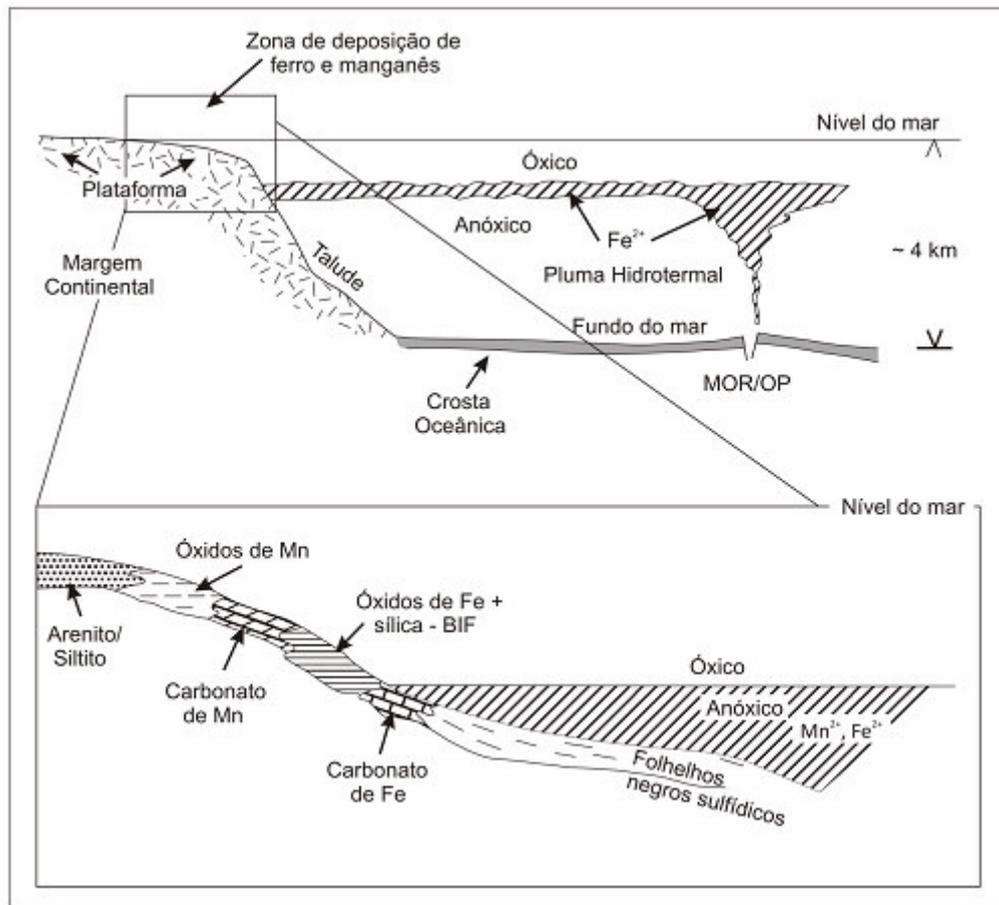
Atualmente, os sedimentos químicos que estão sendo depositados nas proximidades das cadeias meso-oceânicas (*e.g.* depósitos de Fe-Mn) refletem o empobrecimento relativo dos elementos Eu e Ce. De acordo com Fryer (1983), os sedimentos químicos são os melhores para se traçar mudanças no comportamento dos ETRs ao longo do tempo, particularmente as FFs, devido a sua larga distribuição espacial e temporal.

3.7 Modelos Depositionais de Formações Ferríferas Bandadas

A origem das formações ferríferas exige que grandes quantidades desse metal estejam em solução como espécie reduzida (Fe^{2+}), que é então oxidado (Fe^{3+}) e precipitado como óxidos e carbonatos de ferro. Três questões são controversas quanto a gênese das formações ferríferas bandadas: a origem dos metais, a quantidade de oxigênio na atmosfera necessária para induzir a oxidação do Fe; e a vasta extensão e extrema regularidade das bandas dessas formações, especialmente as do tipo Superior (Pirajno, 2009).

Para a fonte dos metais, duas possibilidades são consideradas: a primeira é que o Fe seria derivado da lixiviação de litologias ricas em ferro (*e.g.* basaltos continentais); na segunda o Fe é introduzido por descargas hidrotermais subaquosas, em lagos ou bacias oceânicas. Em ambas as teorias há a necessidade de um sistema de densidade estratificado, em que correntes de ressurgência trazem o ferro reduzido de águas anóxicas mais profundas para um ambiente oxigenado em águas mais rasas, como em uma plataforma continental, onde o Fe^{2+} é oxidado e precipitado como óxidos e carbonatos. O consenso atual é que o ferro foi introduzido no oceano a partir de fontes hidrotermais, seguido pela deposição de formações ferríferas na plataforma continental e talude superior, em uma coluna de água estratificada óxido-anóxico (Figura 3.9).

Figura 3.9 – Modelo esquemático mostrando a deposição de formações ferríferas. Uma pluma hidrotermal ascende, a partir de uma dorsal meso-oceânica (MOR) ou de efluentes relacionados à plataforma oceânica (PO), na qual o Fe^{2+} é transportado em solução até que atinja um nível de oxigenação na plataforma continental, onde é depositado como Fe^{3+} em profundidades menores que 1 km; a origem dos bandamentos de Fe e sílica permanece desconhecida, mas pode refletir diferenças na disponibilidade de Fe; outros metais presentes na pluma hidrotermal incluem Mn, Cu, Pb e Zn. Desses o Mn é precipitado como óxidos e carbonatos em níveis mais rasos, em resposta aos níveis mais elevados de Eh em condições mais superficiais, em contraste com o Cu, Pb e Zn precipitado em águas profundas, em condições de pH e Eh menores, como folhelhos negros.



Fonte: Pirajno, 2009.

3.8 Sistema Mineralizador de Formações Ferríferas e Modelos Genéticos

Clout & Simonson (2005) subdividem as formações ferríferas bandadas hospedeiras de minério de ferro em três classes: Formações ferríferas primárias (30-45% Fe); Minério de ferro de enriquecimento supergênico, com goethita, martita e hidróxidos de Fe (56-63% Fe); e minérios de alto teor de hematita (60-68% Fe) de origem supergênica ou de alteração hipogênica.

As formações ferríferas tipo Superior constituem os depósitos de ferro mais importantes do mundo. A sua exploração comercial é baseada em seu enriquecimento

posterior a teores de até 68% de ferro, como minério de hematita, goethita e martita (Clout & Simonson 2005). Esse processo de enriquecimento envolvido é controverso, e existem diferentes teorias invocando o enriquecimento supergênico, processos hidrotermais ou fluxo de fluidos basinais aquecidos (Pirajno, 2009).

O modelo supergênico sugere que a hematita e a magnetita da formação original são enriquecidas por processos supergênicos para uma assembléia de hematita e goethita, com subsequente alteração por metamorfismo para minério enriquecido em hematita (Morris, 1998). No modelo hidrotermal de Barley et al. (1999) a interação de fluidos de alta temperatura (acima de 150° e possivelmente superior a 250°) com as formações ferríferas originais resulta em uma assembléia de magnetita-hematita-siderita. O aumento da oxidação em alta temperatura converte magnetita para martita e hematita microtabular, e remove sílica. O modelo hidrotermal sin-orogênico de Powell et al. (1999) propõe a expulsão de fluidos basinais aquecidos e meteóricos frios por um cinturão de empurrões e dobramentos, migrando através de falhas de baixo ângulo para foreland, de forma similar ao modelo proposto para minérios do tipo MVT.

Beukes et al. (2002), por outro lado, reconhecem três processos genéticos para os depósitos de alto teor de hematita hospedados em formações ferríferas bandadas, compilados a partir do estudo de depósitos na África do Sul, Brasil, Índia e Austrália: supergênico; hidrotermal; e alteração hidrotermal-supergênico.

Os depósitos de minério de ferro supergênico desenvolvem-se em áreas onde discordâncias erosivas interceptam formações ferríferas enriquecidas em carbonato. O minério de alto teor é derivado da lixiviação do carbonato e chert durante o intemperismo, com os teores diminuindo em profundidade, na formação ferrífera inalterada. Hematita microcristalina se desenvolve na formação ferrífera, com minério conglomerático detrítico gerado a partir da erosão da base do minério sobreposto. Maremane Dome (África do Sul) é exemplo desse tipo de depósito.

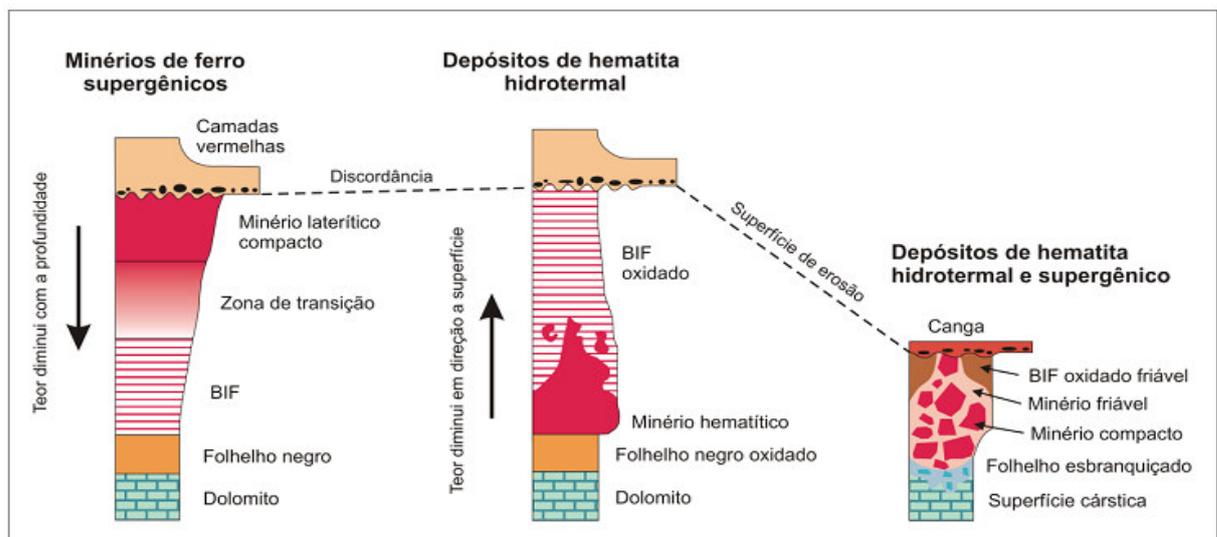
Depósitos hidrotermais por sua vez são geralmente associados com falhas extensionais que interceptam folhelhos carbonosos que constituem a base das formações ferríferas hospedeiras. A mineralização é atribuída à lixiviação de sílica e carbonato, e a oxidação de todo o ferro para hematita. Um halo de oxidação comumente envolve os corpos de minério. A Formação Ferrífera Brockman, do Grupo Hamersley (Austrália), e a Formação Ferrífera Penge, do Supergrupo Transvaal (África do Sul) correspondem a depósitos hidrotermais.

O minério de alteração hidrotermal e enriquecimento supergênico associado são caracterizados pela abundância de minério hematítico friável em profundos perfis de

intemperismo laterítico. Esse tipo de depósito, que atinge entre 100 e 500 metros de profundidade, é composto de hematita, especularita e martita. Corpos tabulares de hematita compacta ocorrem associados ao minério friável e predominam na porção inferior da formação ferrífera, enquanto corpos lenticulares menores de minério localizam-se no topo da sucessão. Carajás (Brasil) constitui o exemplo mais importante desse tipo de depósito (Figura 3.10).

Já Dalstra & Flis (2008) agrupam os variados modelos genéticos existentes em três amplos grupos, que representam diferentes modelos exploratórios para depósitos de minério de ferro: o modelo sin-genético e/ou diagenético; o modelo hipogênico e/ou metamórfico; e o modelo supergênico e/ou supergênico-metamórfico.

Figura 3.10 – Classificação dos principais tipos de depósitos de minério de ferro de alto teor de hematita.



Fonte: Modificado de Beukes et al. 2002.

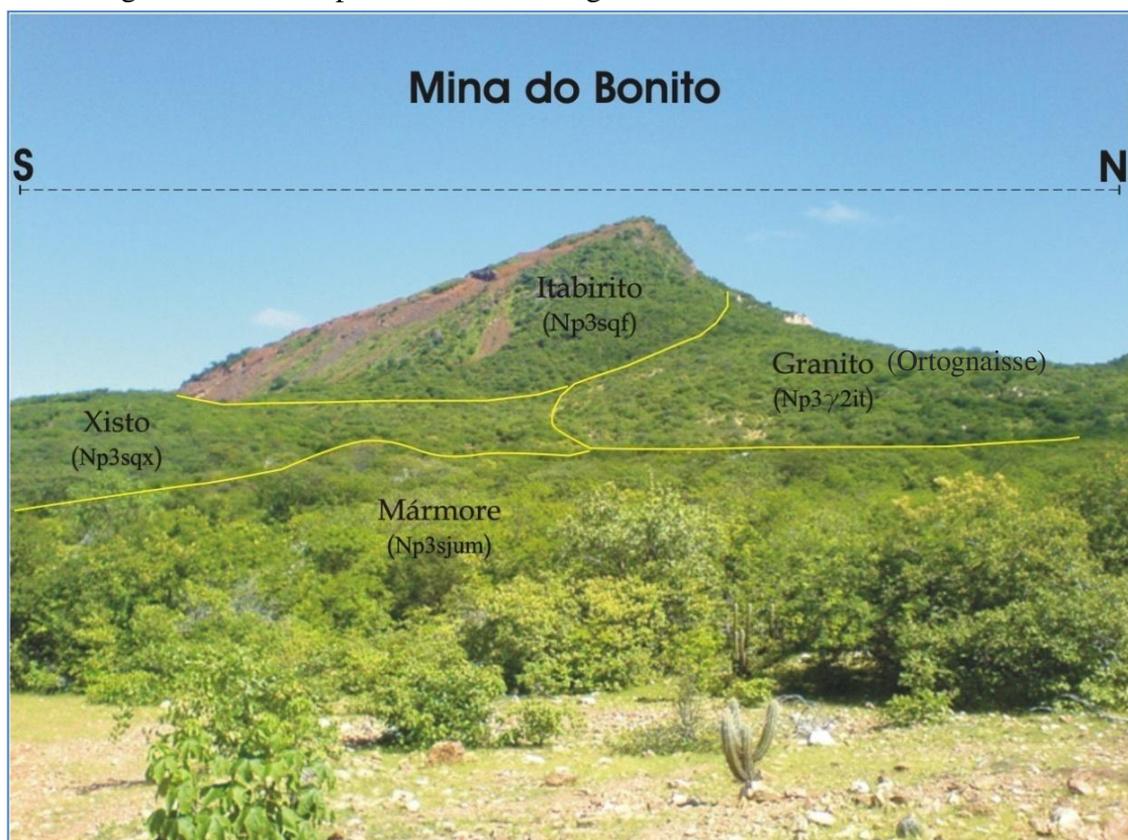
4 CONTEXTO GEOLÓGICO DA MINA DO BONITO

Com base nas convenções geológicas adotadas pelo Serviço Geológico do Brasil – CPRM (2006) e no Programa Geológico do Brasil "Integrações Geológicas Regionais" (2006), foi possível individualizar as unidades rochosas mapeadas correlacionando-as em função do seu litotipo e posicionamento geológico – estratigráfico – geográfico.

4.1 Geologia Local

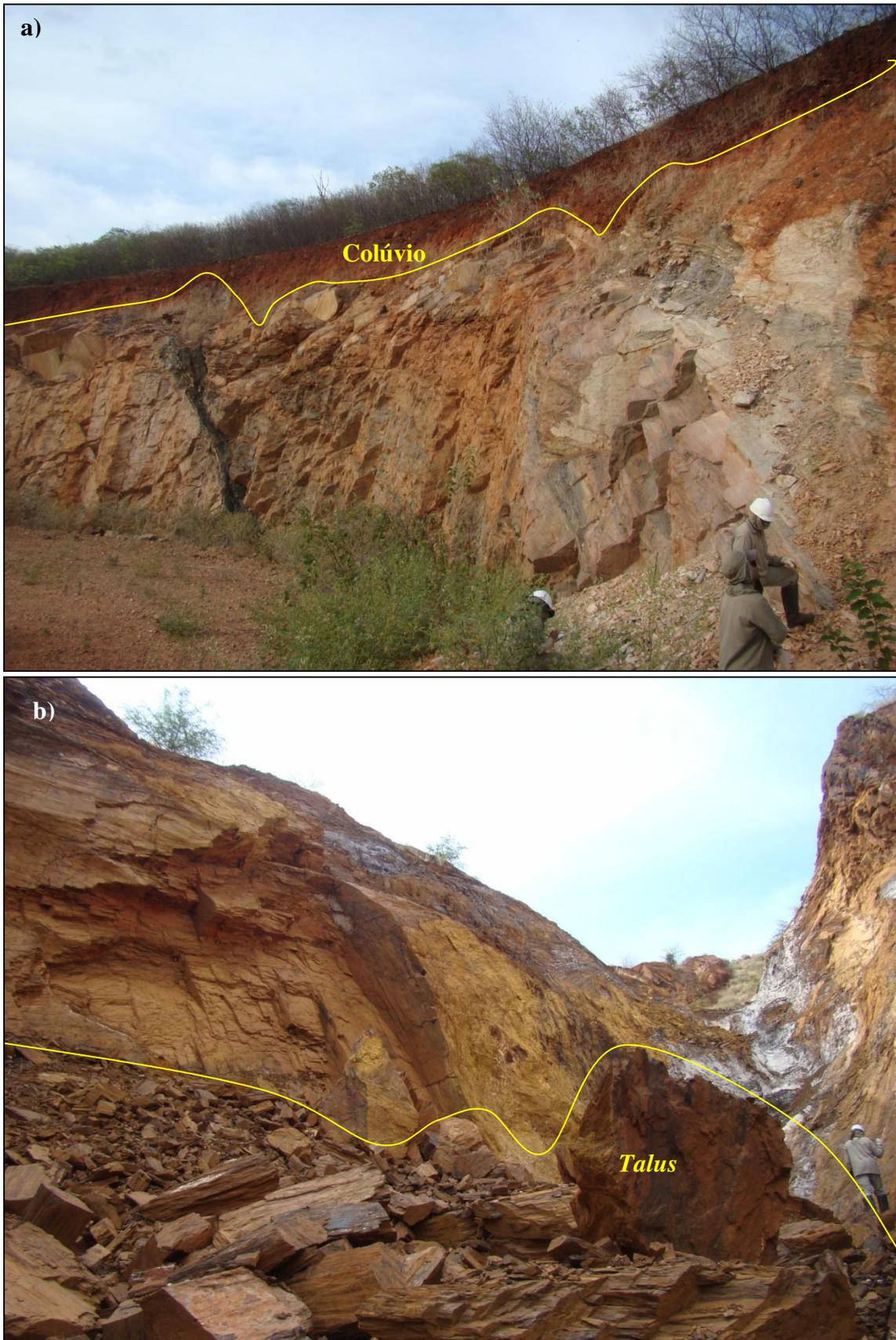
Na Mina do Bonito foi possível identificar e diferenciar litologias relacionadas as unidades litoestratigráficas pertencentes ao Complexo Caicó (Paleoproterozóico), ao Grupo Seridó (Neoproterozóico), (Figura 4.1), a Suíte Intrusiva Itaporanga (Neoproterozóico), e os Depósitos Recentes do Cenozóico (Colúvios e *Talus*), Figura 4.2 a,b. (APÊNDICE I).

Figura 4.1 – Principais unidades litológicas aflorantes na Mina do Bonito.



Fonte: Elaborada pela autora.

Figura 4.2 – Depósitos Recentes: a) colúvios com processos pedogenéticos e b) Tálus.



Fonte: Elaborada pela autora.

4.1.1 Complexo Caicó (PP2caivs/PP2ycai/PP2cai)

Pertence a este Complexo o gnaïsse de composição granítica "embasamento cristalino", base litoestratigráfica das unidades mapeadas na Mina do Bonito.

Suíte Poço da Cruz (PP3ypc)

Os gnaïsses de composição granítica rico em k-feldspato (ortognaïsses) são rochas homogêneas, com cor rosa predominante e representam o litotipo pouco afetado pelo grau de alteração de fluido mineralizador.

Os Ortognaïsses representam a terceira maior unidade da Mina do Bonito, com porcentagem estimada de volume em 20%. Ocorrem em superfície no extremo norte da área em contato com os itabiritos (ITB), xistos (XST) e quartzitos ferruginosos (Qfe), em profundidade aparecem na base da sequência litoestratigráfica em contato brusco, geralmente, com os xistos, mármore, quartzitos, quartzitos ferruginosos, Skarnitos e os itabiritos (APÊNDICE III).

Macroscopicamente apresentam-se com estrutura levemente bandada, com espessura milimétrica a centimétrica, onde as bandas rosas (feldspatos) e pretas (biotita) alternam-se definindo o bandamento gnáïssico paralelo e sub-paralelo a foliação (Figura 4.3 a, b).

Microscopicamente exibem textura inequigranular (pontual granolepidoblástica) e granulação grossa. Os minerais essenciais são quartzo (40%), microclina + ortoclásio (30%), plagioclásio (8%) e biotita (20%). Os minerais secundários são muscovita, clorita e sericita (produto de alteração da microclina). Os acessórios são zircão, apatita, opacos (sulfetos e magnetita e hematitas), ambos < 2%. (Figura 4.3 c, d).

O quartzo apresenta forma de cristais xenomórficos com forte extinção ondulante e tamanho de até 2 mm em seu eixo maior. O contato com os outros grãos é do tipo côncavo com recristalização em subgrãos. Ocorre inclusão de apatita, zircão e o próprio quartzo recristalizado. Ao longo dos pórfiros de quartzo em suas microfraturas e nas bordas dos contatos presença de opacos e biotita alterando para muscovita e clorita.

O feldspato potássico (ortoclásio) e microclina (predomínio) apresenta textura simplectito nos contatos com o plagioclásio e quartzo, a reação ocorre da borda para o centro.

O ortoclásio encontra-se por recristalização marginal (microclina), os cristais são em geral subedral, apresenta contorno irregular e exibe uma forte extinção ondulante com microfraturamento e recristalização.

A microclina é incolor a luz refletida (nicóis descruzados) e está acompanhada de alteração incipiente, exibindo formas anedrais a subedrais, apresenta geminação do tipo albita

+ periclina, com tamanho de até 6 mm. Os contatos são retos e serrilhados. Apresenta inclusões de quartzo recristalizado e clorita, bordas de alteração (óxido de ferro) e veios de quartzo e muscovita recortando a microclina.

O plagioclásio é incolor a luz natural exibe forma eudral a subedral, apresentam geminações dos tipos carlsbad + albita, o mineral encontra-se alterando para microclina. Exibe recristalização, em sua interface agregados menores e textura mimerquítica. Inclusões de apatita, zircão e quartzo recristalizados.

A biotita é marrom a luz natural apresentando alto pleocroísmo, aparece em formas lamelares evidenciando a foliação. Ocorre fortemente cloritizada e por vezes alterando para muscovita. O contato com os outros cristais é do tipo reto.

A clorita é esverdeada e produto de alteração da biotita, por vezes ocorre inclusa nos minerais essenciais. A muscovita ocorre de forma pontual.

4.1.2 Grupo Seridó (NP3_s)

Os litotipos diferenciados e caracterizados na Mina do Bonito pertencentes a este Grupo estão inseridos na Formação Serra dos Quintos (itabiritos), e Formação Jucurutu (mármore, xistos, quartzitos e quartzitos ferruginosos), ambas metassedimentares. Os magnetitos e *skarns* correspondem à alteração hidrotermal, contemporâneos a Formação Jucurutu.

Formação Serra dos Quintos (NP3sq)

✓ Itabiritos

Os itabiritos da Mina do Bonito são rochas heterogêneas, apresentam-se em cores preta, verde, vermelho, alaranjada e esbranquiçada e representam os litotipos com médio a alto grau de alteração.

Os itabiritos representam a segunda maior unidade da Mina do Bonito, com porcentagem estimada de volume em 30%. Ocorre em superfície na porção oeste central da área intercalados com os mármore, xistos, quartzitos e quartzitos ferruginosos, da Formação Jucurutu, compondo, juntos uma estrutura antiformal quilométrica com eixo mergulhando para sul, sugerindo, um pacote único posicionados e depositados litoestatigraficamente na mesma Formação. (APÊNDICES II e III).

Os itabiritos macroscopicamente, em geral, apresentam-se com estrutura bandada, com espessura milimétrica a centimétrica, onde as faixas cinza a preta (mineral ferromagnético -

magnetita e hematitas) alternam com níveis milimétricos esbranquiçados quartzosos definindo a foliação principal (Figura 4.4 a, b).

Microscopicamente são bastante heterogêneos, com seus parâmetros petrográficos, magnéticos e químicos, diferenciados e detalhados no capítulo 5 "Tipologia dos Minérios de Ferro da Mina do Bonito". Em geral as observações de campo e estudos petrográficos mostram variações nas proporções de magnetita, hematitas (martita e especularita), goethita e anfibólios ferríferos (série tremolita-ferro-actinolita). (Figura 4.4 c, d).

Formação Jucurutu (NP3sju)

✓ Mármore Magnesianos

Os mármore magnesianos são rochas homogêneas, com cor cinza predominante, médio grau de alteração e estão associados as rochas calcissilicáticas e skarnitos. Representam a maior unidade da Mina do Bonito, com porcentagem estimada em volume em 40% e o litotipo com baixo grau de alteração (Figura 4.5 a, b).

Ocorrem em superfície em toda porção sul e no extremo leste da área, em contato gradacional com os itabiritos (ITB) e xistos (XST), em profundidade aparecem intercalando os xistos e itabiritos (APÊNDICES III e IV).

As rochas carbonáticas apresentam-se com granulometria fina a média e textura granoblástica incipiente e sem alteração superficial. É composta essencialmente por dolomita (97%). Os acessórios são tremolita (2%), escapolita (<<1%) e opacos (<<1%). (Figura 4.5 c, d).

A dolomita é formada por agregados granoblásticos, com extinção ondulante fraca e exibindo raras inclusões de opacos, escapolita e tremolita. O tamanho dos grãos não ultrapassa 1,5 mm de comprimento maior.

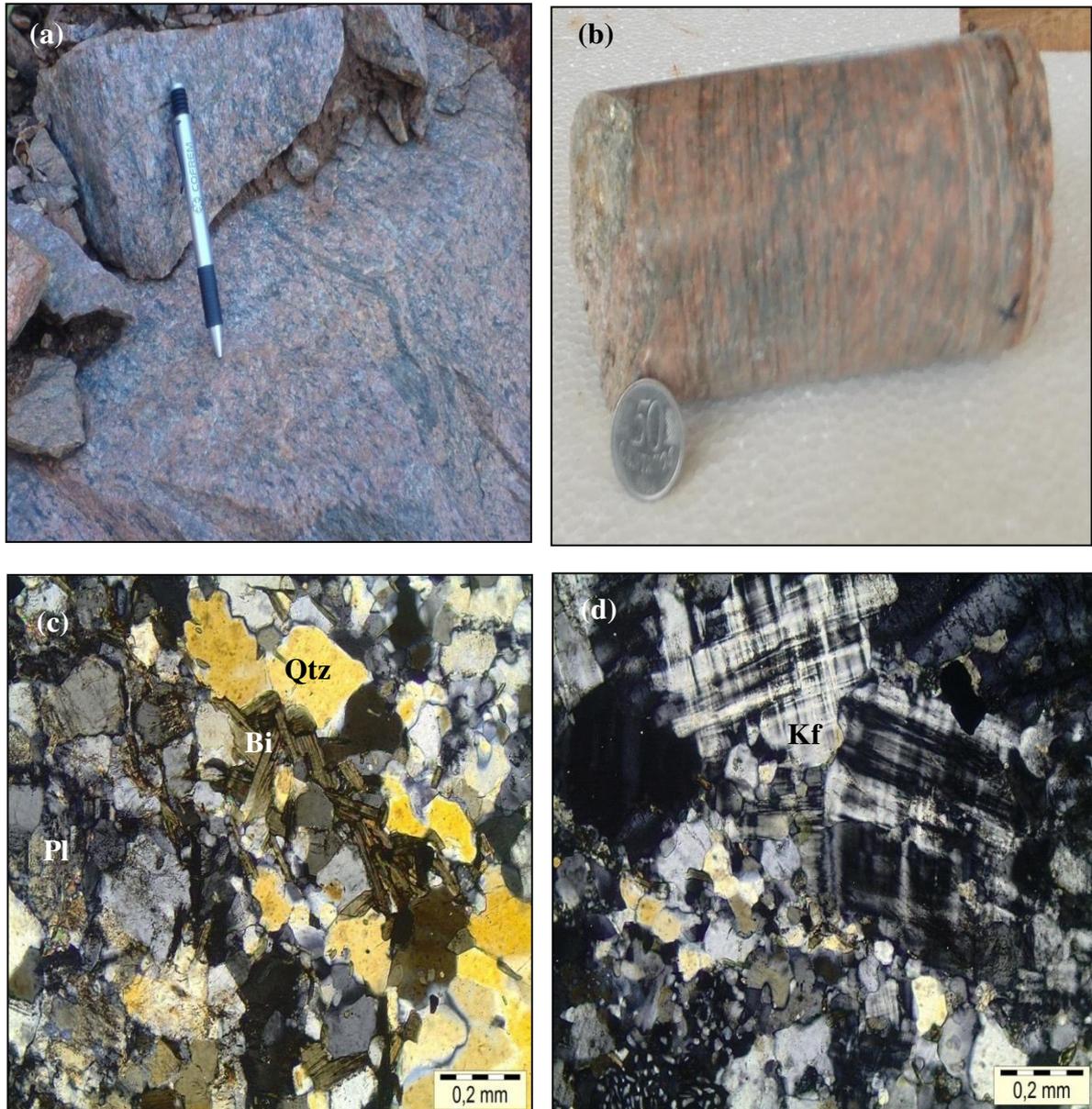
A tremolita é ripiforme a esqueletiforme, granoblástica, ocorrendo principalmente nos limites dos grãos carbonáticos, embora também ocorra como inclusões reativas em calcita. O tamanho das ripas é inferior a 0,3 mm de eixo maior. É substituído por escapolita sob regime do fácies anfibolito.

A escapolita é xenoblástica, intersticial e neocristaliza-se invariavelmente às expensas da tremolita.

Os opacos são submilimétricos (cristalitos), ocorrendo principalmente associados com a escapolita e tremolita, possivelmente sendo resultado da destabilização de tremolita na

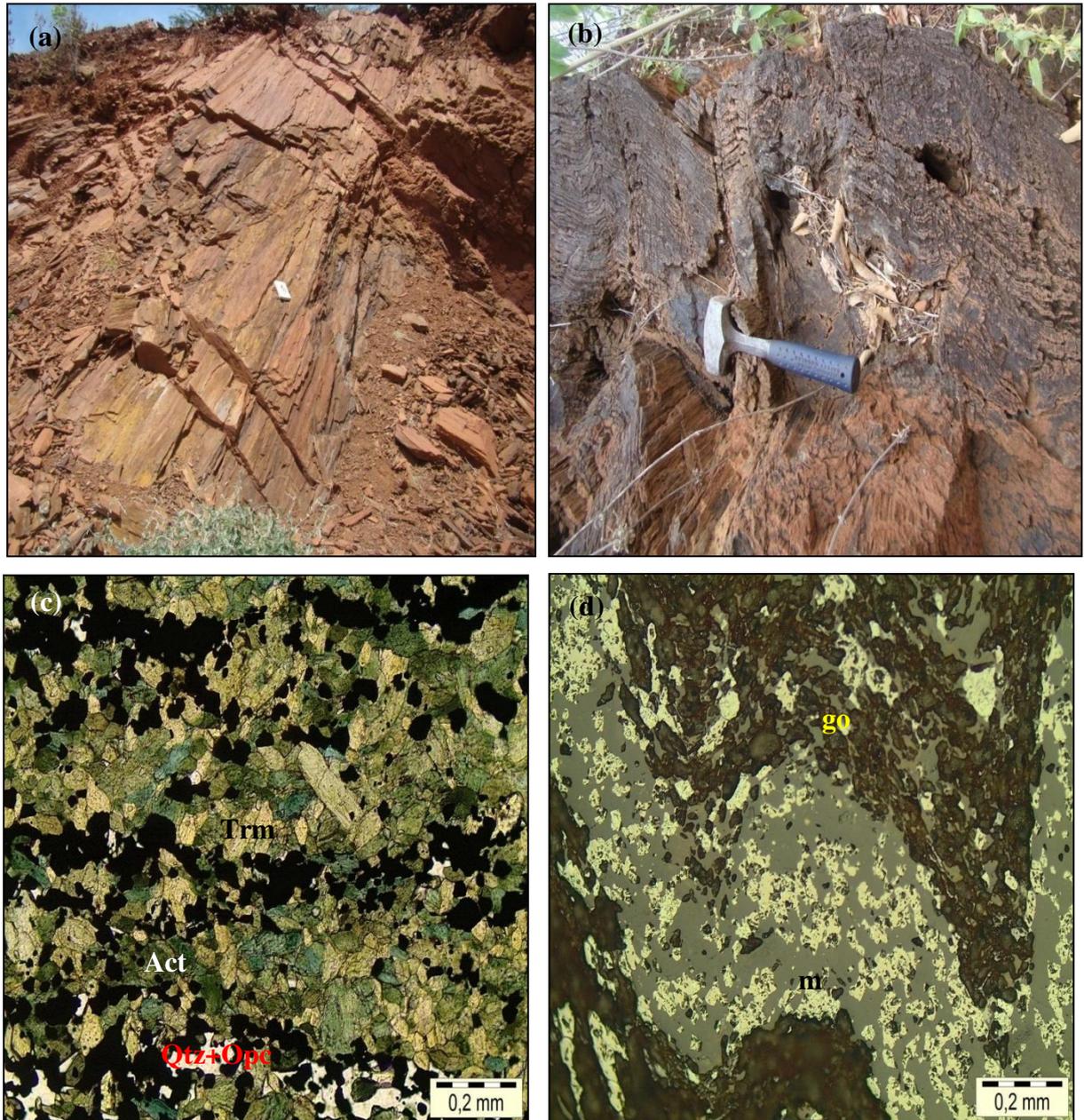
geração de escapolita. A rocha apresenta textura granonematoblástica predominante, sem fissuras, submetida pelo menos ao metamorfismo do fácies anfibolito inferior ($> 500^{\circ}\text{C}$).

Figura 4.3 – (a) afloramento do ortogneise rico em k-feldspato, (b) estrutura bandada, (c) texturas gnáissica. Amostra PTRM-13-47A. Quartzo (Qtz), Plagioclásio (Pl) exibindo textura mimerquítica e Biotita (Bi), formando textura granolepidoblástica. Luz ortoscópica (L.O), e (d) microclina (feldspato) exibindo geminação do tipo albita + periclina. Amostra PTRM-13-47A. Luz Ortoscópica (L.O).



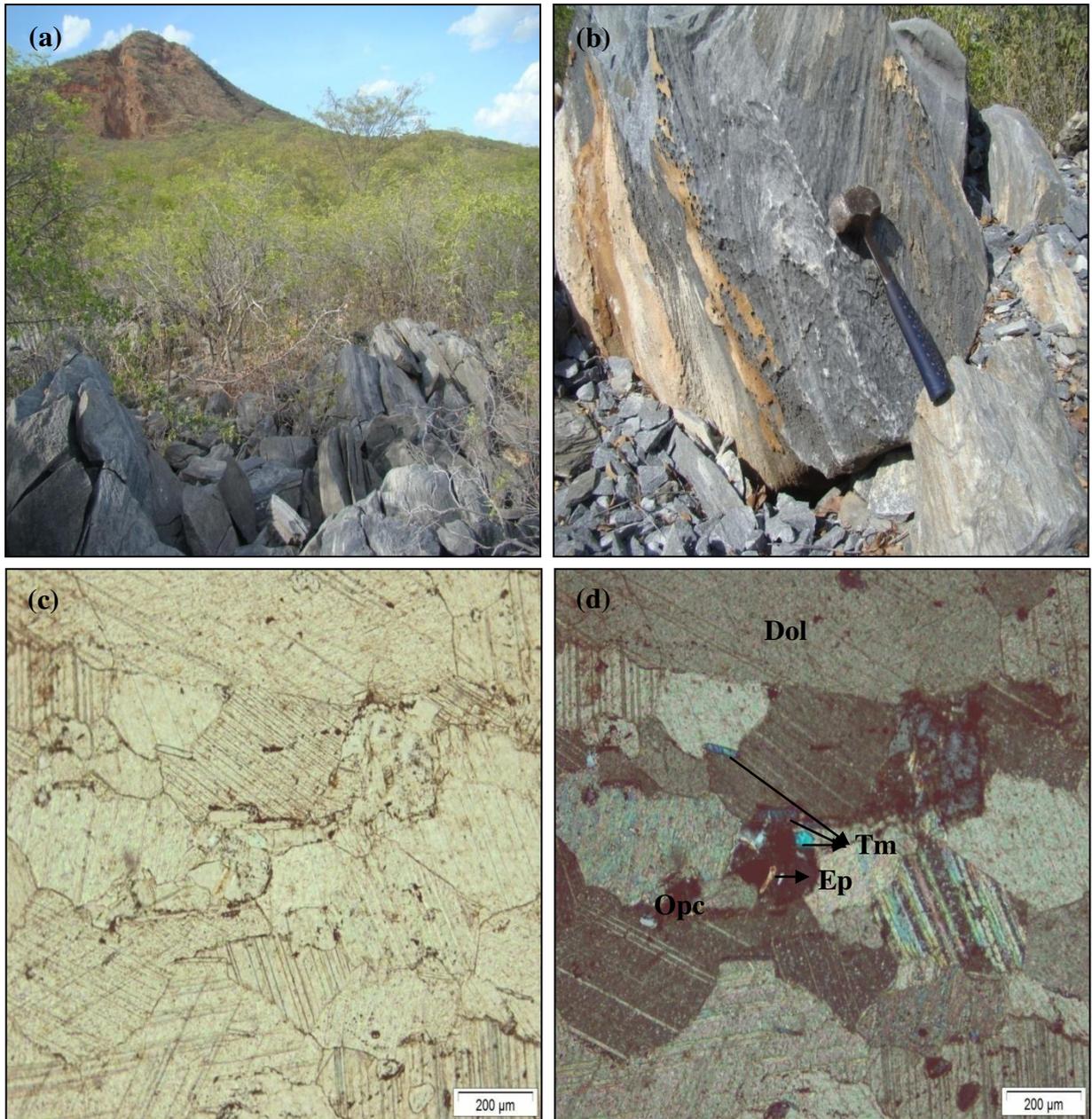
Fonte: Elaborada pela autora

Figura 4.4 – (a) afloramento do itabirito (ITB), (b) estrutura bandada e dobrada, (c) detalhe do bandamento em lâmina delgada Luz Ortoscópica (L.O), exibindo alternância de bandas ricas em anfibólio ferrífero (actinolita e tremolita) e bandas ricas em magnetita, martita e quartzo. Actinolita (Act), tremolita (Trm), quartzo (Qtz) e opacos (Opc). (d) itabirito dobrado e oxidado, com goetita (go) e martita (m). Luz Ortoscópica (L.O).



Fonte: Elaborada pela autora.

Figura 4.5 – Afloramento do mármore magnesiano (a) e (b), (c) e (d) dolomita e/ ou calcita (Dol), tremolita (Trm), escapolita (Ep) e opacos (Opc), exibindo uma textura granoblástica. (c) Luz Natural Polarizada (L.N.P) e (d) Luz Ortoscópica (L.O).



Fonte: Elaborada pela autora.

✓ **Xistos**

Os xistos da Mina do Bonito são rochas heterogêneas e variáveis, apresentam-se em cores verde, branca e preta e representam os litotipos com médio grau de alteração de fluido mineralizador.

Os xistos representam a quarta maior unidade da Mina do Bonito, com porcentagem estimada de volume em 10%. Ocorrem em superfície em toda a área, inseridos e intercalados com os mármore, xistos, itabiritos, quartzitos e quartzitos ferruginosos (APÊNDICES II e III).

Os tipos de xistos identificados são quartzo micaxisto (7%), e clorita-actinolita xisto, clorita-tremolita xisto, tremolita xisto, actinolita xisto com magnetita, granada-tremolita-actinolita xisto, granada-biotita xisto, quartzo-sericita-talco-xisto, biotita xisto, ambos representando 3%. Em análises aos furos de sonda os litotipos quartzo micaxistos ocorrem em maior frequência, sendo responsáveis pelos elevados teores de alumínio.

Os quartzo micaxistos macroscopicamente apresentam-se em forma geométrica de *bundins*, cores verde esbranquiçada, estrutura foliada de espessura milimétrica, onde as micas predominam (biotita e muscovita) e determinam a foliação principal (xistosidade). (Figura 4.6 a, b).

Microscopicamente exibem textura granolepidoblástica e granular poligonal resultado de recristalização. Os minerais essenciais são quartzo (60%), biotita (20%), muscovita (15%) e opacos (4%). Os acessórios são zircão e apatita, ambos < 1% (Figura 4.6 c, d).

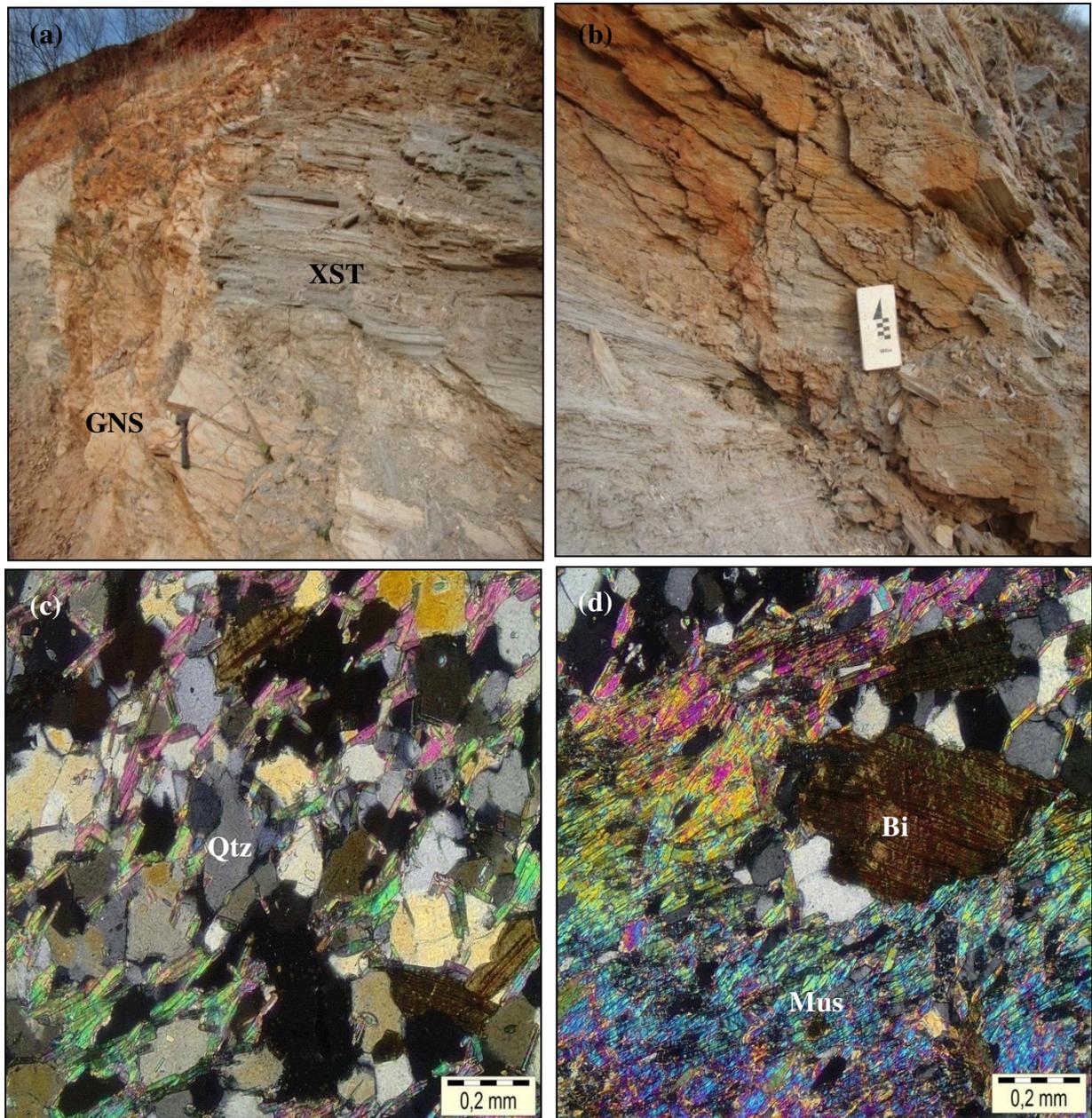
O quartzo apresenta forma anedral, contatos irregulares, extinção ondulante e recristalização em subgrãos, com inclusões de apatita, zircão. A biotita é marrom a luz natural apresentando alto pleocroísmo, aparece em forma lamelar evidenciando a foliação. Em algumas porções são substituídas por clorita e/ou epidoto. A muscovita é incolor a luz natural, aparece em forma lamelar, por vezes, encontra substituindo a biotita.

✓ **Quartzitos e Quartzitos ferruginosos**

Os quartzitos são rochas homogêneas, apresentam-se em cores branca - avermelhados e representam os litotipos de menor unidade da Mina do Bonito, com porcentagem estimada de volume em 1% e alto grau de oxidação (APÊNDICES II e III).

Em análises aos furos de sonda, quando estão associados aos itabiritos sofrem influência dos fluídos ricos em ferro e posterior intemperismo, denominando-os de quartzitos ferruginosos, com alto teor de sílica e baixo teor de ferro. A composição mineralógica é simples, constituído basicamente de quartzo.

Figura 4.6 – (a) ortognaisse (GNS) em contato com o quartzo micaxisto (XST), (b) estrutura foliada do quartzo micaxisto, (c) e (d) minerais constituintes do xisto: quartzo (Qtz), biotita (Bi) e muscovita (Mus). Luz Ortoscópica (L.O).



Fonte: Elaborada pela autora.

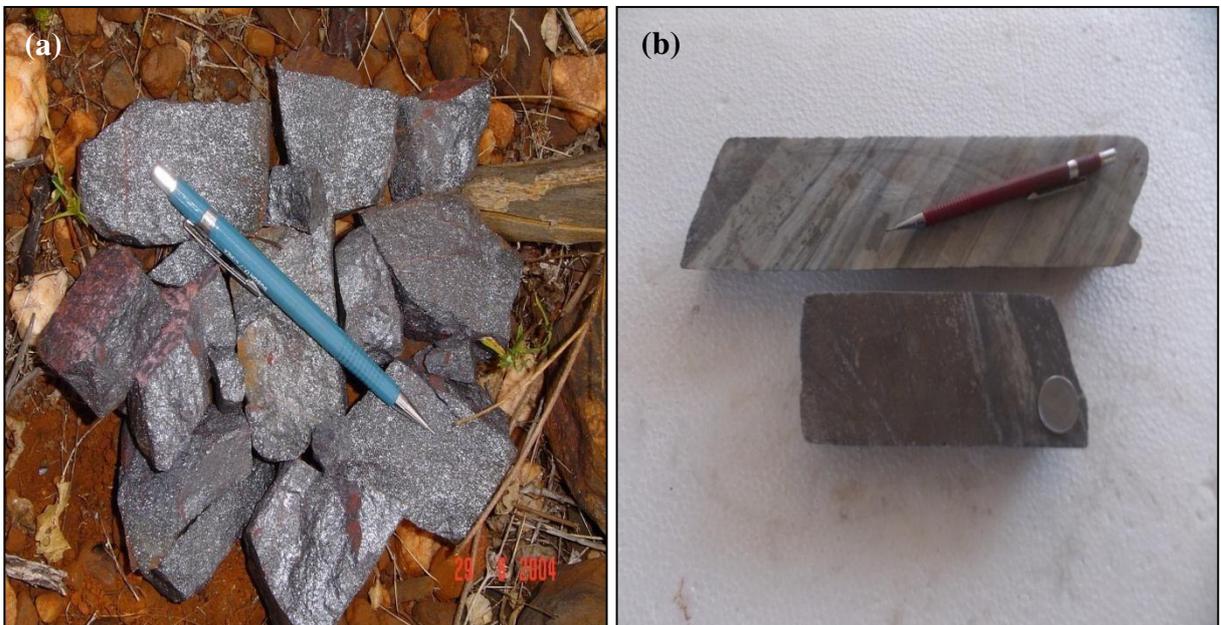
✓ Magnetitito e Skarn

Os magnetititos e *skarnes* da Mina do Bonito são rochas heterogêneas, apresentam-se em cores preta e níveis esbranquiçada e representam os litotipos com alto grau de alteração de fluido mineralizador, na forma de "*boudins*". Estes litotipos fazem parte dos minérios hidrotermais presentes na jazida foram classificados, caracterizados e individualizados no Capítulo 5.

Os magnetititos e *skarns* macroscopicamente, em geral, apresentam-se com estrutura maciça/bandada, com níveis milimétricos esbranquiçados (alteração hidrotermal). Os litotipos tem origem hidrotermal associada às fases finais de dobramento e deformação brasileira (Figura 4.7).

Microscopicamente são bastante heterogêneos, com seus parâmetros petrográficos e químicos, diferenciados e detalhados nos tópicos referentes a tipologia. Em geral as observações de campo e estudos petrográficos mostram variações nas proporções de tremolita/actinolita, magnetita, martita, especularita, e pirita.

Figura 4.7 – (a) Magnetitito de estrutura maciça, (b) *skarns* de estrutura maciça e bandada.



Fonte: Elaborada pela autora.

4.1.3 Suíte Intrusiva Itaporanga (Np3y2it)

✓ Quartzo Monzonito com Feldspatóide (Granito)

São rochas homogêneas maciças, possuem coloração cinza e esbranquiçada, granulação média a grossa e composição variando petrograficamente desde biotita granodioríticos a biotita graníticos (Figura 4.8 a).

Os monzonitos são tardios associados aos eventos tectônicos posteriores que atingiram a região e prováveis responsáveis pela granitogênese local responsáveis pela formação dos minérios ferríferos hidrotermais da Mina do Bonito.

Ocorrem localmente dobramentos intrafoliais transpostos e complexas figuras de interferência entre as diferentes fases de deforma que afetam essas litologias. Verifica-se em

furos de sonda, pequenas faixas dispersas entre os ortognaisses arqueanos, recortando os mármores, xistos e itabiritos que formam a sequência metassedimentar da Mina do Bonito. Em campo (superfície) foi encontrado na porção sul da área (PM - 96A), não foram quantificados e/ou individualizado, pois, a sua ocorrência foi observada apenas como blocos soltos junto aos corpos de mármores (APÊNDICE II).

Microscopicamente exibem textura inequigranular. Os minerais essenciais são quartzo (50%), biotita (30%), plagioclásio (10%), feldspato (7%) e opacos (2%). Os minerais secundários são muscovita e clorita. Os acessórios são zircão e apatita, ambos <1%. (Figura 4.8 b).

O quartzo exibe forma anedral com forte extinção ondulante. O contato com os outros grãos é do tipo côncavo/converso com recristalização em subgrãos. Ocorre inclusão de apatita, zircão. Ao longo dos pórfiros de quartzo em suas microfraturas e nas bordas dos contatos presença de opacos e biotita alterando para muscovita e clorita.

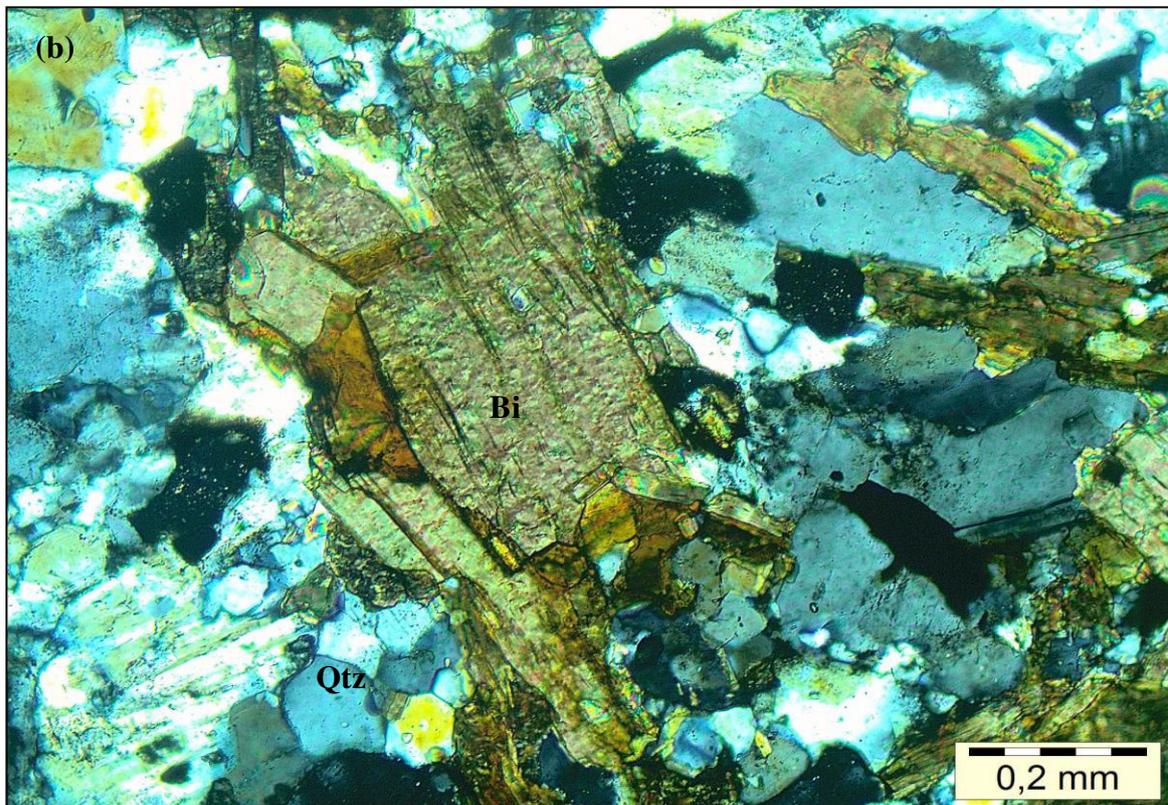
A biotita é marrom a luz natural apresentando alto pleocroísmo, aparece em formas lamelar evidenciando a foliação. Ocorre alterando para muscovita e por vezes alterando para clorita. O contato com os outros cristais é do tipo reto.

O feldspato, predominantemente ortoclásio, exibe forma anedral a eudral, por vezes alterado e sendo substituído pela biotita.

O plagioclásio é incolor a luz natural exibe forma eudral a subedral, apresenta geminação do tipo albíta, por vezes alterado e sendo substituído pela biotita. Inclusões de apatita, zircão e quartzo recristalizados.

A muscovita é produto de alteração da biotita, às vezes ocorrem inclusos nos minerais essenciais.

Figura 4.8 – (a) Granito (GNT) exibindo estrutura maciça levemente foliada e (b) minerais constituintes: quartzo (Qtz) e biotita (Bi). Luz Ortoscópica (L.O).



Fonte: Elaborada pela autora.

4.1.4 Depósitos Recentes (N23c)

✓ Colúvios e Tálus

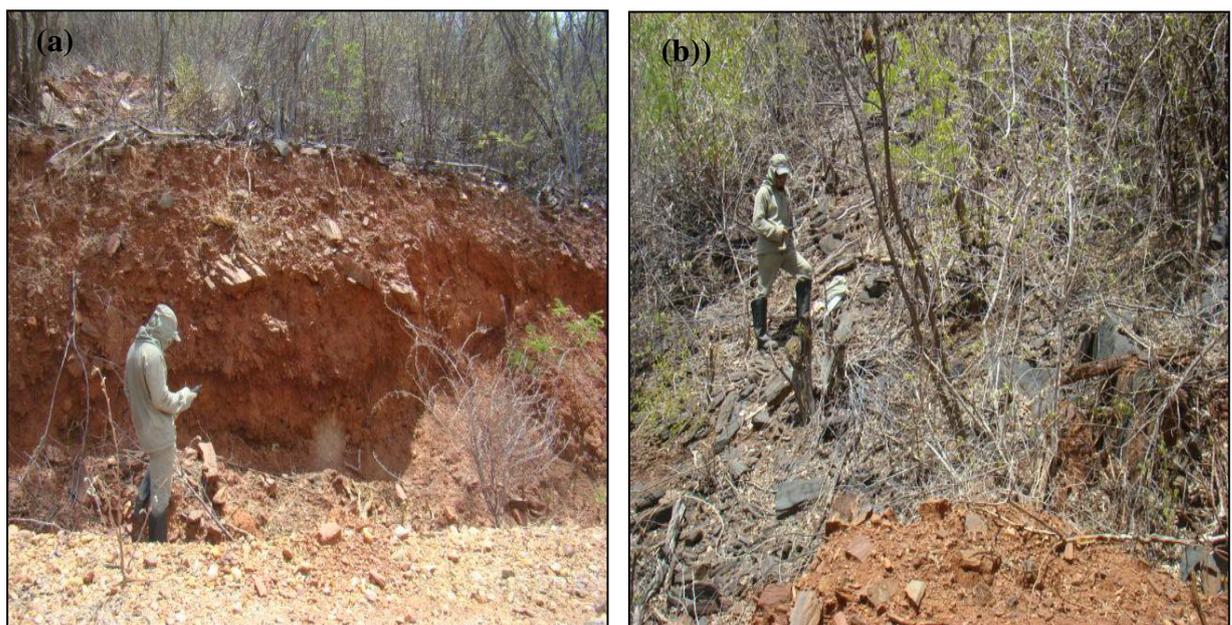
A deposição de colúvios e *tálus* ocorre principalmente na porção centro-leste da área e encobrem uma porção do corpo itabirítico e também dos xistos. Os *tálus* são um tipo de colúvio diferenciado pela sua composição mais grosseira e diâmetros maiores.

Os depósitos de colúvios ocorrem, principalmente, na porção centro-leste da área, são representados por camadas com espessura média de 3,50 m, formadas principalmente por blocos de itabiritos e, secundariamente, por blocos de quartzitos, mármore dolomíticos e xistos, imersos em matriz silicosa (Figura 4.9 a).

As camadas de *tálus* ocorrem em 90% da área da Mina, recobrando quase que a totalidade dos corpos de itabiritos e suas adjacências. A espessura tende a aumentar em direção ao sopé das serras e a composição é diretamente proporcional ao tipo de rocha que se encontra nas proximidades, indicando distância de transporte do material pouco significativa.

Os blocos que o compõe apresentam dimensões variáveis ocorrendo desde blocos centimétricos até métricos, porém com predomínio de blocos decimétricos. A matriz, geralmente avermelhada, é essencialmente silicosa e contribui diretamente com os teores elevados de sílica apresentados por essa unidade. (Figura 4.9 b).

Figura 4.9 – (a) afloramento de colúvio e tálus exibindo a espessura, (b) blocos de itabiritos com dimensões e tamanhos variáveis (colúvio e tálus).



Fonte: Elaborada pela autora.

4.2 Geologia Estrutural

A mina do Bonito está inserida no contexto estrutural de uma grande dobra de dimensões quilométricas com plano axial orientado NNE - SSW, concordante aos principais lineamentos do Domínio Rio Piranhas-Seridó: as zonas de cisalhamento São Vicente e Picuí-João Câmara. A mina localiza-se na charneira de uma estrutura sinformal de eixo mergulhando para sul (Figura 4.10).

Normalmente os processos tectono-metamórficos e hidrotermais (feições dúcteis), e supergênicos (feições rúpteis) que ocorrem durante a história de evolução de uma jazida mineral, geram estruturas dúcteis e rúpteis as quais impõem transformações nas propriedades físicas e mecânicas dos minérios e rochas encaixantes. Na Mina do Bonito estas estruturas materializam-se como foliações, lineações, dobras, zonas de cisalhamento, falhas, fraturas e juntas que funcionam como descontinuidades e anisotropias (Figura 4.11).

As principais estruturas planares presentes na mina de Bonito podem ser divididas em: (a) S_n – foliação principal, definida pelo bandamento composicional e xistosidade; (b) S_{n+1} – foliação plano-axial associada à clivagens de crenulação dos dobramentos; (c) uma estrutura antiformal quilométrica, com plano axial NNE-SSW e eixo mergulhando para sul; (d) ZCDs – zonas de cisalhamento dúcteis localizadas em alguns contatos entre litologias, geralmente subparalela aos contatos entre as unidades mapeadas, ou como zonas discretas afetando os mármorees na porção sul da área; e, (d) F1, F2, F3... – fraturas e juntas desenvolvidas em condições essencialmente rúpteis: fraturas e/ou falhas (Figura 4.12).

Na conformação estrutural da Mina do Bonito, a foliação principal S_n tem direção dominante nordeste, chegando por vezes a leste-oeste, e mergulha preferencialmente para sudeste ou sul. A foliação S_{n+1} corresponde a uma clivagem de crenulação e fratura gerada ao longo dos planos axiais dos dobramentos mesoscópicos que configuram a megaestrutura antiformal da mina de Bonito (Figura 4.13 a e b).

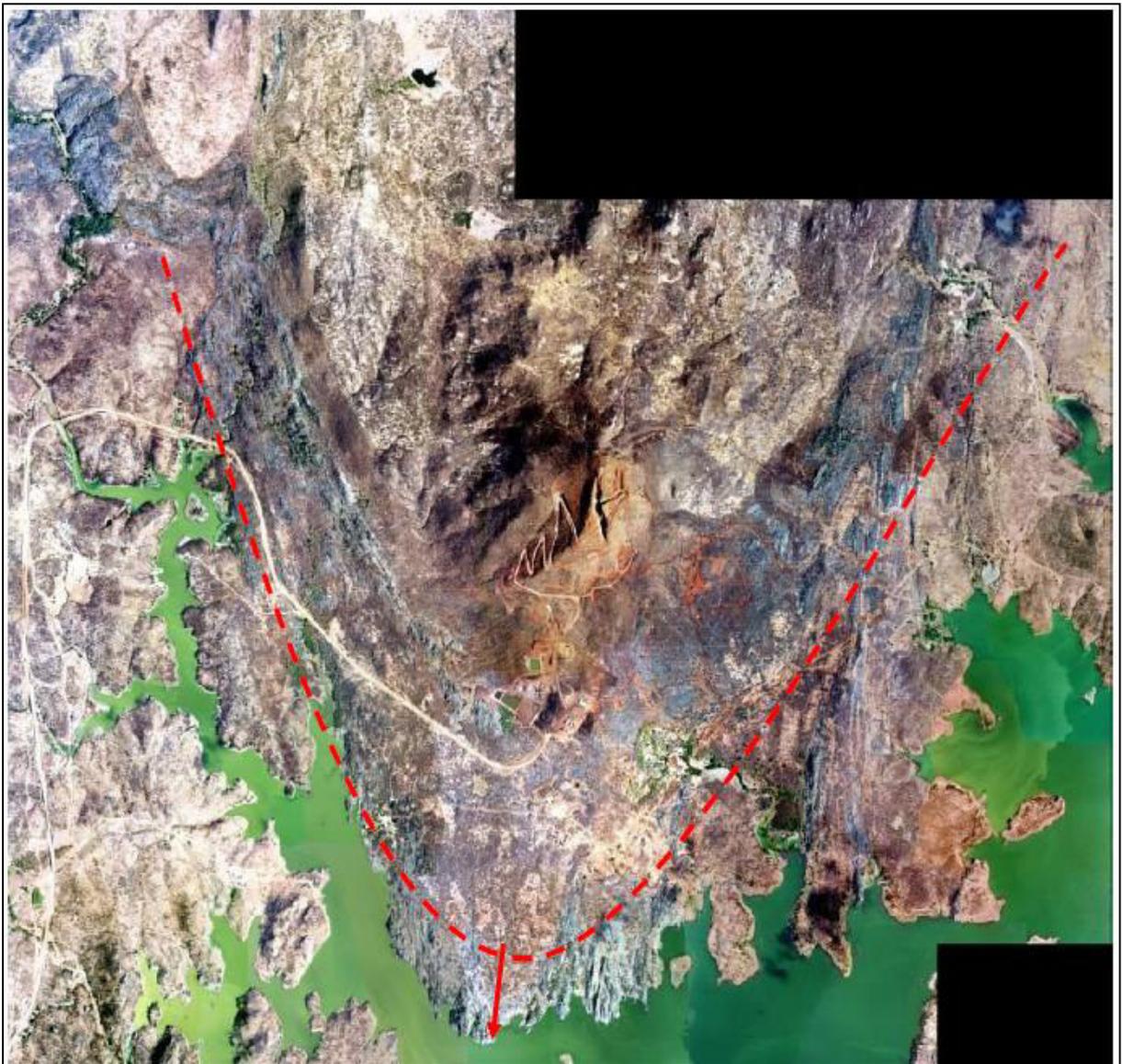
Além das estruturas dúcteis, ocorrem na mina, sistemas de fraturas subparalelos às direções de S_n e S_{n+1} , respectivamente, com mergulhos em direção oposta a S_n e subverticais, além de outro sistema de fraturas de cisalhamento menos penetrativo.

Segundo Paiva & Veríssimo (2013), as fraturas são desenvolvidas em condições rúpteis transversais ao eixo da dobra (rupturas de extensão) (F1), longitudinais aos eixos da dobra (F2), fraturas associadas a pares conjugados (cisalhantes) (F3 e F4), e outras famílias dispersas e descontínuas. Estatisticamente, estas estruturas se dispõem preferencialmente E-W e N-S (Figura 4.14).

No mapa geológico e de detalhe, APÊNDICES III e IV, respectivamente, foram evidenciados a disposição e condicionamento da foliação principal (Sn) configurando dobras, linhas de forma estrutural e contatos litológicos entre as principais rochas presentes e suas estruturas dúcteis e rúpteis.

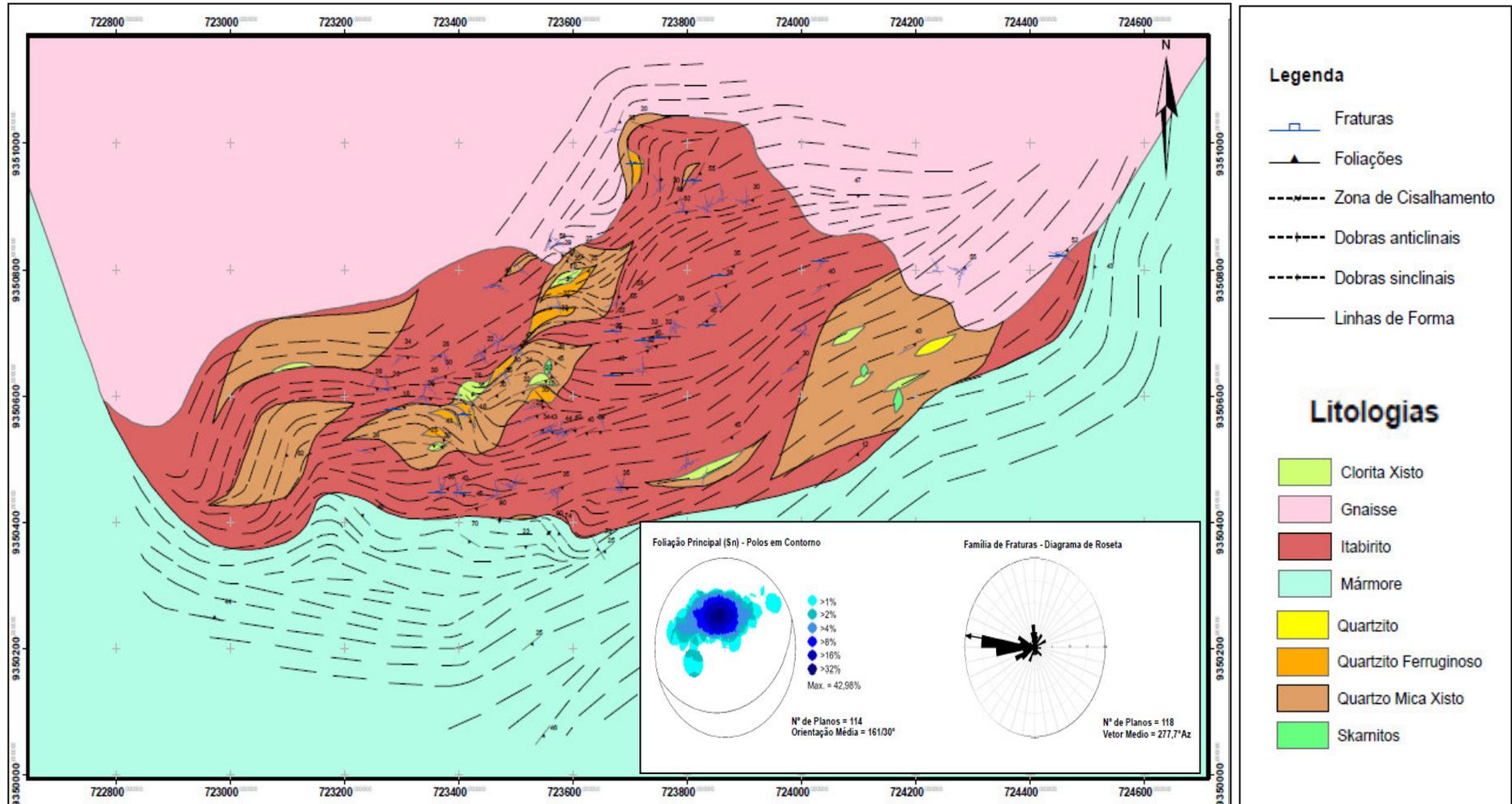
Os resultados permitiram diferenciar conjuntos de estruturas dúcteis e rúpteis geradas durante a história de evolução da jazida e classificar as gerações e famílias (direção e mergulho).

Figura 4.10 – União de imagens aéreas mostra o contexto estrutural da área estudada. Estrutura sinformal visível, mergulhando para sul (pontilhado vermelho).



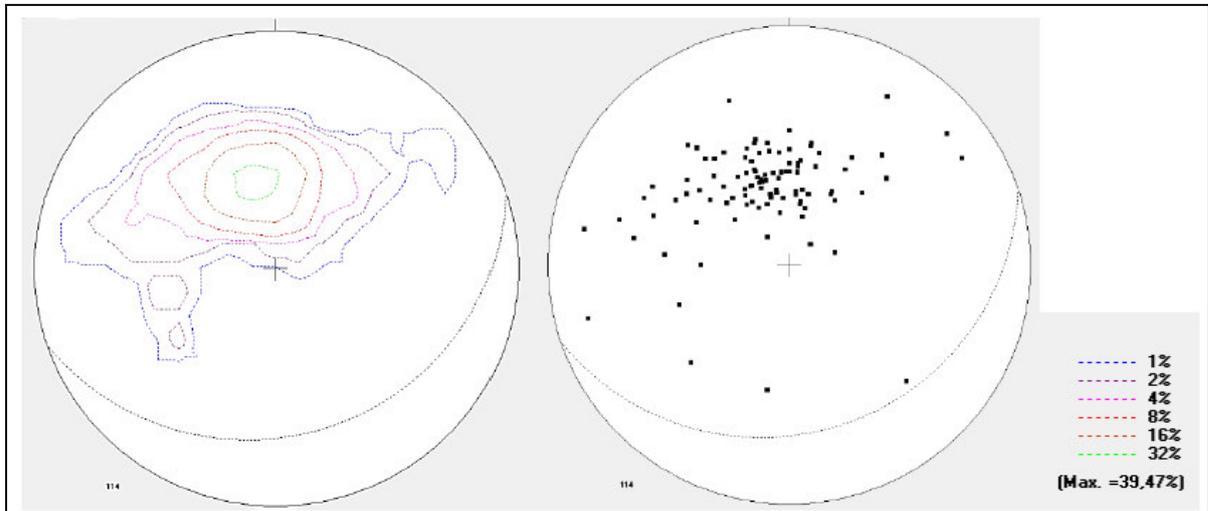
Fonte: Mhag Serviços e Mineração S/A.

Figura 4.11 – Estruturas dúcteis com ênfase na foliação S_n e rúpteis presente nos litotipos da Mina do Bonito.



Fonte: Paiva & Veríssimo, 2013.

Figura 4.12 – Estereogramas Schimidt-Lambert da foliação principal. À esquerda, diagrama de contorno da densidade dos pólos. À direita, diagrama de pólos. Representação da ciclográfica do plano médio em ambos os diagramas.

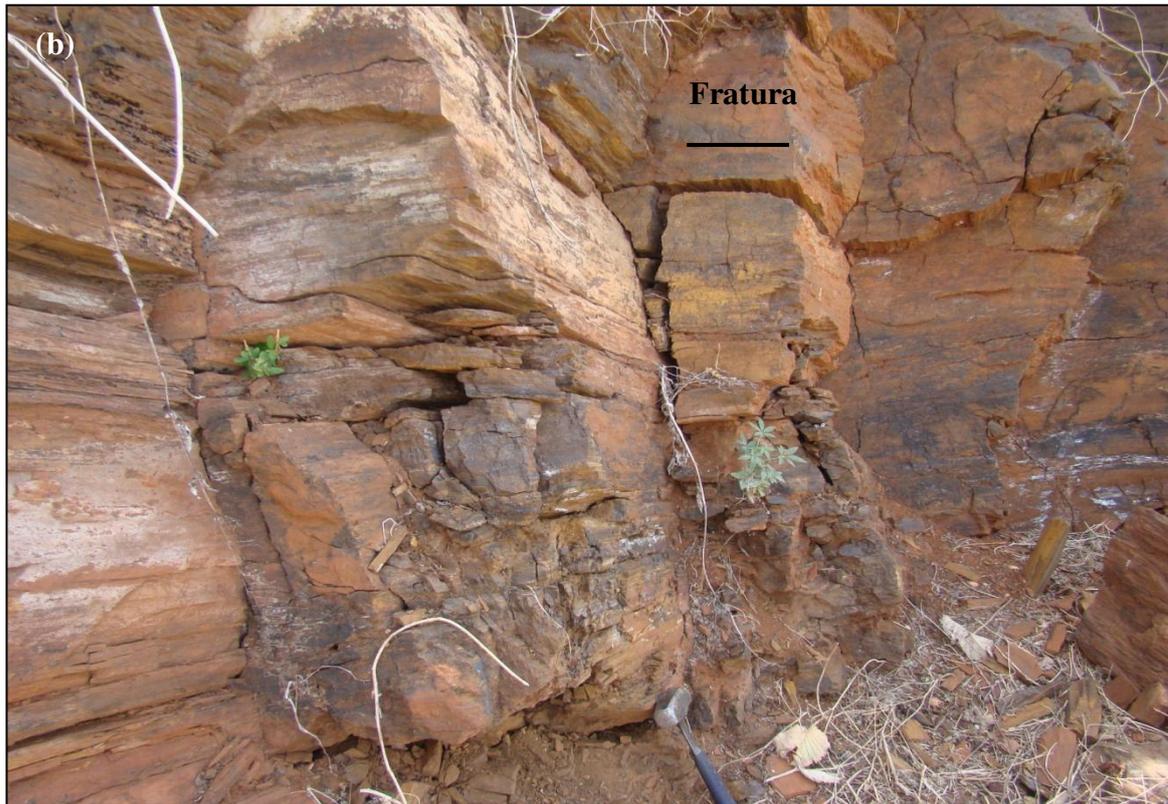


Fonte: Paiva & Veríssimo, 2013.

Figura 4.13 – Principais estruturas planares presente na Mina do Bonito. (a) Estruturas dúcteis (foliações): S_n (dobrada) e S_{n+1} (clivagem de crenulação) e (b) Estruturas rúpteis: fraturas.

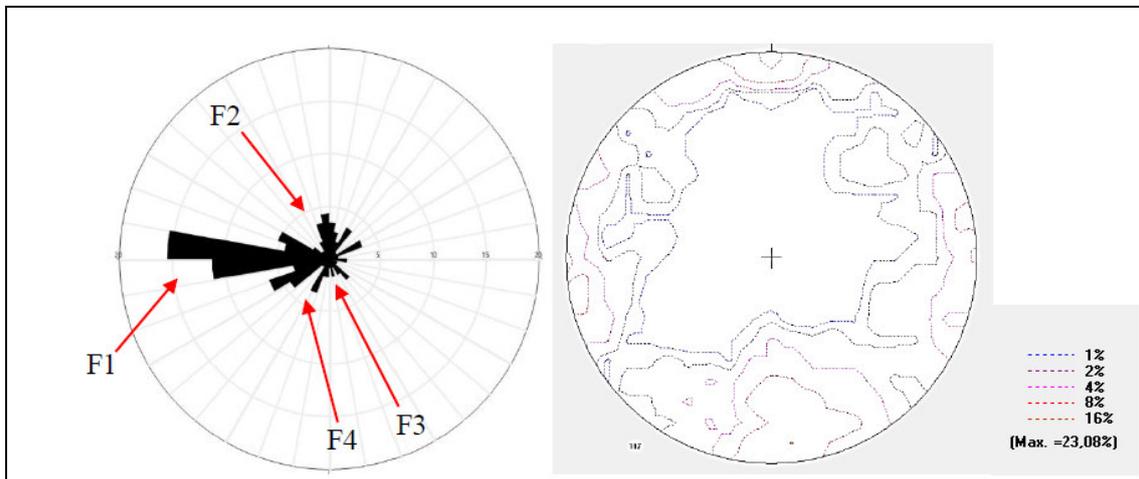


Fonte: Elaborada pela autora.



Fonte: Elaborada pela autora.

Figura 4.14 – Estereogramas Schmidt-Lambert das fraturas. À esquerda, diagrama de roseta indicando as principais famílias. À direita, diagrama de contorno da densidade dos pólos.



Fonte: Fonte: Paiva & Veríssimo, 2013.

5 TIPOLOGIA DOS MINÉRIOS DE FERRO DA MINA DO BONITO

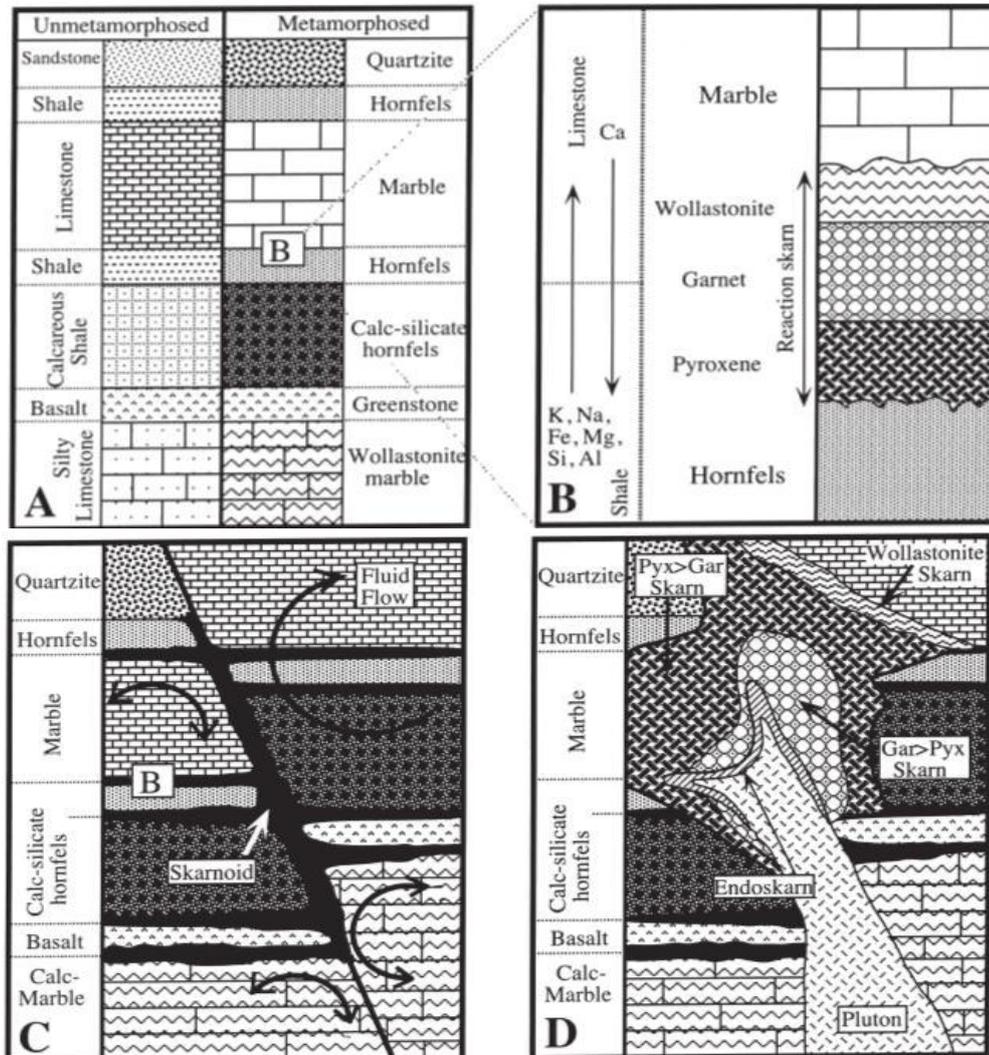
Na Mina do Bonito, objeto do presente estudo, os minérios de ferro de origem vulcano-sedimentar são representados por itabiritos de baixo teor, bem como, corpos (secundários) de origem hidrotermais (alto teor). Os itabiritos ocorrem intercalados com (xistos) e quartzitos ferruginosos pertencentes ao Grupo Seridó de idade neoproterozóica. Os litotipos ferríferos alterados hidrotermalmente estão associados às fases finais de dobramento e deformação brasileira. Os itabiritos da Mina do Bonito apresentam ampla variação composicional e juntamente com os *boudins* e massa de minério de alto teor de ferro e baixa sílica (exoskarnito magnesianos e tremolíticos) associados aos magnetitos (já explorados) constituem a fonte de minério de ferro da área estudada.

5.1 Classificações dos Minérios de Ferro da Mina do Bonito

Os minérios de ferro da Mina do Bonito são classificados em dois grupos considerando a origem de formação. As Formações Ferríferas Bandadas Primárias, os itabiritos, que são diferenciadas considerando sua constituição mineralógica, intensidade magnética e a química. Minérios Magnéticos Hidrotermais diferenciados considerando seu litotipo alterado hidrotermalmente (constituição mineralógica), a zona de proximidade ao corpo mineralizado (magnetito), e a química.

Para os itabiritos, dependendo da composição dos minerais neles presentes, dividem-se em: *normais ou comuns* (bandas ricas em sílica e óxidos de ferro), *dolomíticos* (bandas ricas em carbonatos e óxidos de ferro) e *anfíbolíticos* (bandas com anfíbolios e óxidos de ferro). Para os minérios de ferro hidrotermal é importante citar o critério de classificação referente aos *skarnitos* ferríferos. A maioria dos grandes depósitos de *skarnitos* grava uma transição do metamorfismo cedo/distal, resultando em hornfels (*skarnito* de reação e *skarnoídes*), para metamorfismo tarde/proximal, resultando em minério grosseiro rolados de *skarnes*. Geneticamente, *skarnoíde* ocorre em zona intermediária entre os hornfels puramente metamórficos e *skarnito* grosseiro puramente metassomático. A maioria dos importantes depósitos economicamente viável de *skarnitos* resulta de transferências em grande escala metassomática, onde a composição do fluido resultam na mineralogia do minério (Fe, Au, Cu, Zn, W, Mo e Sn), (Figura 5.1).

Figura 5.1 – Tipos de formação de *skarn*. **A.** metamorfismo envolvendo recristalização e alteração na instabilidade do mineral; **B.** *Skarn* resultante do metamorfismo de litologias entre camadas; **C.** *Skarnóides* resultante de metamorfismo entre litologias impuras; e **D.** *Skarn* controlado por fluídos metassomáticos, normalmente apresenta texturas grosseiras não refletindo a textura do protólito.



Fonte: modificado de Meihert, 1983.

5.2 Tipologia da Mina do Bonito

A tipologia dos minérios de ferro da Mina do Bonito, foi estudada inicialmente pelos geólogos da empresa Mhag Serviços e Mineração S/A., que distinguiu minérios de alto teor (magnetitito) e minério de baixo teor (itabirito). Com a exploração e exploração dos magnetititos, sentiu-se a necessidade de estudos de investigações sobre as relações entre a mineralogia e o comportamento do minério remanescente (itabirito e *skarn*) nos processos de beneficiamento, bem como, a caracterização e o controle litoestrutural dos materiais aluminosos presentes na Mina do Bonito, atualmente alvo do estudo desta pesquisa de mestrado.

Neste trabalho somam-se dados de campo e de laboratório aos estudos preliminares de classificação, com acréscimo de análise químicas, mineralógicas e da intensidade magnética representativa dos diferentes tipos de minérios e encaixantes diretas, além do tratamento estatísticos dos dados quando necessário.

Encontra-se sintetizadas nas Tabelas 5.1 e 5.2 as principais características dos minérios de ferro da Mina do Bonito, diferenciados pela origem, tipos e subtipos, com especificidades mineralógicas, químicas e intensidade magnéticas, parâmetros de classificações próprias deste estudo para os minérios vulcanossedimentares. (APÊNDICE V).

Adotando como parâmetro diferencial principal a estrutura, teor de ferro (Fe) e a mineralogia, pode-se classificar o minério de ferro em primário e secundário. Os minérios primários são representados pelos itabiritos de estrutura bandada "*bifs*", com magnetita primária alterando para hematita (martita e especularita) e teores de ferro (Fe) entre 19,55 e 41,61%. Os minérios secundários são representados pelos magnetitito, *exoskarnito* magnesiano e tremolitito, todos, apresentam estrutura maciça, alteração hidrotermal, magnetita secundária e teores de ferro (Fe) entre 25,36 e 65%.

Feito essa separação, outros parâmetros importantes para diferenciação dos tipos e subtipos, tanto para os minérios primários, quanto para os secundários, serão abordados de forma distinta e separadamente (subitens), visto que os mesmos formaram-se em períodos e processos geológicos diferentes.

Tabela 5.1 – Classificação tipológica dos itabiritos da Mina do Bonito.

ORIGEM		VULCANOSEDIMENTAR - TIPOLOGIA DOS MINÉRIOS ITABIRÍTICOS PRIMÁRIOS											
TIPOS SUBTIPOS	SIGLA	PARÂMETROS MINERALÓGICOS (% ESTIMADA EM MASSA)	INTENSIDADE MAGNÉTICA (Gaus)			PARÂMETROS QUÍMICOS (%)							
			600 G	3.000 G	7.500 G	Fe	Fe ₂ O ₃	SiO ₂	Al ₂ O ₃	P	MnO	MgO	P. F
Itabirito anfibolítico	la	Essenciais: anfibólio ferríferos (série tremolita-ferro-actinolita (35%) e grunerita - (5%), quartzo (35%); magnetita martitizada (20%), pirita (2%) e apatita (2%); Acessórios: epidoto e carbonatos (<= 1%); Alteração: clorita, hematita em martita, goethita e limonita.	Alto			22,22 - 26,25	32,20 - 38,04	48,42 - 61,83	2,19 - 4,45	0,03 - 0,05	0,26 - 0,36	3,55 - 4,97	<0,01 - 0,26
Itabirito anfibolítico goethítico	lag	Essenciais: quartzo (50%), hematitas (martita - 23% e especularita - 5%); goethita (19%), e magnetita (2%); Acessórios: apatita (<= 1%); Alteração: goethita e limonita.		Média		25,93 - 41,61	37,58 - 60,30	34,02 - 60,11	0,20 - 0,50	0,02 - 0,04	0,03 - 0,28	0,03 - 1,86	<0,01 - 1,29
Itabirito martítico	lm	Essenciais: quartzo (50%), martita/magnetita (30%) e goethita e limonita (15%) e especularita (4%); Acessórios: apatita (<= 1%);	Alto		Baixa	19,55 - 30,13	39,85 - 43,66	51,88 - 59,16	*0,20 - 0,46 GLBTO-78-708 6,37 ppm	0,03 - 0,05	0,06 - 0,46	<0,01 - 4,91	*0,47 - 0,81 GLBTO-78-708 2,89 ppm
Itabirito martítico especularítico	lme	Essenciais: quartzo (50%), martita (30%) e especularita (19%) Acessórios: Apatita (<1%). Alteração: goethita (1%)			Baixa	21,37 - 33,95	30,97 - 49,21	47,04 - 56,25	*0,25 - 0,29 GLBTO-30-295 2,84 ppm	<0,01 - 0,06	0,15 - 0,19	<0,01 - 4,34	* <0,01 - 0,40 GLBTO-30-295 1,38 ppm

Nota: * valores em ppm.

Tabela 5.2 – Classificação tipológica dos minérios hidrotermais da Mina do Bonito.

ORIGEM		HIDROTERMAL - TIPOLOGIA DOS MINÉRIOS SECUNDÁRIOS									
TIPOS SUBTIPOS	SIGLA	PARÂMETROS MINERALÓGICOS - ORDEM DECRESCENTE DE ABUNDÂNCIA (% ESTIMADA EM MASSA)	PARÂMETROS QUÍMICOS (%)								
			Fe	Fe ₂ O ₃	SiO ₂	Al ₂ O ₃	P	MnO	MgO	CaO	P. F
Magnetitito	Mag	Essenciais: magnetita secundária/martita (94%), carbonato (3%) e clorita (2%); Acessórios: goethita e/ou lepidocrosita (<= 1%); Alteração: clorita (2%).	63,20 - 65,00	91,60 - 94,20	1,03 - 5,13	1,02 - 1,24	0,02	0,62 - 4,10	0,67 - 2,23	0,04	(-0,05) - (-0,06)
Skarn Magnesiano	Smg	Essenciais: magnetita/martita (50%), anfíbólio (antofilita 19%), espeularita (10%), granada (10%), carbonato (5%) e pirita (5%); Acessórios: serpentina (<= 1%); Alteração: clorita magnesiana e talco.	41,61 - 49,91	60,30 - 72,33	2,40 - 25,80	0,32 - 0,63	0,01 - 0,1	0,12 - 0,67	3,84 - 11,06	0,08 - 2,80	0,92 - 2,80
Skarn tremolitito com actinolita	Stm	Essenciais: tremolita/actinolita (50%), magnetita (25%), martita (12%), espeularita (7%), e pirita (5%); Acessórios: apatita, clorita, quartzo (<= 1%); Alteração: carbonato, espeularita e clorita.	25,36 - 33,43	36,76 - 48,45	33,84 - 46,61	0,20 - 3,27	0,03 - 0,07	0,20 - 0,90	7,55 - 17,23	0,45 - 4,69	<0,01 - 2,31

5.2.1 Tipologia dos Itabiritos

Em função de sua composição mineralógica, com os minerais de ferro predominantes dando nome ao tipo e/ou subtipo de itabirito, os tipos/subtipos divide-se em anfíbolítico, anfíbolítico goethítico, martítico e martítico especularítico. As hematitas podem ser, predominantemente, martíticas ou especularíticas. Ocorre ainda, um alto conteúdo de pseudomorfos de magnetita (Tabela 5.1) (APÊNDICE V).

Deve evidenciar que como critério secundário a classificação, utilizou-se as propriedades magnéticas, subdividindo-as em: alta intensidade magnética (atrai à magnetita primária e secundária - imã de 600 G), média intensidade magnética (atrai martita - imã de 3.000 G) e baixa intensidade magnética (atrai especularita - imã de 7.500 G).

Este parâmetro foi utilizado, exclusivamente, nos minérios itabiritos com o objetivo de avaliar o grau de influência do hidrotermalismo (percolação de fluídos ricos em magnetita) em cada tipo estudado, bem como, para otimizar o processo de beneficiamento da empresa MHAG, a cerca, da separação magnética.

Utilizando os parâmetros da Tabela 5.1 os itabiritos da Mina do Bonito foram classificados, caracterizados e individualizados em quatro tipos distintos. (APÊNDICE V)

Itabirito anfíbolítico (Ia)

Os parâmetros químicos, mineralógicos e magnéticos para os itabiritos anfíbolíticos encontram-se resumidos na Tabela 5.1.

Os itabiritos anfíbolíticos representam a segunda maior unidade presente na Mina do Bonito, com porcentagem estimada de volume em 30%. Ocorrem em superfície no extremo oeste da área em contato com os mármore, xistos e os itabiritos martíticos e anfíbolíticos goethíticos. Em profundidade aparecem intercalados aos mármore, xistos e *skarns*. (APÊNDICE V)

Em visão macroscópica os Ia apresentam-se com estrutura bandada, de granulação variando de fina à média, onde as bandas de cor cinza esbranquiçada a preto intercalam-se com níveis esverdeados (quase inexistente a alteração supergênica) definindo o bandamento principal paralela a foliação (Figura 5.2 a). A intensidade magnética é alta (imã de 600 G - atrai à magnetita) e quase não apresenta variações de composição significativa e quando ocorre geralmente está associado á percolação de fluídos (hidrotermalismo), intercalação de níveis xistoso e/ou pelítico ou na eminência do contato com os outros litotipos.

Microscopicamente os Ia apresentam padrões texturais granoblásticas e estrutural bandadas e/ou foliada (Figura 5.2 b, c). Os minerais identificados em ordem decrescente de abundancia são:

1. Minerais Essenciais: anfibólios ferríferos (série tremolita-ferro-actinolita - (35%) e grunerita - 5%), quartzo (35%); magnetita martitizada (20%), pirita (2%) e apatita (2%).
2. Minerais Acessórios: epidoto e carbonatos ($\leq 1\%$).
3. Minerais de Alteração: clorita, hematita em martita, goethita e limonita.

O padrão textural granoblástico e a estrutura bandada é definida principalmente pela orientação de hábito prismático dos anfibólios e por grãos orientados de quartzo e magnetita martitizada.

Os anfibólios ferríferos pertencem a série tremolita-ferro-actinolita, com presença de grunerita, clorita e hornblenda, possuem hábitos prismáticos à fibroso pseudomorfizados para goethita e/ou limonita (pequena quantidade).

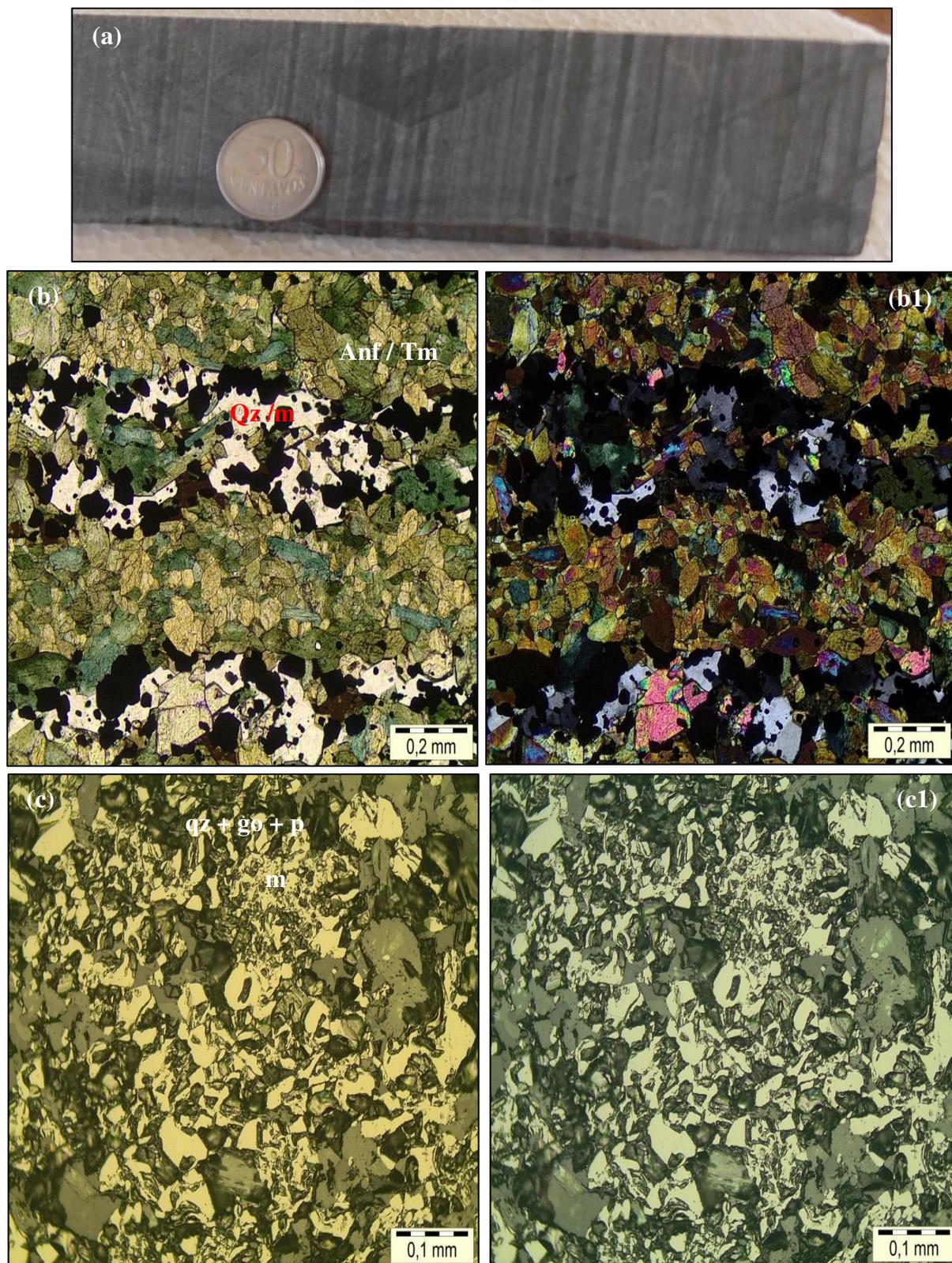
Os cristais de magnetita ocorrem de forma subédrica à euédrica e localmente como porfiroblastos. A morfologia predominante da hematita é a martita (hematita granular) que ocorrem como produto de alteração da magnetita, ou seja, a martita é um pseudomorfo da magnetita.

Os cristais de quartzos constituem um dos minerais mais abundantes no tipo estudado, concentrado em bandas mais claras junto com as magnetitas e/ou hematitas, nas quais ocorrem como cristais granoblásticos, com bordas retilíneas e contatos tríplices e cujo diâmetro varia de 0,05 a 0,15mm. Cristais de granulação mais grossa formam pequenos bolsões estirados e imersos nas bandas quartzosas.

A pirita (sulfeto) ocorre em duas formas, disseminada englobando a magnetita e o anfibólio ao longo das discontinuidades e como cristais porfiroblastos subédricos (pós-tectônica), em geral, associada a magnetita e anfibólio.

Os minerais acessórios ocorrem dispersos e inclusos aos minerais principais e raramente estão associados a magnetita. A clorita é produto de alteração do anfibólio.

Figura 5.2 – Petrografia dos Itabiritos anfibolíticos (Ia): (a) estrutura bandada; (b) hábito prismático dos anfibólios (Anf) e/ou tremolito (tm) - Luz Ortoscópica (L.O); (b1) Luz Ortoscópica; (c) magnetita martitizada (m) e goethitizada (go) à Luz Natural Polarizada (L.N.P); e (c1) Luz Ortoscópica (L.O). Amostra PTRM-143-1843 (intervalo 78,15 a 93,15 m), seção delgada (sd) e seção polida (sp).



Fonte: Elaborada pela autora.

Itabirito anfibolítico goethítico (Iag)

Os parâmetros químicos, mineralógicos e magnéticos para os itabiritos anfibolíticos goethíticos encontram-se resumidos na Tabela 5.1.

Os itabiritos anfibolíticos goethíticos representam a terceira maior unidade presente na Mina do Bonito, com porcentagem estimada de volume em 15%. Ocorrem em superfície na porção central da área em contato com os xistos, magnetitos, *skarnes* e os itabiritos martíticos, martíticos especularíticos e anfibolíticos, corresponde ao itabirito anfibolítico em processo avançado de alteração e/ou enriquecimento supergênico, ou seja, os anfibólitos ferríferos foram totalmente removidos e/ou alterados para o hidróxido de ferro "goethita"(APÊNDICE V).

Em visão macroscópica os Iag apresentam-se com estrutura bandada (pontualmente difuso), de granulação variando de fina à média, onde as bandas de cor vermelho-ocre-alaranjada (magnetita e/ou hematita e goethita), intercalam-se com níveis cinza-esbranquiçados a preto definindo o bandamento principal subparalelo a foliação (Figura 5.3 a, a1). A intensidade magnética é média (imã de 3.000 G - atrai à martita).

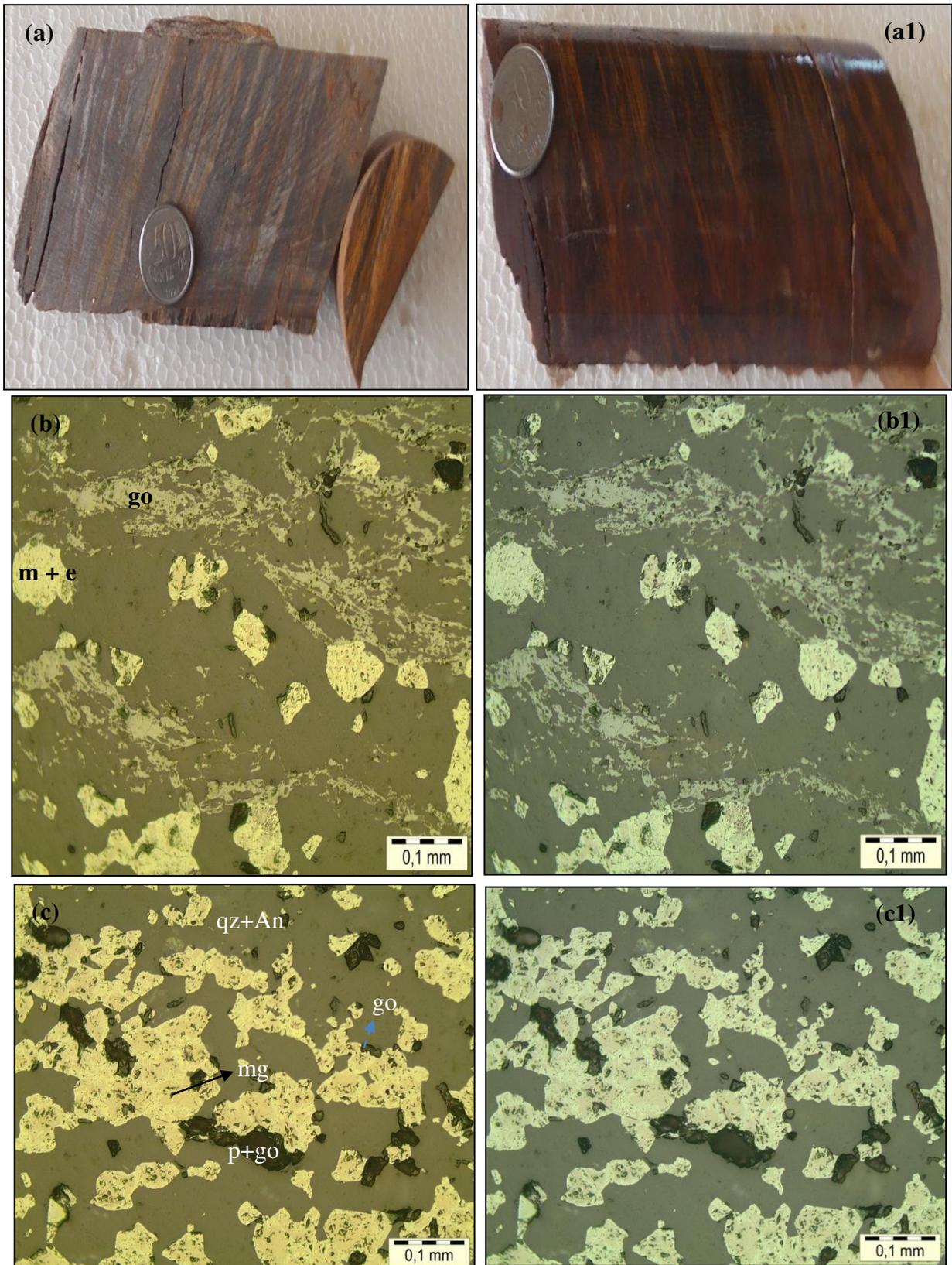
Microscopicamente os Iag apresentam padrão textural granoblástico (pontualmente nematoblástico) e estrutura bandada, definida principalmente pela orientação prismática dos anfibólitos ferríferos, lamelar da especularita e grãos orientados de quartzo e magnetita martitizada. Outra característica importante é a presença de hematitas em martita (morfologia granular) e hematita em especularita (morfologia lamelar), ambas, pseudomorfas da magnetita (Figura 5.3 b e b1). Os minerais identificados em ordem decrescente de abundância são:

1. Minerais Essenciais: quartzo (50%), hematitas (martita - 23% e especularita - 5%); goethita (19%), e magnetita (2%);
2. Minerais Acessórios: apatita (<= 1%);
3. Minerais de Alteração: goethita e limonita.

Os cristais granoblásticos de quartzos constituem o mineral mais abundante no tipo estudado, sendo concentrado nas bandas mais claras. A hematita em martita concentra-se nas bandas de coloração vermelho-ocre-alaranjada, sendo detectada, ainda, de forma disseminada nas bandas ricas em quartzo. Esse mineral foi formado a partir da oxidação de magnetita, que ainda ocorre como relictos. A forma octaédrica da magnetita é preservada (Figura 5.3 c e c1), e estes pseudomorfos, com diâmetros que variam de 0,03 a 0,15mm, foram quase completamente transformados em martita. A Goethita e/ou Limonita compõe os níveis de coloração avermelhada - alaranjada sub-paralelos ao bandamento. Estes hidróxidos de ferro

correspondem ao produto de alteração intempérica de silicato de Fe com hábito prismático, possivelmente anfíbólio, que conserva a orientação preferencial responsável pela foliação da rocha. A specularita (hematita lamelar) ocorre associado as porções quartzosas como inclusões finas dentro dos grãos e raramente na magnetita.

Figura 5.3 – Petrografia dos Iag: (a) estrutura bandada; (b) hábito granular da magnetita/martita (m) e lamelar da especularita (e) - Luz Natural Polarizada (L.N.P); (b1) Luz Ortoscópica (L.O); (c) magnetita relíquia (mg) e goethita (go) Luz Natural Polarizada (L.N.P); e (c1) Luz Ortoscópica (L.O).



Fonte: Elaborada pela autora.

Itabirito martítico (Im)

Os parâmetros químicos, mineralógicos e magnéticos para os itabiritos martíticos encontram-se resumidos na Tabela 5.1.

Os itabiritos martíticos representam a maior unidade presente na Mina do Bonito, com porcentagem estimada de volume em 40%. Ocorrem em superfície na porção central norte da área em contato com os ortognaisses, xistos, quartzitos ferruginosos e os itabiritos anfibolíticos, anfibolíticos goethíticos e martíticos especularíticos (APÊNDICE V).

Em visão macroscópica os Im apresentam-se com estrutura bandada e dobrada, granulação variando de fina à grossa, onde as bandas de cores cinza azulada-esbranquiçado (martita e quartzo), intercalam-se com níveis alaranjados (goethita) definindo o bandamento principal (Figura 5.4 a, a1). Os Im apresentam intensidade magnética baixa (predominante) e alta (ímã de 7.500 G - atrai à specularita e 600 G - atrai a magnetita).

Os itabiritos martíticos que apresentam intensidades magnéticas altas ocorrem à níveis profundos, com variações composicionais significativas e sempre associados às percolações dos fluídos das fases hidrotermais.

Microscopicamente os Im predominantes apresentam padrão textural granoblástica definida principalmente pela orientação prismático dos hidróxidos de ferro (goethita), possivelmente anfibólio, que conserva a orientação preferencial e grãos orientados de quartzo e martita. Os minerais identificados em ordem decrescente de abundância são:

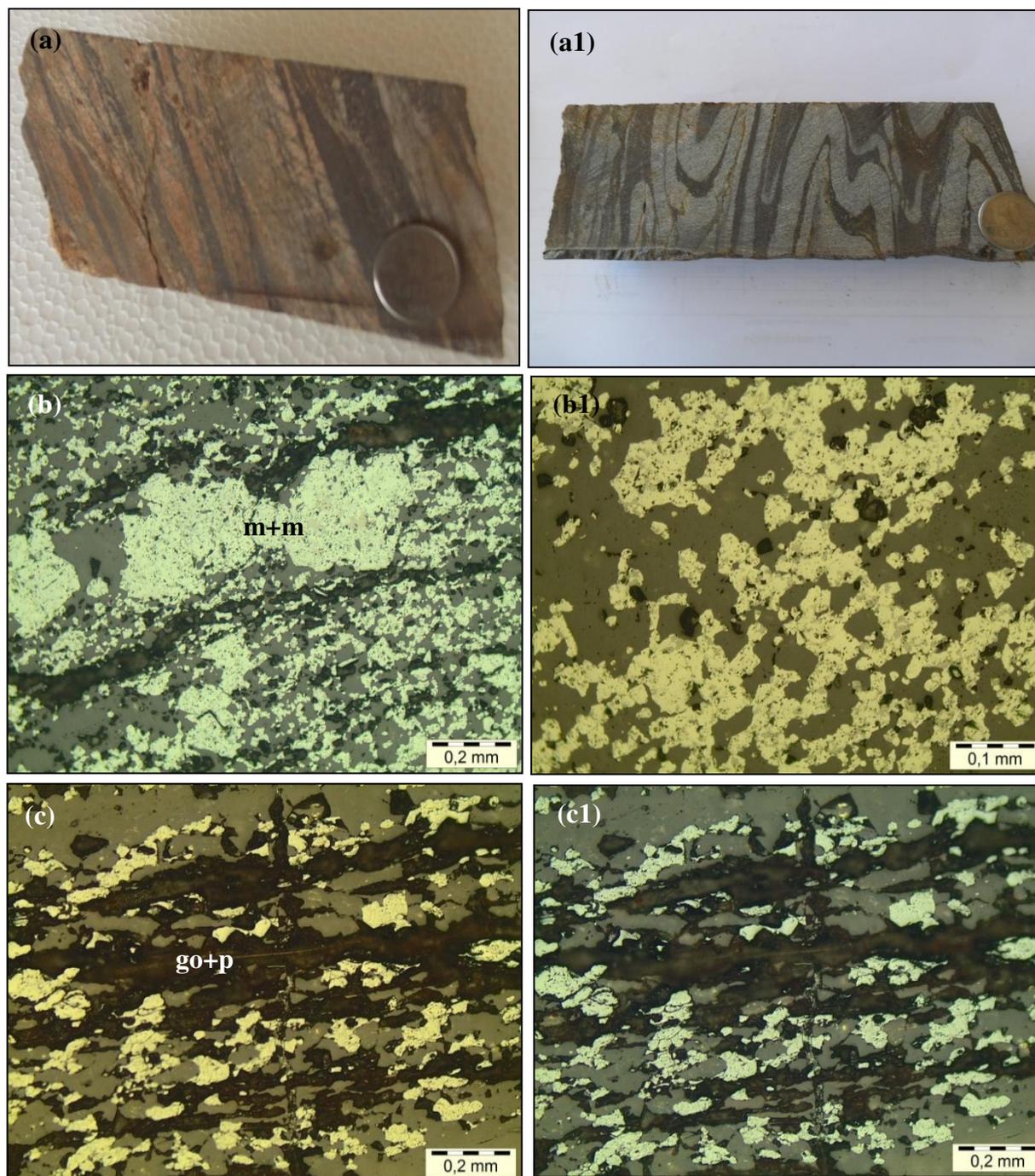
1. Minerais Essenciais: quartzo (50%), martita/magnetita (30%) e goethita e limonita (15%) e specularita (4%).
2. Minerais Acessórios: apatita ($\leq 1\%$).

A martita é o mineral ferrífero predominante, trata-se de um pseudomorfo da magnetita, em seus extremos dos cristais limita-se com a goethita. A magnetita ainda ocorre como relictos. A sua forma octaédrica é preservada.

A goethita (hidróxidos de ferro) corresponde ao produto de alteração intempérica de silicato de Fe com hábito prismático, possivelmente anfibólio, que conserva a orientação preferencial responsável pela foliação da rocha e de forma parcial substitui a martita. Este tipo específico apresenta variações de composição simples (goethita, martita e quartzo).

A specularita (hematita lamelar) ocorre associado as porções quartzosas e à magnetita. Mineral ferrífero responsável pela foliação.

Figura 5.4 – Petrografia dos Im: (a e a1) estrutura bandada e dobrada; (b e b1) hábito granular da magnetita (mg) / martita (m) (go+p) – Luz Natural Polarizada (L.N.P) e Luz Ortoscópica (L.O); (c) e goethita (go) e poros (p) à Luz Natural Polarizada (L.N.P) e Luz Ortoscópica (L.O).



Fonte: Elaborada pela autora.

Itabirito martítico especularítico (Ime)

Os parâmetros químicos, mineralógicos e magnéticos para os itabiritos martíticos encontram-se resumidos na Tabela 5.1.

Os itabiritos martíticos especularíticos representam a menor unidade presente na Mina do Bonito, com porcentagem estimada de volume em 10%. Ocorrem em superfície na base da seqüência dos itabiritos e lateralmente circulando-os. Os minerais de minérios são: a martita (hematita granular) e especularita (hematita lamelar), ambas proveniente da transformação da magnetita. (APÊNDICE IV).

Em visão macroscópica os Ime apresentam-se com estrutura levemente bandada, granulação variando de fina à grossa, onde as bandas de cores cinza azulada (martita e especularita), intercalam-se com níveis cinza esbranquiçado (quartzo) definindo o bandamento principal (Figura 5.5 a, a1). Apresenta intensidade magnética baixa (7500 G - atrai à especularita).

Microscopicamente os Ime apresentam padrão textural granolepidoblástica definida principalmente pela orientação lamelar da especularita e grãos orientados de quartzo e martita. Os minerais identificados em ordem decrescente de abundância são:

1. Minerais Essenciais: quartzo (50%), martita (30%) e especularita (19%).
2. Minerais Acessórios: Apatita (<1%).
3. Minerais de Alteração: goethita (1%).

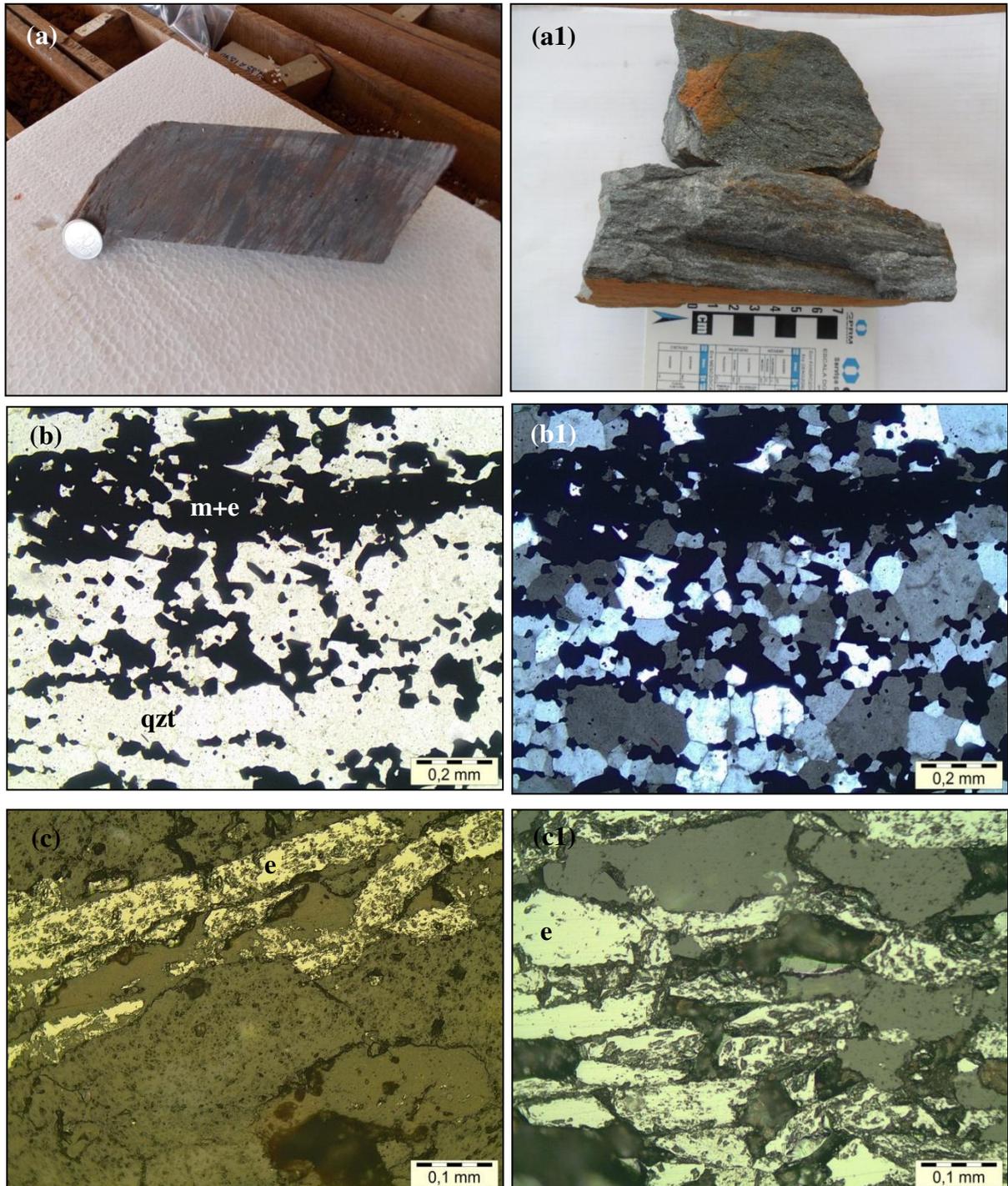
Os cristais granoblásticos de quartzos constituem o mineral mais abundante no tipo estudado, sendo concentrado nas bandas mais claras. Os grãos de quartzo possuem inclusões de martita e especularita.

Dentre os cristais de hematita (martita e especularita), predomina a morfologia da martita (granular), seguida pela especularita (lamelar). Pontualmente e raríssima vezes observa-se resquícios de magnetita, indício que as hematitas são produtos da magnetita (processos supergênicos). (Figura 5.5 b, b1, c, c1).

A especularia ocorre em menor proporção comparando com a presença da martita, estando associada ao plano de maior deformação, origem tectono-metamórfica (Figura 5.5 c, c1).

A goethita está presente principalmente nas bordas dos cristais da martita e quartzo, faz parte de uma fase tardia e substitui os minerais de ferro.

Figura 5.5 – Petrografia dos Ime: (a e a1) estrutura bandada; (b e b1) bandas de quartzo alternando com bandas de martita (m) e especularita (e). (b) Luz Natural Polarizada (L.N.P) e (b1) Luz Ortoscópica (L.O); (c e c1) textura granolepidoblástica e especularita lamelar. (c) Luz Natural Polarizada (L.N.P) e (c1) Luz Ortoscópica (L.O).



Fonte: Elaborada pela autora.

5.2.2 Tipologia dos Minérios Hidrotermais

A alteração hidrotermal relacionada ao evento mineralizador de ferro também afetou as rochas circunvizinhas resultando na formação de magnetita, hematita e tremolita/actinolita como os principais minerais de alteração. A alteração hidrotermal dos magnetitos produziu zonas hidrotermais, que afetaram as rochas encaixantes modificando-as. Com base em sua nova composição mineralógica e utilizando os parâmetros da Tabela 5.2 os minérios hidrotermais da Mina do Bonito foram classificados, caracterizados e individualizados em três tipos distintos: (1) Magnetitito (Mag), (2) *Skarn* magnésiano (Smg) e (3) *Skarn* tremolitito com actinolita (Stm). (APÊNDICES IV e V)

Magnetitito (Mag)

Os parâmetros químicos e mineralógicos dos magnetitos encontram-se resumidos na Tabela 5.2. Deve salientar que este tipo de minério já foi explorado, explotado e vendido.

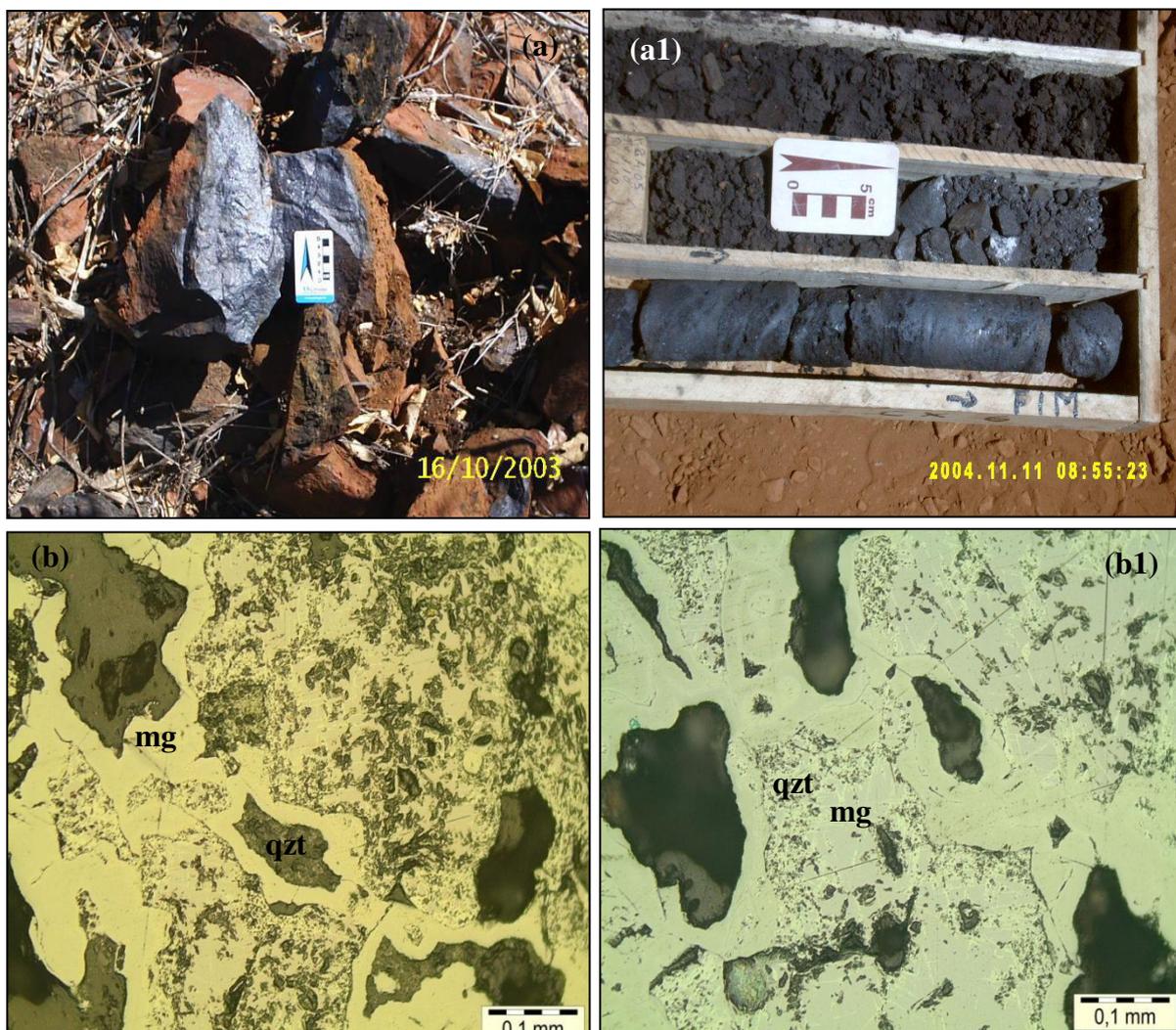
Os magnetitos remanescentes possuem porcentagem estimada de volume <1%, são rochas homogêneas, com cor preta metálica. Ocorrem em superfície na forma geométrica de "boudins" associados aos *skarns* magnésianos (APÊNDICE IV).

Em visão macroscópica os Mag apresentam-se com estrutura bandada, de granulação variando de fina à média, elevada porosidade decorrente do intemperismo químico/físico (processos supergênicos) e/ou atividade hidrotermal de baixa temperatura. (Figura 5.6 a, a1).

Microscopicamente os magnetitos apresentam padrões texturais granoblásticas, exibe um bandamento fino, relativamente regular e penetrativo, caracterizado por alternâncias mineralógicas, faixas com forte magnetismo (magnetita e hidróxidos de ferro) e bandas quartzosas. O forte estiramento mineral sugere intensa deformação milonítica (Figura 5.6 b, b1). Os minerais identificados em ordem decrescente de abundância são:

1. Minerais Essenciais: magnetita martitizada (94%) e quartzo e/ou anfibólio (3%);
2. Minerais Acessórios: goethita (<= 1%);
3. Minerais de Alteração: clorita (2%).

Figura 5.6 – (a e a1) afloramento e testemunho de sonda dos Mag; estrutura bandada; (b e b1) bandas de magnetita (mg) e bandas quartzosas (qzt). (b) Luz Natural Polarizada (L.N.P) e (b1) Luz Ortoscópica (L.O).



Fonte: Elaborada pela autora.

Skarn magnesiano (Smg)

Os parâmetros químicos e mineralógicos dos *skarnes* magnesianos encontram-se resumidos na Tabela 5.2.

Os *skarnes* magnesianos possuem porcentagem estimada de volume 1%, são rochas heterogêneas, com cor preta metálica às vezes esverdeada e forma geométrica de "boudins". Ocorrem em superfície como aureola de alteração, circulando, bordejando e sempre associado com os magnetitos remanescentes. Em profundidade aparecem intercalados aos xistos e os itabiritos anfibolíticos e martíticos specularíticos, ambos, de alta intensidade magnética (APÊNDICE IV).

Em visão macroscópica os Smg apresentam-se com estrutura maciça, de granulação variando de fina à média, coloração preta metálica as vezes esverdeadas, destacando lentes e vênulas milimétricas esbranquiçadas (Figura 5.7 a, a1). A variação de composição geralmente está associado á percolação de fluídos hidrotermais.

Microscopicamente os Smg apresentam padrões texturais granoblásticas, localmente lepidoblásticas (Figura 5.7 b, c). Os minerais identificados em ordem decrescente de abundância são:

1. Minerais Essenciais: magnetita/martita (50%), anfibólio (antofilita 19%), specularita (10%), granada (10%), carbonato (5%) e pirita (5%);
2. Acessórios: serpentina ($\leq 1\%$);
3. Minerais de Alteração: clorita magnésiana e talco.

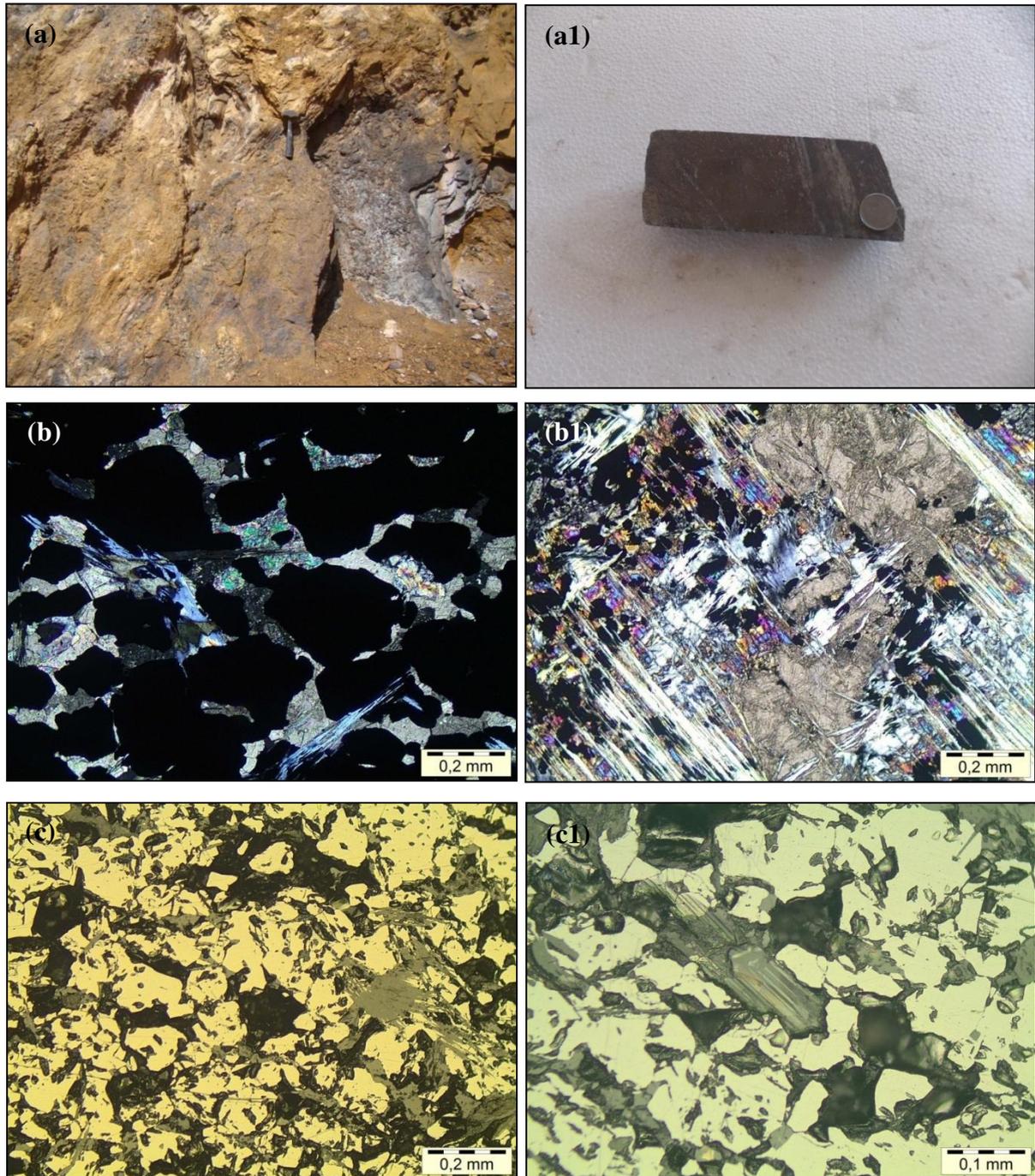
A magnetita apresenta-se com hábito subeudral a anedral, a massa de magnetita engloba os carbonatos e os minerais fibrosos. Raríssimas vezes observa-se a magnetita martitizada.

A specularita está associada a magnetita e ao plano de maior deformação e foi pouca afetada pela deformação.

A antofilita (anfibólio magnésiano) está substituindo os carbonatos e é produto de alteração dos minerais ferríferos.

A clorita - talco está substituindo os carbonatos e os anfibólios (antofilita).

Figura 5.7 – Afloramento (a) e amostra de furo de sonda (a1), evidenciando a alteração hidrotermal e estrutura e textura do Smg; (b e b1) antofilita substituindo os carbonatos (seção delgada). (c) Luz Natural Polarizada (L.N.P) e (c1) Luz Ortoscópica (L.O) (seção polida). (c e c1) magnetita e especularita englobando os carbonatos.



Fonte: Elaborada pela autora.

Scarn tremolitítico com actinolita(Stm)

Os parâmetros químicos e mineralógicos dos *skarnes* tremolitítico encontram-se resumidos na Tabela 5.2.

Os *skarnes* tremolitíticos não possuem porcentagem estimada de volume em superfície, são rochas heterogêneas, com cor cinza esbranquiçada e forma geométrica de "boudins". Em profundidade aparecem intercalados os *skarnes* magnesiano, os xistos e os itabiritos anfibolíticos e martíticos especularíticos, ambos, de alta intensidade magnética (APÊNDICE IV).

Em visão macroscópica os Stm apresentam-se com estrutura bandada, de granulação variando de fina à grossa (Figura 5.8 a, a1), com pontos de concentrações compostos por tremolita/actinolita, porfiroblastos de magnetita e disseminados de sufetos (Figura 5.8 b, b1). A variação de composição geralmente está associado a percolação de fluídos hidrotermais.

Microscopicamente os Stm apresentam padrões texturais granoblásticas e pontos lepidoblásticas. Os minerais identificados em ordem decrescente de abundância são: (Figura 5.8 b, c).

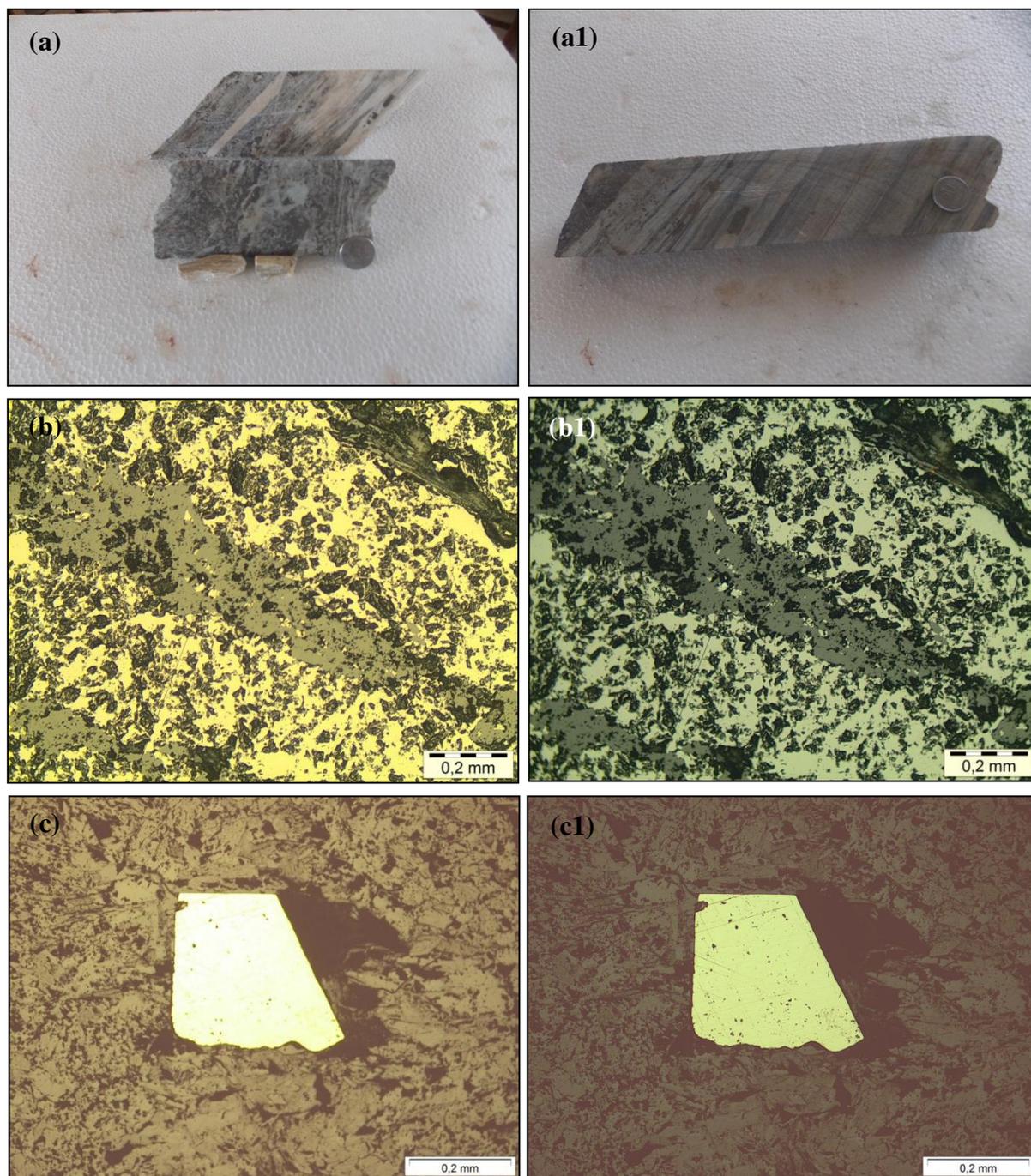
1. Minerais Essenciais: tremolita/actinolita (50%), magnetita (25%), martita (12%), especularita (7%), e pirita (5%);
2. Minerais Acessórios: apatita, clorita, quartzo ($\leq 1\%$); e
3. Minerais de Alteração: carbonato, especularita e clorita.

A magnetita apresenta-se com forma subdiomorfa a xenomorfa e hábito subeudral a anedral. Ocorre principalmente como porfiroblastos e alterando para hematita. Pontualmente a magnetita engloba as tremolita/actinolita.

A martita ocorre como pseudomórfos da magnetita. A especularita ocorre associada a magnetita com inclusões finas inserida na magnetita. A especularita lamelar assim como a tremolita definem a foliação principal.

A pirita ocorre como pórfiro anedral a subedral e engloba a magnetita e a tremolita (indício origem pós tectônica). A apatita ocorre dispersa, provavelmente, associada ao hidrotermalismo local.

Figura 5.8 – Amostra evidenciando a alteração hidrotermal e estrutura e textura do Stm: (a e a1); (b e b1) bandamento composicional, magnetita martítizada alternado com os anfibólios. (b) Luz Natural Polarizada (L.N.P) e (b1) Luz Ortoscópica (L.O). (c e c1) magnetita martitizada, specularita e pórfiro subedral de pirita (p). (c) Luz Natural Polarizada (L.N.P) e (c1) Luz Ortoscópica (L.O).



Fonte: Elaborada pela autora.

6 GEOQUÍMICA DOS MINÉRIOS DE FERRO DA MINA DO BONITO

Para uma melhor determinação e caracterização da geoquímica de rocha total, os minérios de ferro da Mina do Bonito foram subdivididos em dois grupos, considerando a sua origem (de formação): **(a)** os minérios primários de origem vulcano-sedimentar formados pelas formações ferríferas bandadas (*bif's*) metamorizadas "itabiritos); e **(b)** os minérios secundários de origem hidrotermal representados pelos magnetito, exoskarn magnesiano e exoskarn actinolito-tremolito, com alta intensidade magnética proveniente da inclusões de pórfiros de magnetita secundária, oriundos do hidrotermalismo e/ou metamorfismo local.

O objetivo principal da realização de análises químicas de rocha total nos minérios da Mina do Bonito e no entorno do depósito é a sua classificação de acordo com o ambiente tectônico de deposição e litotipos associados, bem como, definir o padrão geoquímico das diversas fácies dos litotipos nelas presentes, e contribuindo assim, para a implementação do processo de beneficiamento à ser desenvolvido pela empresa Mhag Serviços e Mineração S/A., na concentração do seu produto final.

Foram analisadas um total de 30 amostras contemplando os seguintes elementos: (1) Elementos Maiores (E.M.) - SiO₂, TiO₂, Al₂O₃, Fe₂O₃, MnO, MgO, CaO, Na₂O, K₂O, P₂O₅, Cr₂O₃; (2) Elementos Traços (E.T.) e Menores - B, Ba, Rb, Sr, Y, Zr, Nb, Th, Pb, Ga, Zn, Cu, Cr, Ni, V, Hf, Cs, Sc, Ta, Co, Be, U, W, Sn, Mo, Au, Ag, As, Bi, Cd, Hg, Li, Sb, Se, Ti, Tl e (3) Elementos Terras Raras (E.T.R.) - La, Ce, Pr, Nd, Sm, Eu, Gd, Tb, Dy, Ho, Er, Tm, Yb, Lu. (APÊNDICE V)

Das 30 amostras analisadas, 15 análises contemplaram os itabiritos (tabela 6.1); 09 análises para os minérios hidrotermais (tabela 6.2) e 6 análises contemplaram as principais encaixantes dos minérios e prováveis fontes de contaminantes. Todas as amostras analisadas são provenientes dos furos de sondagens BTO-FSR-030, BTO-FRS-070, BTO-FRS-078, BTO-FRS-111, BTO-FRS-099, BTO-FRS-146 e BTO-FSR-002.

Os resultados obtidos foram comparados, quando possíveis, aos resultados disponíveis na literatura de outras ocorrências mundiais conhecidas. O comportamento dos elementos maiores e menores, traços e do grupo dos terras raras (ETR), foram avaliados nos programas *Excel*, *GCDkit2.3* e *Minpet*, utilizando diagramas de variações binárias (*spidergramas e aranhogramas*), entre elementos.

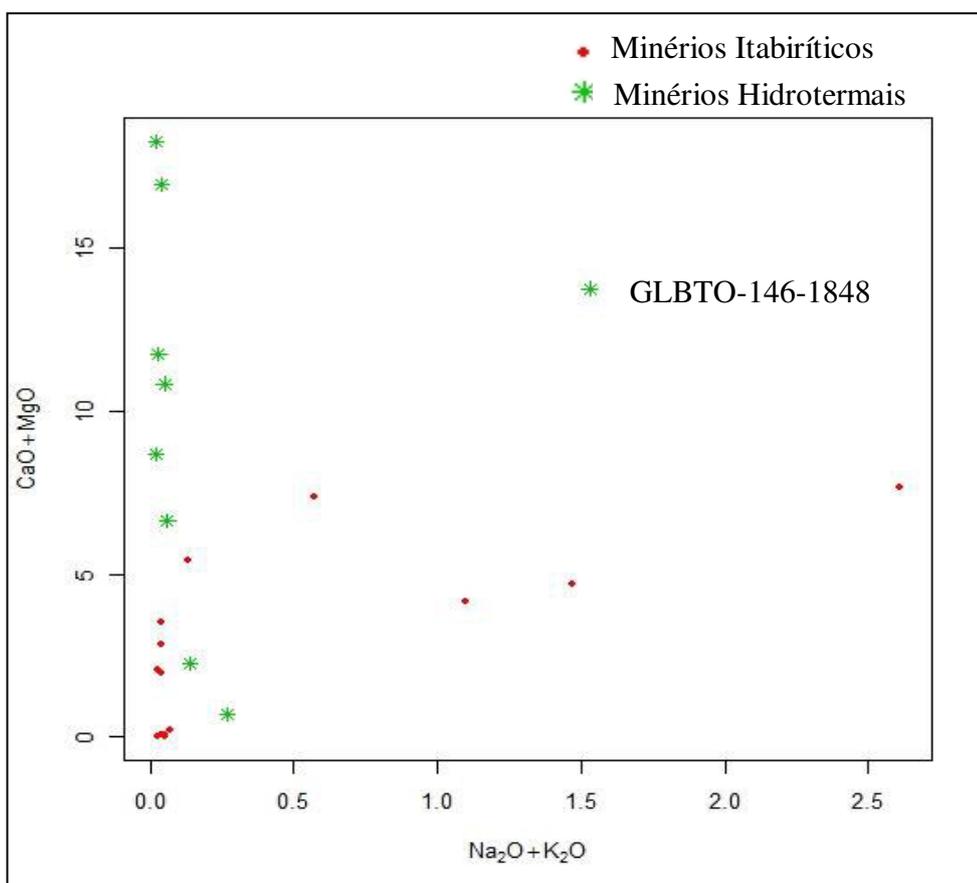
Pelo fato de que os minérios de ferros serem altamente susceptíveis ao intemperismo e/ou lixiviação, e para uma maior segurança na realização das análises químicas e posteriores

resultados obtidos dos E.M. E.T. e menores, e E.T.R., amostrou-se sempre que plausível intervalos profundos e porções de rochas completamente inalteradas.

Para diferenciação dos minérios itabiríticos dos hidrotermais sugeriu utilizar-se o diagrama binário $\text{CaO} + \text{MgO}$ versus $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$, onde mostra que os itabiritos sofreram empobrecimento nos elementos (Ca e Mg), quando comparados aos minérios hidrotermais com enriquecimento de (Ca e Mg). (Figura 6.1).

É oportuno ressaltar que a empresa Mhag Serviços e Mineração S/A realizou, em etapas anteriores, em todos os seus 146 furos de sondagens rotativas, de forma rotineira, uma gama de análises químicas, contemplando os principais elementos maiores (Fe, SiO_2 , Al_2O_3 , e P), parâmetros mineralógicos e granulométricos, oferecendo um grande suporte de dados para a caracterização geoquímica dos diferentes tipos de minérios de ferro presentes na Mina do Bonito.

Figura 6.1 – Diagrama binário sugerido para diferenciação dos minérios itabiríticos dos hidrotermais da Mina do Bonito. A amostra GLBTO-146-1848 nessa diferenciação deve ser descartada.



Fonte: Elaborada pela autora.

Tabela 6.1 – Análise químicas dos itabiritos da Mina do Bonito.

E.M. (%)	GLBTO 111-1375 (Ia)	GLBTO 111-1380 (Ia)	GLBTO 146-1843 (Ia)	GLBTO 30-279 (Iag)	GLBTO 99-1135 (Iag)	GLBTO 99-1131 (Iag)	GLBTO 30-267 (Iag)	GLBTO 30-268 (Im)	GLBTO 111-1356 (Im)	GLBTO 70-611 (Im)	GLBTO 70-608 (Im)	GLBTO 78-707 (Im)	GLBTO 30-295 (Ime)	GLBTO 111-1368 (Ime)	GLBTO 146-1830 (Ime)
SiO₂	51,51	61,83	48,42	50,9	60,11	50,29	34,02	55,16	56,06	59,16	55,90	51,88	56,25	50,50	47,04
TiO₂	0,10	<0,01	0,16	<0,01	0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	0,23	<0,01	<0,01	<0,01
Al₂O₃	2,49	2,19	4,45	0,20	0,50	0,25	0,48	0,46	0,25	0,33	0,20	6,37	2,84	0,29	0,25
Fe₂O₃	38,04	32,20	34,36	44,3	37,58	45,02	60,30	39,85	43,66	40,11	43,33	28,34	30,97	44,22	49,21
Fe	26,25	22,22	23,71	30,57	25,93	31,06	41,61	27,50	30,13	27,68	29,90	19,55	21,37	30,51	33,95
MnO	0,26	0,36	0,26	0,12	0,28	0,03	0,10	0,09	0,06	0,21	0,10	0,46	1,15	0,15	0,19
MgO	4,97	3,55	4,67	1,86	0,03	0,03	0,21	<0,01	0,02	2,19	1,21	4,91	4,34	2,93	<0,01
CaO	0,44	0,62	2,98	0,21	0,04	0,06	0,03	0,03	0,03	0,64	0,77	2,44	0,35	0,59	0,02
Na₂O	0,05	0,72	0,13	0,02	0,03	0,03	0,04	0,03	0,02	0,03	0,03	0,25	0,96	0,03	0,02
K₂O	0,08	0,38	2,48	<0,01	0,01	0,02	0,03	0,02	0,02	<0,01	<0,01	0,32	0,51	<0,01	0,01
P₂O₅	0,07	0,10	0,03	0,06	0,13	0,06	0,05	0,12	0,05	0,09	0,10	0,12	<0,01	0,15	0,02
P	0,05	0,04	0,03	0,04	0,03	0,02	0,04	0,05	0,03	0,03	0,04	0,05	<0,01	0,06	0,01
Cr₂O₃	0,04	0,03	0,06	0,03	0,03	0,05	0,02	0,02	0,03	0,04	0,02	0,04	0,02	0,02	0,04
P.F.	0,26	<0,01	<0,01	<0,01	1,29	0,68	0,42	0,81	0,62	0,47	0,53	2,89	1,38	<0,01	0,40
SOMA	98,29	101,38	97,50	97,43	100,04	96,53	95,69	96,54	100,80	103,23	102,13	98,24	98,78	97,60	97,13
E.T. (ppm)	GLBTO 111-1375 (Ia)	GLBTO 111-1380 (Ia)	GLBTO 146-1843 (Ia)	GLBTO 30-279 (Iag)	GLBTO 99-1135 (Iag)	GLBTO 99-1131 (Iag)	GLBTO 30-267 (Iag)	GLBTO 30-268 (Im)	GLBTO 111-1356 (Im)	GLBTO 70-611 (Im)	GLBTO 70-608 (Im)	GLBTO 78-707 (Im)	GLBTO 30-295 (Ime)	GLBTO 111-1368 (Ime)	GLBTO 146-1830 (Ime)
B	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10
Ba	<10	25,00	493,00	38,00	93,00	<10	143,00	16,00	17,00	45,00	30,00	46,00	53,00	<10	26,00
Co	5,00	1,40	11,10	1,70	2,50	2,20	2,30	1,50	1,70	2,70	2,60	19,00	7,90	2,00	2,60
Cr	156,00	70,00	258,00	94,00	85,00	149,00	46,00	67,00	69,00	100,00	81,00	163,00	49,00	51,00	125,00
Cu	9,00	7,00	6,00	6,00	10,00	8,00	6,00	<5	6,00	10,00	7,00	53,00	24,00	<5	<5
Ni	25,00	11,00	86,00	12,00	15,00	15,00	13,00	9,00	37,00	14,00	8,00	74,00	25,00	11,00	20,00
Sc	<3	<3	<3	<3	<3	<3	<3	<3	<3	<3	<3	<3	<3	<3	<3
Sr	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10

V	41,00	<5	46,00	<5	<5	8,00	7,00	17,00	<5	29,00	<5	84,00	<5	6,00	8,00
Zr	11,00	37,00	40,00	<10	20,00	<10	11,00	<10	11,00	12,00	<10	44,00	46,00	11,00	<10
Zn	108,00	42,00	188,00	38,00	54,00	<5	65,00	16,00	<5	44,00	66,00	91,00	34,00	7,00	902,00
Ti	0,01	<0,01	0,08	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	0,04	<0,01	<0,01	<0,01
Rb	5,8	18,50	231,70	0,4	0,7	1,4	0,8	1	0,5	1,3	1,9	20,5	17,6	0,5	0,8
Y	<10	13,00	<10	<10	10,00	<10	<10	<10	<10	<10	<10	30,00	13,00	<10	<10
Nb	3,31	7,68	3,39	1,04	0,86	<0,05	1,6	0,64	<0,05	0,64	<0,05	4,09	4,81	<0,05	0,75
Th	0,30	6,7	3	<0,1	0,3	0,2	0,5	<0,1	0,2	0,2	0,8	5,6	9,4	<0,1	0,1
Pb	4	5	4	5	<3	<3	12	80	5	5	36	6	11	4	13
Ga	2,7	3,2	5,6	0,7	0,8	1	2,7	2,1	0,8	3	1,4	10	4,8	0,9	0,4
Hf	0,27	2,03	0,91	<0,05	<0,05	<0,05	<0,05	<0,05	<0,05	<0,05	<0,05	1,8	2,2	<0,05	<0,05
Cs	0,33	0,37	10,84	<0,05	<0,05	0,06	<0,05	<0,05	<0,05	0,15	<0,05	2,12	0,37	<0,05	<0,05
Ta	3,41	1,8	<0,05	1,12	<0,05	<0,05	1,61	1,39	<0,05	0,34	0,17	0,63	0,89	<0,05	0,35
Be	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1
U	0,2	2,41	0,85	0,14	1,53	0,29	0,23	0,63	0,66	0,22	0,26	1,9	3,14	0,15	1,33
W	16,4	18	11,8	17,3	16	28,8	17,6	16	16,6	21,8	14,8	11,9	12,1	12,3	27,9
Sn	2	2	8,8	2	2,3	2,1	3,7	1,7	2,2	3,4	3	2,3	1,7	1,1	1,5
Mo	61	6	4	4	4	6	3	4	4	11	9	5	12	3	5
Ag	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1
As	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5
Bi	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10
Cd	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1
Hg	0,002	0,002	0,003	0,002	0,009	0,003	0,003	0,004	0,006	0,007	0,003	0,003	0,002	0,002	0,004
Li	5	3	21	<1	<1	1	<1	<1	<1	<1	<1	10	2	1	1
Sr	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10
Sb	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	8,00	<5	<5	<5	<5
Se	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10
Tl	<0,5	<0,5	0,60	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5
Au (ppb)	<5	<5	<5	<5	<5	<5	7,00	14,00	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5

E.T.R. (ppm)	GLBTO 111-1375 (Ia)	GLBTO 111-1380 (Ia)	GLBTO 146-1843 (Ia)	GLBTO 30-279 (Iag)	GLBTO 99-1135 (Iag)	GLBTO 99-1131 (Iag)	GLBTO 30-267 (Iag)	GLBTO 30-268 (Im)	GLBTO 111-1356 (Im)	GLBTO 70-611 (Im)	GLBTO 70-608 (Im)	GLBTO 78-707 (Im)	GLBTO 30-295 (Ime)	GLBTO 111-1368 (Ime)	GLBTO 146-1830 (Ime)
La	3,10	7,10	8,60	6,1	8,90	3,90	8,10	11,5	3,60	4,10	4,60	22,40	13,40	2,20	1,60
Ce	4,50	12,00	15,80	9,50	18,70	5,40	16,30	20,80	6,00	5,70	7,60	42,00	22,40	2,90	2,50
Pr	0,54	1,20	1,79	1,06	2,46	0,59	1,93	3,00	0,72	0,80	0,75	5,37	2,54	0,39	0,27
Nd	0,10	1,70	4,20	1,40	7,10	<0,10	5,60	9,1	0,30	1,10	0,50	19,60	6,40	<0,1	<0,1
Sm	0,60	1,00	1,50	0,5	1,70	0,50	1,40	1,7	0,50	0,80	0,50	5,00	2,00	0,40	0,20
Eu	0,34	0,27	0,38	0,25	0,64	0,25	0,46	0,51	0,24	0,37	0,34	2,64	0,23	0,30	0,11
Gd	0,90	1,29	1,49	0,46	1,63	0,62	1,19	1,17	0,61	0,91	0,72	5,92	1,78	0,75	0,28
Tb	0,14	0,22	0,24	0,09	0,27	0,11	0,17	0,16	0,11	0,17	0,11	1,04	0,34	0,12	<0,05
Dy	0,97	1,56	1,60	0,51	1,74	0,80	1,00	0,85	0,74	1,03	0,74	6,90	2,48	0,81	0,35
Ho	0,25	0,42	0,35	0,14	0,39	0,19	0,20	0,14	0,20	0,27	0,23	1,56	0,61	0,22	0,07
Er	0,72	1,35	0,93	0,46	1,18	0,60	0,62	0,36	0,66	0,83	0,63	4,48	2,12	0,69	0,26
Tm	0,12	0,23	0,16	0,08	0,22	0,11	0,10	0,07	0,16	0,20	0,12	0,73	0,38	0,11	0,07
Yb	0,70	1,60	0,80	0,4	1,10	0,60	0,50	0,3	0,70	0,80	0,60	4,10	2,40	0,50	0,20
Lu	0,10	0,26	0,12	0,07	0,19	0,10	0,08	0,05	0,11	0,13	0,12	0,70	0,39	0,09	<0,05
ETRL	8,240	22,000	30,390	18,060	37,160	9,890	31,930	44,400	10,620	11,700	13,450	89,370	44,740	5,490	4,370
ETRM	1,980	2,780	3,610	1,300	4,240	1,480	3,220	3,540	1,460	2,250	1,670	14,600	4,350	1,570	0,590
ETRP	2,860	5,420	3,960	1,660	4,820	2,400	2,500	1,770	2,570	3,260	2,440	18,470	8,380	2,420	0,950
Σ ETR	13,080	30,200	37,960	21,020	46,220	13,770	37,650	49,710	14,650	17,210	17,560	122,440	57,470	9,480	5,910
Eu(N)/Eu*	1,970	1,028	1,115	2,289	1,688	1,948	1,564	1,572	1,888	1,892	2,425	2,112	0,535	2,257	1,995

Notas: (%) porcentagem; (ppm) parte por milhão; (ppb) parte por bilhão < Valores abaixo do limite de detecção para cada elemento.

1. (Ia) - Itabirito Anfíbolítico;
2. (Iag)- Itabirito Anfíbolítico Goethítico;
3. (Im) - Itabirito Martítico;
4. (Ime) - Itabirito Martítico Especularítico.

Tabela 6.2 – Análise química dos minérios de ferro de origem hidrotermal da Mina do Bonito.

E.M. (%)	BTO-02-005 (Mag)	BTO-02-011 (Mag)	GLBTO-111-1372 (Smg)	NSMBTO-30-126 (Smg)	GLBTO-111-1371 (Smg)	GLBTO-30-287 (Stm)	GLBTO-146-1848 (Stm)	GLBTO-30-282 (Stm)	GLBTO-111-1370 (Stm)
SiO₂	1,03	5,13	2,40	25,80	14,22	46,61	38,22	38,29	33,84
TiO₂	0,02	0,02	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	0,17	<0,01	<0,01
Al₂O₃	1,24	1,02	0,49	0,32	0,63	0,20	3,27	0,20	0,59
Fe₂O₃	94,20	91,60	72,33	60,30	66,45	43,73	42,62	36,76	48,45
Fe	65,00	63,20	49,91	41,61	45,85	30,17	29,41	25,36	33,43
MnO	4,10	0,62	0,67	0,12	0,49	0,65	0,34	0,90	0,20
MgO	0,67	2,23	3,84	10,75	11,06	7,55	9,05	17,23	16,48
CaO	0,04	0,04	2,80	0,08	0,68	1,13	4,69	1,01	0,45
Na₂O	0,19	0,12	0,03	0,03	0,02	<0,01	0,32	<0,01	0,03
K₂O	0,08	0,02	0,03	0,02	<0,01	<0,01	1,21	<0,01	<0,01
P₂O₅	0,09	0,06	0,25	<0,01	0,11	0,15	0,16	<0,01	0,07
P	0,02	0,02	0,1	0,01	0,03	0,03	0,07	0,03	0,04
Cr₂O₃	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	0,02	0,02	<0,01	<0,01
P.F.	-0,06	-0,05	1,76	0,92	2,80	1,61	<0,01	2,31	1,60
SOMA	N.A	N.A	84,60	98,36	96,41	101,63	99,60	86,64	101,67
E.T. (ppm)	BTO-02-005 (Mag)	BTO-02-011 (Mag)	GLBTO-111-1372 (Smg)	NSMBTO-30-126 (Smg)	GLBTO-111-1371 (Smg)	GLBTO-30-287 (Stm)	GLBTO-146-1848 (Stm)	GLBTO-30-282 (Stm)	GLBTO-111-1370 (Stm)
B	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10
Ba	3248	170	11	<10	<10	192	707	<10	<10
Co	38,90	17,30	2,80	1,40	2,00	3,40	7,40	2,00	2,50
Cr	30,00	54,00	11,00	17,00	11,00	66,00	95,00	4,00	1,00
Cu	27,00	23,00	<5	<5	<5	16,00	7,00	7,00	<5
Ni	26,00	23,00	10,00	13,00	10,00	26,00	42,00	18,00	17,00
Sc	<3	<3	<3	<3	<3	<3	<3	<3	<3
Sr	<10	<10	<10	<10	<10	<10	28,00	<10	<10

V	<5	12	<5	5	20	7	28	<5	21
Zr	31	32	<10	<10	10	18	38	19	<10
Zn	115	66	59	52	32	83	93	61	21
Ti	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	0,08	<0,01	<0,01
Rb	2	0,80	2,10	1,2	0,4	1,1	84,6	0,4	0,5
Y	48	11	<10	12	<10	<10	11	<10	<10
Nb	5,45	2,91	0,82	0,26	<0,05	1,54	1,63	1,92	<0,05
Th	16,90	11	5,5	<0,1	<0,1	5,00	2,9	6,6	0,20
Pb	12	13	0,10	5	12	13	21	10	<3
Ga	2,9	1,4	1,3	0,9	1,6	0,9	4,8	1	2
Hf	0,24	0,06	0,05	<0,05	<0,05	<0,05	0,91	0,06	<0,05
Cs	<0,05	<0,05	<0,05	0,09	<0,05	0,07	4,88	<0,05	<0,05
Ta	0,64	0,62	0,48	0,93	<0,05	0,49	<0,05	0,58	<0,05
Be	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1
U	0,48	0,26	0,08	0,18	0,14	0,1	0,94	0,05	0,2
W	28,9	259,3	4,2	6,4	6,1	11,3	10,1	2,1	2
Sn	8,8	6,4	1,7	2,9	1,7	1,6	4,2	1,8	1
Mo	5	3	<2	<2	<2	6	3	<2	<2
Ag	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1
As	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5
Bi	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10
Cd	2	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1
Hg	0,123	0,013	0,006	0,012	0,003	0,002	0,002	0,002	0,009
Li	3	4	2	<1	3,00	<1	22	<1	1
Sn	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10
Sb	5	<5	6	<5	<5	<5	9	<5	<5
Se	29	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10
Tl	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5
Au (ppb)	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5

E.T.R. (ppm)	BTO-02-005 (Mag)	BTO-02-011 (Mag)	GLBTO-111-1372 (Smg)	NSMBTO-30-126 (Smg)	GLBTO-111-1371 (Smg)	GLBTO-30-287 (Stm)	GLBTO-146-1848 (Stm)	GLBTO-30-282 (Stm)	GLBTO-111-1370 (Stm)
La	47,30	16,20	3,10	2,00	1,30	7,00	13,90	3,20	3,00
Ce	67,70	36,40	5,20	2,70	2,30	20,90	38,70	4,30	4,50
Pr	16,38	3,81	0,59	0,35	0,33	1,13	2,78	0,46	0,56
Nd	72,30	14,30	2,60	<0,1	<0,10	3,80	8,00	1,60	0,20
Sm	16,20	2,50	0,50	0,30	0,40	0,60	2,10	0,30	0,40
Eu	5,13	0,74	0,19	0,28	0,19	0,20	0,83	0,10	0,20
Gd	15,66	1,98	0,77	0,73	0,78	0,54	2,03	0,36	0,73
Tb	2,28	0,25	0,09	0,14	0,11	0,08	0,31	<0,05	0,12
Dy	13,40	1,65	0,58	1,11	0,85	0,60	1,70	0,33	0,86
Ho	2,70	0,31	0,17	0,33	0,22	0,12	0,39	0,08	0,24
Er	7,64	0,97	0,59	1,12	0,63	0,42	1,04	0,21	0,71
Tm	1,15	0,17	0,08	0,17	0,13	0,08	0,18	<0,05	0,14
Yb	7,90	0,90	0,40	0,90	0,70	0,30	1,00	0,20	0,70
Lu	1,16	0,12	0,06	0,15	0,12	<0,05	0,15	<0,05	0,12
ETRL	203,68	70,71	11,49	5,05	3,93	32,83	63,38	9,56	8,26
ETRM	39,27	5,47	1,55	1,45	1,48	1,42	5,27	0,76	1,45
ETRP	33,95	4,12	1,88	3,78	2,65	1,52	4,46	0,82	2,77
Σ ETR	276,90	80,30	14,92	10,28	8,06	35,77	73,11	11,14	12,48
Eu_N/Eu*	1,41	1,46	1,30	2,34	1,39	1,54	1,76	1,32	1,53

Notas: (%) percentagem; (ppm) parte por milhão; (ppb) parte por bilhão < Valores abaixo do limite de detecção para cada elemento.

1. Magnetitito (Mag); **2.** Skarn magnésiano (Smg); e **3.** Skarn tremolita com actinolita (Stm.).

6.1 Geoquímica dos Itabiritos

As formações ferríferas bandadas "itabiritos" da Mina do Bonito mostram grandes regularidades com respeito a sua composição química, principalmente no que diz respeito a composição dos elementos óxidos maiores. As pequenas variações químicas existentes parecem refletir variações mineralógicas, magnéticas e as diferentes condições metamórficas que estas rochas foram submetidas, bem como, o bandamento composicional e a sua espessura e/ou extensão lateral.

Essas variações permitiram classificar os itabiritos do Bonito em quatro tipos principais: (1) Itabirito Anfibolítico (Ia); (2) Itabirito anfibolítico Goethítico (Iag); (3) Itabirito martítico (Im); (4) Itabirito martítico especularítico (Ime). (APÊNDICE V)

6.1.1 Elementos Maiores

No presente trabalho utilizou-se de maneira metodológica e rotineira a intensidade magnética (Ímãs de 600G-alto, 3000G-médio e 7.500G-baixo), como parâmetros físicos e indicador do grau intempérico e/ou alteração. Partiu-se da preliminar afirmativa "*que a intensidade magnética nos itabiritos do Bonito é inversamente proporcional ao grau de intemperismo e/ou alteração*". A confirmação veio através de análises magnética e petrográfica dos testemunhos de sondagens nos itabiritos anfibolítico e martítico, ambos, com a preservação parcial ou total do mineral ferrífero primário e/ou secundário "*a magnetita*", localizados em níveis mais profundos (percolação de fluidos hidrotermais) e alta intensidade magnética. Concluem-se portanto, que os itabiritos de alta intensidade magnética do Bonito quase não sofreram processos supergênico, quando comparados aos itabiritos de média e baixa intensidade magnética.

Em geral os itabiritos do Bonito sofreram pouquíssimo processos de enriquecimentos supergênicos quando comparados a outros depósitos similares. É importante lembrar que o enriquecimento supergênico na Mina está diretamente ligado aos níveis mais superficiais da jazida.

A partir dos dados analisados contemplando os principais elementos maiores, constatou-se que a composição química dos itabiritos do Bonito é relativamente simples, com SiO_2 e Fe_2O_3 representando mais de 99% de sua composição total. Os teores dos demais óxidos são pouco variáveis e baixos (Tabela 6.1).

Uma característica comum nos itabiritos é a forte correlação negativa entre SiO_2 e Fe_2O_3 . Este fato resulta no comportamento antagônico entre os dois óxidos, de tal forma que

qualquer variação em um deles reflete no outro. Teores elevados de SiO_2 estão normalmente relacionados a maior espessura e/ou extensão lateral, a frequência das bandas quartzosas e/ou anfibolíticas, bem como, as remobilizações e concentrações de sílica durante os processos tectono-metamórficos.

O teor de Al_2O_3 varia entre 0,20 e 6,37%, cuja maioria das amostras encontram-se em concentrações normais aceitáveis (<1%), (Tabela 6.1). Os teores de alumínio elevados, nas amostras GLBTO-111-1375 (Ia), GLBTO-111-1380 (Ia), GLBTO-146-1843 (Ia) e GLBTO-78-707 (Im), estão associados as intercalações de níveis pelíticos, presença de bandas mais espessas (cm) de anfibólios ferríferos, bem como, matérias argilomórficos gerados pela alteração supergênicas desses níveis. Nos itabiritos do Bonito os principais minerais e fase portadoras de alumínio são: \pm micas, \pm hornblenda e \pm clorita.

Em seções desenvolvidas sobre os tipos de minérios constatou-se que nas porções topográficas mais elevadas da Mina do Bonito os teores de Al_2O_3 , P_2O_5 e P.F (perda ao fogo) tendem a se concentrarem. A presença constante de níveis pelíticos e às vezes argilo-minerais também controlam o comportamento de Al_2O_3 e SiO_2 e é responsável pela a elevação do P.F.. (APÊNDICE V)

O comportamento do manganês e fósforo é acompanhado grosseiramente pelo o aumento ou redução dos valores de P.F, sugerindo um forte controle pelos processos supergênicos.

O processo de enriquecimento supergênico na Mina do Bonito é pouco pronunciado, quando comparados a outras formações ferríferas metamorfizadas mundialmente conhecidas, em especial a Jazida de Alegria, no Brasil, situada na porção leste do Quadrilátero Ferrífero, estado de Minas Gerais.

Todas as amostras analisadas mostram-se pouco variáveis e com baixos teores para os óxidos de TiO_2 (<0,01 - 0,23 %), MnO (0,03 - 1,15 %), MgO (<0,01 - 4,97%), CaO (0,02 - 0,98 %), Na_2O (0,02 - 0,96 %), K_2O (<0,01 - 2,48), P_2O_5 (<0,01 - 0,15 %) e Cr_2O_3 (0,02 - 0,06 %).

Os maiores teores de MgO e Ca_2O são encontrado nas amostras dos (Ia), estando relacionado à presença expressiva de anfibólio ferro-magnésiano e anfibólio cálcico-magnésiano e/ou minerais carbonáticos, respectivamente.

Embora os teores de Ca, Mg e álcalis sejam comumente baixos para os Iag e Im, esses resultados refletem o estágio avançado de alteração intempérie dos minérios do Bonito e sugerem a remoção desses elementos e da sílica, bem como, o enriquecimento relativo em ferro por processos secundários.

A média dos teores de concentração dos elementos maiores reportados como óxidos encontrados nos tipos de itabiritos da Mina do Bonito são similares quando comparados com as principais formações ferríferas bandadas mundiais e brasileiras conhecidas (Tabela 6.3 a, b).

Da comparação podem ser extraídas algumas observações e diferenças como a variação dos óxidos Na_2O e K_2O é bastante significativa em todas as formações ferríferas. Isso pode ser resultado de diferente grau de alteração supergênica para cada formação ferrífera (Horstman *et al.* 1995). Valores anômalos de Al_2O_3 , possivelmente podem ser explicados pela presença de níveis alumino-silicatos. Para os *bifs* do Bonito os valores alto de alumínio nos Ia e Im, são caracterizados pela presença de anfibólio ferrífero e níveis pelíticos, respectivamente.

As diferenças observadas nos valores dos óxidos de SiO_2 , TiO_2 , MnO , MgO , CaO , P_2O_5 e Cr_2O_3 são aceitáveis, visto que, estas rochas sofreram grau metamórfico diferenciado, bem como, foram depositadas em bacias sob condições diversas. Estas diferenças nos valores dos elementos acima citados, são aceitáveis para que haja uma interpretação de que todas as formações ferríferas mundiais estudadas, incluindo agora a do Bonito (RN), apresenta uma similaridade geoquímica muito grande.

Em geral os valores dos elementos maiores presentes nos itabiritos da Mina do Bonito assemelham-se com a fácies óxido-silicático da Mina de Alegria (e.g. Veríssimo, 1999), juntamente, com as *bifs* da região do Lago Superior, no Canadá e as do distrito de Orissa, na Índia (Tabela. 6.3a, b).

Tabela 6.3a – Análises químicas dos elementos maiores e menores dos tipos de itabiritos do Bonito e de formações ferríferas bandadas (bifs) de outras regiões do mundo.

E.M. (%)	MÉDIA (Ia)	MÉDIA (Iag)	MÉDIA (Im)	MÉDIA (Ime)	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
SiO ₂	53,920	53,767	55,610	51,263	42,38	47,20	50,50	44,34	45,33	40,78	61,99	47,02	32,16	49,49	50,40	45,16
TiO ₂	0,087	0,003	0,000	0,000	0,02	0,03	0,14	0,05	0,02	0,07	0,02	N.D	0,04	0,05	0,05	0,01
Al ₂ O ₃	3,043	0,317	0,355	1,127	0,59	1,39	3,00	0,89	0,12	0,71	0,54	0,70	0,30	0,73	0,78	0,31
Fe ₂ O ₃	34,867	42,300	41,755	41,467	25,09	35,40	26,90	29,23	30,13	16,09	19,95	44,16	16,05	18,70	18,36	26,49
MnO	0,293	0,143	0,075	0,497	0,47	0,73	0,22	0,17	0,04	0,08	0,14	0,06	0,96	0,49	0,43	0,21
MgO	4,397	0,640	0,010	2,423	2,48	1,24	1,53	2,30	2,37	3,18	1,84	0,13	4,06	3,19	3,24	2,99
CaO	1,347	0,103	0,030	0,320	1,62	1,58	1,51	1,78	1,56	4,12	1,13	0,17	0,87	2,27	3,10	2,09
Na ₂ O	0,300	0,027	0,025	0,337	0,02	0,12	0,31	0,53	0,03	0,10	0,04	0,10	0,03	0,06	0,14	0,44
K ₂ O	0,980	0,010	0,020	0,173	0,10	0,14	0,58	1,26	0,13	0,12	0,16	0,13	0,07	0,09	0,12	0,43
P ₂ O ₅	0,067	0,083	0,085	0,057	0,07	0,06	0,21	0,18	0,20	2,82	0,18	0,07	0,22	0,14	0,16	0,24
Cr ₂ O ₃	0,043	0,037	0,025	0,027	N.D											
P.F.	0,087	0,657	0,715	0,593	N.D											
SOMA	99,057	98,000	98,670	97,837	N.D											

Fonte: Os valores referentes as bifs foram retirados da Tese Doutorado do autor César Ulisses Vieira Veríssimo intitulada "Jazida de Alegria - Gênese e Tipologia dos Minérios de Ferro".

(Ia) média de 3 amostras; (Iag) média de 3 amostras; (Im) média de 2 amostras; e (Ime) média de 3 amostras.

(1) média de 3 amostras - bifs Lago Superior - Estados Unidos - Fm Biwabik e Fm Ironwood (Bayley & James, 1973); (2) média de 148 amostras - bifs Lago Superior - Canadá (Gross & McLeod, 1980); (3) média de 352 amostras - bifs Algoma - Canadá (Gross & McLeod, 1980); (4) Gr. Hamersley oeste da Austrália Fm. Brockman - Membro Joffre (Trendall & Pepper 1977, in Davy, 1983); (5) Gr. Hamersley oeste da Austrália Fm. Brockman - Membro Dales Gorge (Trendall & Pepper *op. cit.*); (6) média fácies óxidos - bifs metamorfizadas (f. anfibolito) Puolanka - Finlândia (Gehor & Laajoki, 1987); (7) média de 352 amostras - bifs Algoma - Canadá (Gross & McLeod, 1980); (8) Média 10 amostras - bifs metamorfizada (quartzo-magnetita) anfibolito - Isua - Sul da Groenlândia (Dymek & Klein, 1988); (9) Média de 11 amostras de bifs Orissa - Índia (Majumder et. al. 1982); (10) média de 4 amostras de bifs metamorfizadas (baixo grau) Yilgarn Block - oeste da Austrália (Gole, 1981); (11) média de 9 amostras de bifs metamorfizadas (médio grau) Yilgarn Block - oeste da Austrália (Gole, *op. cit.*); (12) média de 21 amostras de bifs metamorfizadas (alto grau) Yilgarn Block - oeste da Austrália (Gole, *op. cit.*); e (12) média de 12 amostras (magnetita-chert) bifs Kuruman - Sul da África - Supergrupo Transvaal (Horstmann & Halbich, 1995).

Tabela 6.3b – Análises químicas dos elementos maiores e menores dos tipos de itabiritos do Bonito e de formações ferríferas bandadas (*bifs*) das regiões brasileiras.

E.M. (%)	MÉDIA (Ia)	MÉDIA (Iag)	MÉDIA (Im)	MÉDIA (Ime)	1	2	3	4
SiO ₂	53,920	53,767	55,610	51,263	47,10	48,96	51,35	50,65
TiO ₂	0,087	0,003	0,000	0,000	N.D	0,15	0,03	0,02
Al ₂ O ₃	3,043	0,317	0,355	1,127	0,14	0,12	0,28	0,77
Fe ₂ O ₃	34,867	42,300	41,755	41,467	50,40	48,08	45,83	43,93
MnO	0,293	0,143	0,075	0,497	0,04	N.D	0,12	0,04
MgO	4,397	0,640	0,010	2,423	N.D	0,04	1,83	0,33
CaO	1,347	0,103	0,030	0,320	N.D	0,07	0,59	0,07
Na ₂ O	0,300	0,027	0,025	0,337	N.D	0,17	0,02	0,01
K ₂ O	0,980	0,010	0,020	0,173	0,01	N.D	0,04	0,04
P ₂ O ₅	0,067	0,083	0,085	0,057	N.D	0,08	0,17	0,07
Cr ₂ O ₃	0,043	0,037	0,025	0,027	N.D	N.D	N.D	N.D
P.F.	0,087	0,657	0,715	0,593	1,50	0,10	-0,26	1,23
SOMA	99,057	98,000	98,670	97,837	100,04	99,70	99,98	99,99

Fonte: Os valores referente as *bifs* foram retirados do Artigo titulado "Petrografia e Litoquímica das Formações Ferríferas bandadas da Região de Quixeramobim - Boa Viagem, Ceará, Brasil - 2009".

(Ia) média de 3 amostras; (Iag) média de 3 amostras; (Im) média de 2 amostras; e (Ime) média de 3 amostras.

(1) amostra de itabirito anfíbolítico (PG1514) - fácies óxido - silicato metamorfozada - Gupo Itabira - Mina de Alegria - Quadrilátero Ferrífero (e.g. Veríssimo, 1999); (2) média de 3 amostras - *bifs* do Grupo Itabira (S. Piedade e Pico do Itabirito) - Quadrilátero Ferrífero (e.g. Klein & Almeida, 2000); (3) média de 2 amostras - *bifs* - Folha de Quixeramobim (Veríssimo, C.U.V. et al.(2009); (4) média de 3 amostras - *bifs* - Folha de Boa Viagem (Veríssimo, C.U.V. et al. 2009).

6.1.2 Elementos Traços e Menores

As concentrações dos elementos menores e elementos traços - E.T. e menores nos tipos de itabiritos da Mina do Bonito são em geral muito baixos, uma característica comum à grande maioria das *bif's.* de todas as idades e em todo o mundo (Tabela 6.1). Em análise à química dos elementos traços, a seguir, são feitas descrições sucintas das ocorrências e distribuições desses elementos nos minérios do Bonito.

As anomalias de níquel (Ni) presentes nos Im e Ia, valores 74 e 86 ppm, respectivamente, estão, provavelmente associado a presença de níveis pelíticos (biotita - mica - xisto), e influencia de fluídos hidrotermais rico em minerais de magnetita secundária e sulfetos.

As concentrações de cobre (Cu) variam entre <5 - 53 ppm. Valores superiores a 10 ppm ocorrem nos itabiritos martíticos e anfibolíticos, atingido pelo hidrotermalismo local e subsequente percolação de fluidos.

As concentrações muito baixa de cobalto (Co) variam entre 1,40 - 19 ppm. Pequenas diferenças podem ser observadas, como, por exemplo, os teores ligeiramente maiores para os itabiritos martíticos em relação ao restantes dos minérios.

As concentrações de zinco (Zn) variam entre <5 - 902 ppm. Análise petrográficas e descrições dos furos de sondagens indicam que esse valor elevado (902 ppm - Ime) está associado, provavelmente, a concentração de níveis micáceos (pelíticos) em fraturas, devendo ser desconsiderado, visto que, os demais valores chegam no máximo à 188 ppm para os demais tipos.

As concentrações de cromo (Cr) variam entre 46 - 258 ppm. Os maiores valores ocorrem nos Ia (bandas centimétricas), e os menores ocorrem nos Iag e Im (associados a bandas milimétricas ferruginosas). Isto acontece principalmente em função da associação entre ferro e cromo, ou seja, quanto maior o teor de Cr maior e mais espessa será as bandas ferruginosas da amostra.

As concentrações de vanádio (V) variam entre <5 - 84 ppm. Os maiores valores ocorrem nos itabiritos de alta intensidade magnética (Ia e Im), e os menores valores encontram-se nos itabiritos que contem goethita como produto de alteração supergênica. Concluindo preliminarmente que a maioria do vanádio está contido na estrutura cristalina dos minerais de magnetita primária e/ou secundária, ou seja, quanto maior a intensidade magnética maior é o teor de vanádio.

As análises químicas realizadas para os elementos de escândio (Sc) e estrôncio (Sr) resultaram em teores baixíssimos. Todas as amostras ficaram abaixo do limite de detecção 3 e 10 ppm, respectivamente.

Os teores de bário (Ba) variam entre <10 - 493 ppm. Os maiores valores ocorrem no lag, estando relacionados a presenças de níveis pelíticos intercalados nos itabiritos e processos supergênicos com a goetita como mineral de substituição e/ou alteração. O valor anômalo de 493 ppm ocorre em somente uma amostra e está relacionado com as rochas encaixantes; quartzo micaxisto e granada - biotita - xisto, grandes portadoras desse elemento.

As concentrações de boro (B) de todas as amostras analisadas ficaram abaixo do limite de detecção 10 ppm.

As concentrações de zircônio (Zr) variam entre <10 - 46 ppm, mostrando uma grande variação sem um controle nítido de distribuição. Na maioria dos exemplos das *bif's*, os maiores valores de zircônio são registrado nas formações ferríferas aluminosas (Shaley Bif's). Na mina do Bonito não foi registrada correlação positiva entre Zr e Al_2O_3 , inexistindo, associação entre maiores teores de Zr e níveis argilosos.

As concentrações de Titânio (Ti) ocorrem em teores baixíssimos. Os teores na grande maioria das amostras analisadas ficaram abaixo do limite de detecção <0,01 ppm. e os valores elevados não chegam à 1ppm.

A baixa concentração média de Th (<0,1 a 9,4 ppm), Sc (<3), Hf (<0,05 a 2,03 ppm) e Ti (<0,01 a 0,08 ppm), que são elementos indicativos de contaminação clástica, o que sugere a não contaminação por componentes clásticos. Tais valores estão de acordo com a mineralogia das amostras analisadas, ou seja, bastante homogênea, composta majoritariamente por óxidos de ferro, principalmente hematita (martita) e quartzo.

Não foram observadas correlações com significado estatístico envolvendo os diferentes tipos de itabiritos, apenas uma ou outra amostra anômala, o que provavelmente reflete a heterogeneidade dos processos e mecanismo formadores dos minérios vulcano-sedimentar da Mina do Bonito (sedimentares, diagenéticos, tectono-metamórficos e baixo supérgenos).

Os valores médios das concentrações dos elementos traços nos tipos de itabiritos da Mina do Bonito foram comparados com os dados existentes da Mina de Alegria (e.g. Veríssimo, 1999) e outras formações ferríferas bandadas mundialmente conhecidas (Tabela 6.4a, b).

A abundância dos E.T. e menores nos minérios do Bonito é nitidamente inferior que a média crustal para os elementos (Sc, V, Co, e Cu), exceto para cromo, níquel e zinco (Tabela 6.4a, b).

Os minérios do Bonito assemelham-se muito com os tipos de itabiritos de Alegria, com algumas diferenças: Os itabiritos de Alegria possuem em geral elevadas concentrações dos elementos maiores e traços B, Co e Ti, quando comparados aos tipos de minérios do Bonito. Os altos valores de B e Ti nos *bifs* de Alegria estão associadas às amostras que contem turmalina e/ou especularita em zonas mais deformadas, bem como, enriquecimento de titânio pelos processos superficiais. Já os altos teores de Ni, V e Zn nos minérios de ferro do Bonito estão associados a níveis pelíticos, para os elementos de Ni e Zn, e presença de magnetita primária e/ou secundária.

No geral os itabiritos (Ia, Iag, Im e Ime) presentes na Mina do Bonito, assemelham-se aos itabiritos da Mina de Alegria (Tabela 6.4a).

Os teores de E.T dos itabiritos da Fazenda Cachoeirinha (e.g., Raposo & Ladeira, 1995) normalizados pela média crustal de Taylor & McLennan (*op. cit.*) exibem um padrão de fracionamento muito próximo ao do Bonito, com teores, assim como o Bonito mais elevados de V, Ni, Cu e Zn (Tabela. 6.4b).

Os teores elevados de cromo representa uma característica dos minérios de ferro do Bonito, observadas em outras amostras de itabiritos da Formação Cauê. Por outro lado, valores similares são observados nos hematitos de Alegria e nos itabiritos da Fazenda Cachoeira - Grupo Nova Lima (Tabela 6.4b).

Tabela 6.4a – Valores médios dos elementos traços e menores para os tipos de itabiritos da Mina do Bonito, comparados aos valores médios dos minérios de ferro da Mina de Alegria (e.g. Veríssimo, 1999).

E.T. (ppm)	MÉDIA (Ia)	MÉDIA (Iag)	MÉDIA (Im)	MÉDIA (Ime)	1	2	3	4	5	6	7
B	<10	<10	<10	<10	34,3	26,3	43,5	87,0	18,3	920,0	118,2
Ba	172,7	43,7	16,5	26,3	N.D	N.D	33,8	219,0	N.D	159,0	N.D
Co	5,8	2,1	1,6	4,2	28,8	33,3	46,7	43,0	43,8	34,0	40,0
Cr	161,3	109,3	68,0	75,0	136,3	144,3	138,3	142,0	170,0	109,0	192,2
Cu	7,3	8,0	3,0	8,0	4,3	2,0	3,5	4,0	11,0	2,0	3,2
Ni	40,7	14,0	23,0	18,7	N.D	N.D	N.D	N.D	10,0	N.D	N.D
Sc	<3	<3	<3	<3	N.D	13,5	N.D	N.D	11,3	10,0	N.D
Sr	0,0	0,0	0,0	0,0	N.D						
V	29,0	2,7	8,5	4,7	N.D	N.D	N.D	11,5	22,8	N.D	29,8
Zr	29,3	6,7	5,5	19,0	23,3	12,7	12,0	22,5	20,8	21,0	17,4
Zn	112,7	30,7	8,0	314,3	18,3	9,0	12,0	16,0	18,5	13,0	15,2
Ti	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	108,0	134,0	301,0	369,0	434,3	162,0	470,0

Nota: N.D - Não determinado

(Ia) média de 3 amostras; (Iag) média de 3 amostras; (Im) média de 2 amostras; e (Ime) média de 3 amostras. (1) **Imc/Igc** - itabirito martítico e goethítico compactos; (2) **Imf** - itabiritos martíticos friáveis; (3) **Imp** - itabiritos martíticos pulverulentos; (4) **Igf** - itabiritos goethíticos friáveis; (5) **Iaf** - itabiritos anfíbolíticos; (6) **Lef/ZCD** - itabiritos especularíticos friável (ZCD - Zona de Cisalhamento Dúctil); e (7) Hematitas.

Tabela 6.4b – Valores médios dos elementos traços (metais de transição) para os tipos de itabiritos da Mina do Bonito e de formações ferríferas bandadas (*bif's*) mundialmente conhecidas.

E.T. (ppm)	MÉDIA (Ia)	MÉDIA (Iag)	MÉDIA (Im)	MÉDIA (Ime)	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
Co	5,8	2,1	1,6	4,2	36,0	10,0	38,0	4,1	11,0	37,3	69,0	18,0	10,0	23,0	25,7
Cr	161,3	109,3	68,0	75,0	132,0	122,0	78,0	7,0	31,6	140,8	28,5	35,0	35,0	110,0	124,5
Cu	7,3	8,0	3,0	8,0	3,5	27,0	96,0	7,6	27,5	17,0	22,0	19,0	25,0	50,0	N.D
Ni	40,7	14,0	23,0	18,7	10,0	32,0	83,0	28,6	58,2	13,3	20,5	22,0	20,0	55,0	58,0
Sc	0,0	0,0	0,0	0,0	10,0	18,0	8,0	0,3	2,5	8,0	N.D	N.D	11,0	16,0	14,9
V	29,0	2,7	8,5	4,7	10,0	30,0	97,0	4,5	33,3	24,0	35,0	44,0	60,0	150,0	N.D
Zn	112,7	30,7	8,0	314,3	12,4	20,0	330,0	41,4	83,7	49,0	N.D	N.D	71,0	85,0	N.D

Nota: N.D - Não determinado

(Ia) média de 3 amostras; (Iag) média de 3 amostras; (Im) média de 2 amostras; e (Ime) média de 3 amostras.

(1) média de 14 amostras - Formação Cauê - itabiritos fácies óxido - Alegria; (2) média de 148 amostras - *bif'es* Lago Superior - Canadá (Gross & McLeod, 1980); (3) média de 352 amostras - *bif'es* Algoma - Canadá (Gross & McLeod, 1980); (4) média de 7 amostras - *bif'es* fácies óxido - Isu (Dymek & Klein, 1988); (5) média de 28 amostras - *bif'es* todas as fácies - Isua (Dymek & Klein, 1988); (6) média de 4 amostras - itabiritos Fz. Cachoeira - Grupo Nova Lima (Raposo & Ladeira, 1995); (7) itabiritos da Formação Cauê, Quadrilátero Ferrífero - Mg (Barbosa & Grossi Sad, 1973); (8) hematitas - Quadrilátero Ferrífero - Mg (Barbosa & Grossi Sad, 1973); (9) Crosta Continental Superior (Taylor & McLennan, 1985); (10) PAAS (Taylor & McLennan, 1985); e (11) NASC (Gromet et al., 1984).

6.1.3 Elementos Terras Raras

Os elementos terras raras (ETRs) ou lantanídeos compreendem uma família de 15 elementos, divididos, segundo o seu número atômico (Z), em três grandes grupos (Figura 6.2):

1. **Elementos Terras Raras Leves (ETRL):** Z mais baixos entre 57 e 60- La, Ce, Pr, Nd;
2. **Elementos Terras Raras Médias (ETRM):** Z intermediários entre 62 e 65- Sm, Eu, Gd, Tb; e
3. **Elementos Terras Raras Pesados (ETRP):** Z mais elevados entre 66 e 71- Dy, Ho, Er, Tm, Yb e Lu.

Figura 6.2 – Elementos terras raras (ETRs) e suas características iônicas.

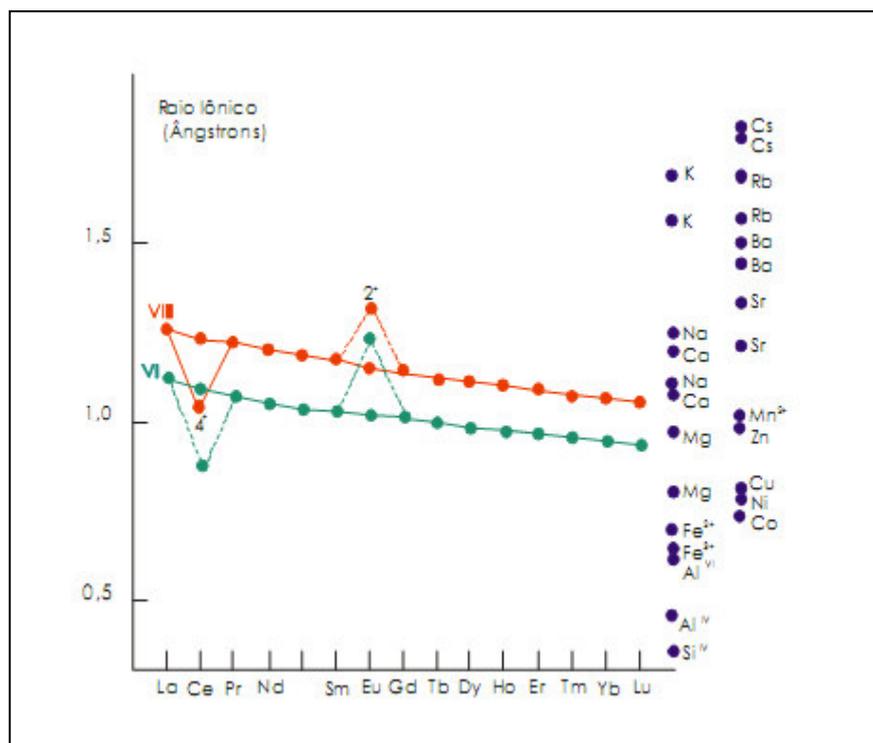
Número Atômico	Símbolo	Nome	Valência (oxidação)	Raio Iônico (coordenação 8)
57	La	Lantânio	La ³⁺	1,160
58	Ce	Cério	Ce ³⁺ Ce ⁴⁺	1,143 0,970
59	Pr	Praseodímio	Pr ³⁺	1,126
60	Nd	Neodímio	Nd ³⁺	1,109
61	Pm*	Promécio	-	-
62	Sm	Samário	Sm ³⁺	1,079
63	Eu	Európio	Eu ³⁺ Eu ²⁺	1,066 1,250
64	Gd	Gadolínio	Gd ³⁺	1,053
65	Tb	Térbio	Tb ³⁺	1,040
66	Dy	Disprósio	Di ³⁺	1,027
67	Ho	Hólmio	Ho ³⁺	1,015
68	Er	Érbio	Er ³⁺	1,004
69	Tm	Túlio	Tm ³⁺	0,994
70	Yb	Ítérbio	Yb ³⁺	0,985
71	Lu	Lutécio	Lu ³⁺	0,977
39	Y	Ítrio	Y ³⁺	1,019

Nota: *O Pm não é encontrado na natureza. O isótopo mais estável deste elemento possui meia vida de 2,26 anos.

Adicionalmente o Y, com raio iônico similar ao do Ho, é normalmente “adotado” ao grupo dos elementos terras raras. Nos ETRs há diminuição progressiva e regular do raio iônico com o aumento do número atômico (Z) = Contração dos Lantanídeos.

Cada elemento pertencente a este grupo possui características químicas muito semelhantes às de seus vizinhos com números atômicos próximos, porém muito diferentes para aqueles distantes. Os ETRs (em especial os mais pesados) possuem raios iônicos muito semelhantes a de elementos mais leves, comparáveis aqueles alcalinos e alcalinos terrosos podendo substituí-los com facilidade (Figura 6.3).

Figura 6.3 – Características químicas dos ETRs.



Fonte:

Os ETRs possuem raios iônicos bem maiores do que os metais de transição (Sc, Ti, V, Cr, Mn, Fe, Co, Ni, Cu e Zn), bem como, os do Al e Si, sendo difícil substituições destes elementos.

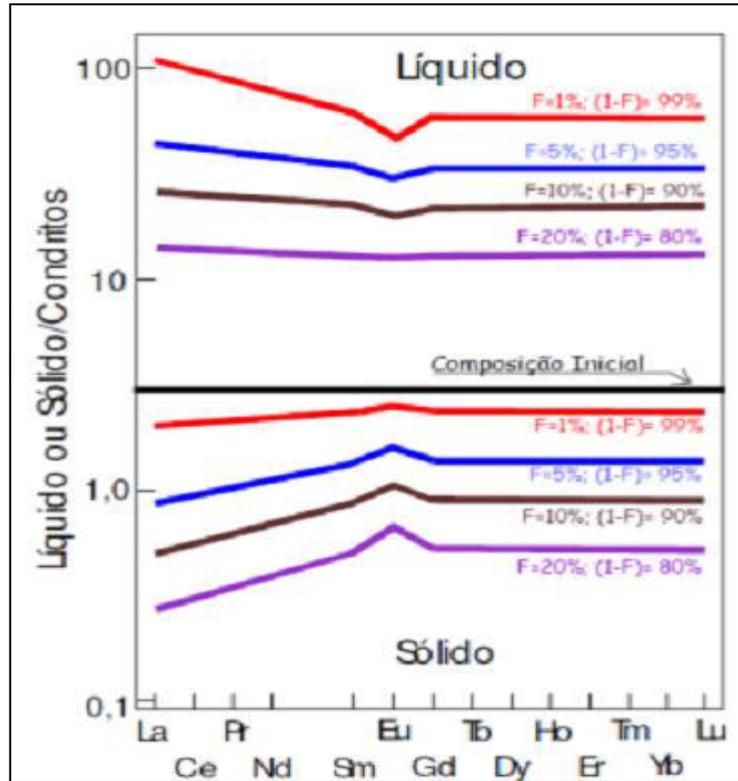
✓ → Fracionamento dos ETRs → Enriquecimento dos ETRs leves = A cristalização de silicatos de Na e Ca.

Com as mudanças nos estados de oxidação, em especial Ce (pode substituir o Mg) e o Eu pode substituir o Sr. Existem vários padrões de referência para a normalização da composição dos ETRs, não existindo consenso no uso de um ou outro. O importante é que escolhido um, ele seja sempre usado para a comparação entre as rochas em estudo.

O Comportamento dos Elementos Terras Raras em Processos Petrológicos são divididos em dois casos: Fusão Parcial em equilíbrio ou Cristalização Fracionada em equilíbrio (Figura 6.4). Admitindo-se uma fonte (composição inicial) com: 80% de olivina; 10% de plagioclásio e 10% de clinopiroxênio (Haskin, L.A., 1984). A maior ou menor facilidade de um ETR se encaixar ou ser expulso da estrutura cristalina pode ser quantificada através dos coeficientes de distribuição (KDs). Assim, na cristalização a distribuição e comportamento dos ETRs nos minerais ocorre da seguinte maneira (Figura 6.5a, b):

1. Olivina: empobrecimento de leve a regular de ETRP e enriquecimento geral de ETRs no líquido residual;
2. Hiperstênio: incorpora preferencialmente as ETRP com enriquecimento geral de ETRs no líquido residual, podendo ocorrer leves anomalias positivas de Eu;
3. Espinélio: incorpora ETRL, com empobrecimento deste elementos no líquido residual;
4. Augita: incorpora preferencialmente ETRP, com enriquecimento por vezes acentuado de ETRL. Anomalias positivas de Eu são detectadas;
5. Anfibólio (hornblenda): incorpora preferencialmente os ETRM, provocando enriquecimento maior nos leves e menos acentuado nos pesados;
6. Micas: Incorporam todos os ETRs de uma mesma forma e sua presença afeta muito pouco o padrão destes elementos;
7. Plagioclásios: empobrece o líquido em ETRL. São particularmente enriquecidos em Eu, pelo comportamento anômalo do Eu, que apresenta valência +2., provocando fortes anomalias deste elemento no líquido residual. Esta anomalia diminui com o aumento da fugacidade do oxigênio (Eu +3) ou da temperatura (diminui o valor do KD);
8. Feldspato Potássico: incorpora ETRs de forma semelhante aos plagioclásios, porém de forma menos acentuada, com exceção do Eu, que produz uma anomalia muito mais fortemente negativa no líquido residual;
9. Granada: possui coeficientes de partição muito baixos para os ETRL, aumentando progressivamente em direção às pesadas. Quando cristaliza, empobrece o líquido residual em ETRP. Pode provocar leves anomalias positivas de Eu no líquido residual;
10. Apatita: todos os ETRs tem caráter compatível para a apatita, ou seja, apresentam $KD > 1$. A apatita não altera o padrão de distribuição dos ETRs, ou seja, não fraciona os ETRs, provocando porém forte empobrecimento destes elementos no líquido residual. Pode provocar leve empobrecimento de ETRM em relação aos leves e pesados;
11. Zircão: Incorpora principalmente os ETRs pesados em relação aos leves, apresentando um aumento regular dos KDs em função do Z.
12. Magnetita: Observe que os ETRs se comportam como elementos incompatíveis para o mineral de magnetita.

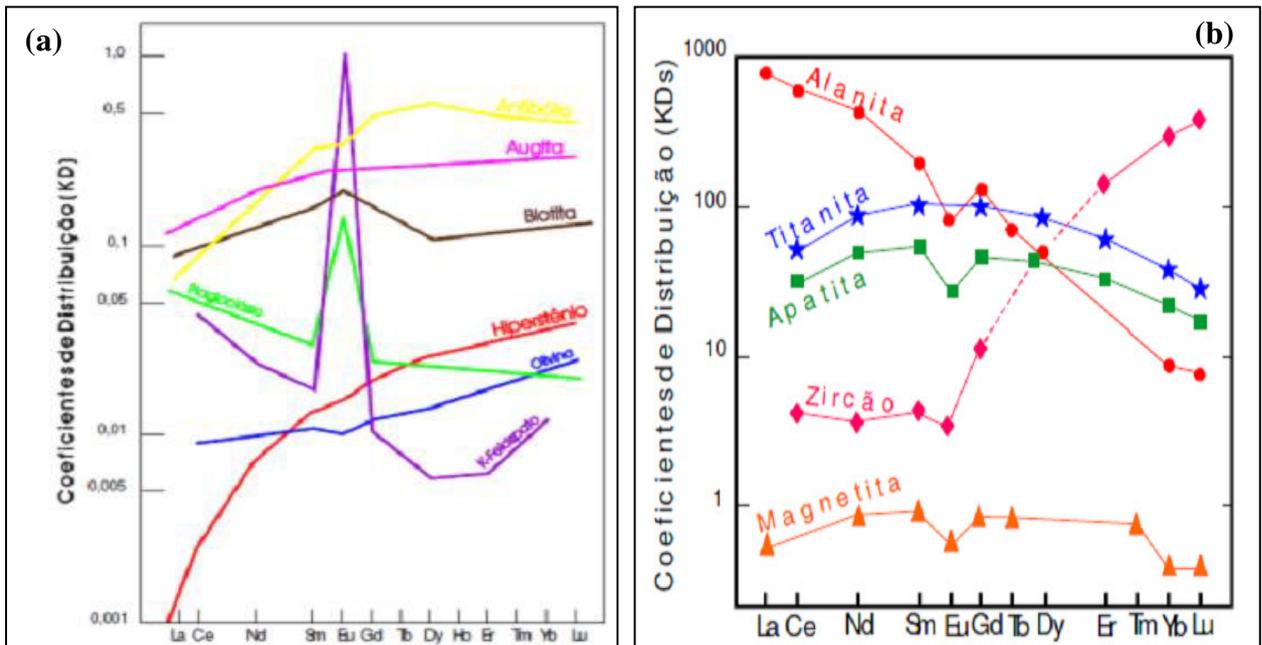
Figura 6.4 – Comportamento dos ETRs em Processos Petrológicos (composição inicial).



$$\frac{Cl}{C0} = \frac{1}{D + F(1-D)}$$

Nota: no caso da cristalização fracionada substituir F por 1-F

Figura 6.5a, b – Coeficiente de Distribuição (KD), bem como, o comportamento dos ETRs na cristalização e distribuição dos minerais: (a) composição inicial; (b) demais minerais.



O grau de fracionamento imposto pelo processo petrogenético, pode ser avaliado pela razão da concentração normalizada de um ETRL em função de outro pesado. Ex.: $(La/Lu)_N$; $(La/Yb)_N$. Quanto maior a diferença em relação a unidade, maior o grau de fracionamento.

As anomalias de Európio, em alguns casos ocorre quando houver extração de feldspatos na evolução magmática. Isto acontece devido ao estado de oxidação +2 (baixa FO_2) do Eu que substitui com facilidade o Ca e o Na dos feldspatos (Figura 6.3) monitorando o fracionamento dos feldspatos quando estes estão envolvidos no processo petrogenético. Assim em relação aos ETRs vizinhos ao Eu (Sm e Gd), o Eu pode-se mostrar enriquecido (anomalia +) ou empobrecido (anomalia -). Uma maneira de se quantificar o tamanho desta anomalia é através da relação Eu/Eu^* . Onde o Eu^* é a concentração do Eu se não houvesse anomalia e é obtido através da média (aritmética ou geométrica) entre os seus elementos vizinhos (normalmente Sm e Gd).

Assim se a relação:

- ✓ $Eu/Eu^* > 1$ a anomalia é positiva;
- ✓ $Eu/Eu^* < 1$ a anomalia é negativa; e
- ✓ $Eu=Eu^* = 1$ não há anomalia.

A relação então fornece a quantidade de feldspato fracionado:

- ✓ + : Assimilação ou acúmulo de feldspato;
- ✓ - : Fracionamento através de fusão ou cristalização.

Com exceção do Európio (Eu) e do Cério (Ce), que apresentam mais de um estado de oxidação, os ETRs são trivalentes e mostram um decréscimo pequeno e contínuo de raio iônico com o aumento do número atômico (Z), de 1,14 no Lantânio (La) (Z=57), para 0,84 no Lutécio (Lu) (Z=71). Em consequência da pequena variação da abundância relativa entre eles, de suas baixas solubilidade e mobilidade e de seu comportamento coerente durante os processos geológicos são, freqüentemente, utilizados nas análises paleoambientais (entre 50 e 600 anos).

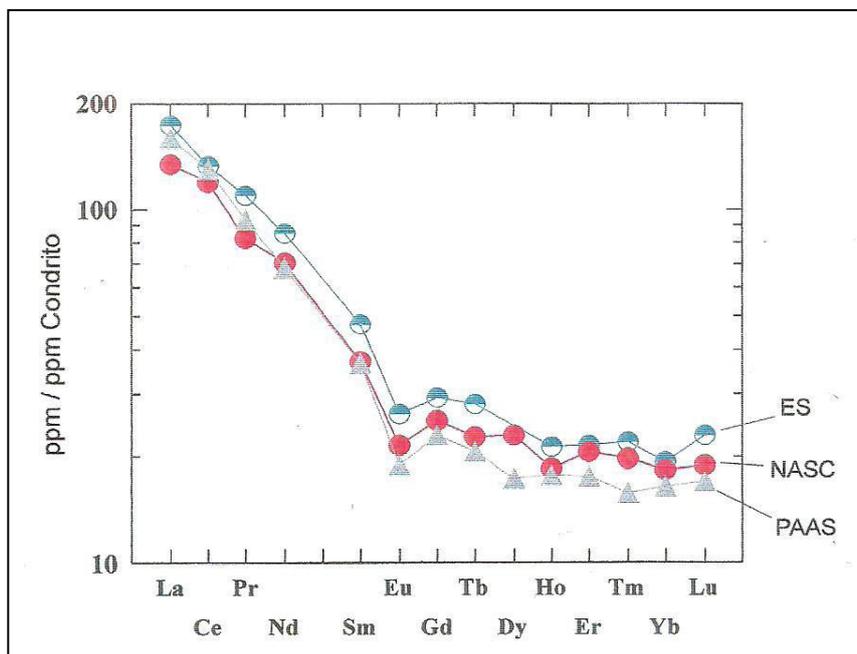
Nos ambientes marinhos modernos os ETRs possuem solubilidade e mobilidade muito baixas, o que resulta em um curto tempo de residência na água do mar (entre 50 e 600 anos), *e.g.*, Goldberg *et al.*, 1973 apud Piper, 1974 e, conseqüentemente, em um fracionamento limitado, embora suas concentrações absolutas possam variar. Em função disto, os sedimentos químicos precipitados no ambiente marinho (*e.g.*, Piper, *op. calcários*, fosforitos e formações ferríferas bandadas) registram grande parte da composição isotópica e dos elementos traços da massa de água a partir da qual eles se formaram (*e.g.*, Piper, *op. cit.*; Taylor & McLennan, 1985; Derry & Jacobsen, 1990).

A grande maioria dos exemplos conhecidos de *bifs* arqueanos e proterozóicas (Hamersley - Tipo Lago Superior; Isua - Tipo Algoma; Fazenda Cachoeira - Tipo Algoma; Mina de Alegria - Tipo Lago Superior) exibem uma anomalia positiva pronunciada de európio (Eu) quando os valores são normalizados pelo padrão NASC (North American Shale Composite). Este enriquecimento é geralmente interpretado como decorrência da contribuição de soluções hidrotermais na água do mar durante a precipitação dos sedimentos ferríferos, e tem conduzido a grande maioria dos pesquisadores a consubstanciar um modelo no qual o ferro e os ETRs são provenientes, na maior parte, de sistemas hidrotermais submarinos (*e.g.*, Graf 1978; Fryer 1983; Fryer *et. al.*, 1979; Klein & Beukes, 1992).

Outras evidências significativas que fundamentam essas hipótese são: **(a)** as diferenças observadas na composição isotópica do estrôncio (Sr) nos carbonatos marinhos (*e.g.*, Veizer & Compston, 1976) e do neodímio (Nd) nas formações ferríferas (*e.g.*, Jacobson & Pimentel-Klose, 1988b; Derry & Jacobsen, 1990); ambas sugerem mudanças na razão entre o fluxo de soluções hidrotermais e o de águas provenientes dos rios dos continentes, com o decorrer do tempo geológico. Especialmente no último caso observam-se padrões consistentes de concentrações isotópicas de Nd - tipo mantélico ($0 < \epsilon_{Nd} < +4$) para as *bifs* de idade 2,0 G.a ou mais antigas, e padrões similares aos registrados nas águas dos mares modernos ($\epsilon_{Nd} < 0$) para as mais novas que isso; e **(b)** as análises de misturas hipotética de água do mar com fluidos hidrotermais proveniente da Cadeia leste do Pacífico produzem resultados semelhantes aos padrões observados nas formações ferríferas (*e.g.*, Elderfield & greaves, 1982; Dymek & Klein, 1988).

O estudo dos ETRs em materiais naturais é comumente realizado através da comparação de suas concentrações presentes nas amostras, elemento por elemento, com uma amostra padrão, que no caso das rochas sedimentares, seja de origem terrígenas ou químicas (*e.g.*, formações ferríferas), é representado pela composição média dos folhelhos. A marcante similaridade entre os padrões de folhelhos paleozóicos norte-americanos - NASC e europeus - ES, bem como de folhelhos pós-arqueanos do continente australiano - PAAS (Figura 6.6), suportam a idéia de que estas rochas refletem, com propriedade, a composição das crosta exposta a partir da qual os ETRs derivaram. A normalização dos ETRs pelo condrito, além de impedir uma comparação entre os padrões existentes em diferentes fases marinhas, provoca o enriquecimento aparente dos ETRL na maioria das rochas sedimentares, uma vez que o padrão condritico é fortemente empobrecido nesses elementos (*e.g.*, Piper, 1974; Taylor & McLennan, 1985).

Figura 6.6 – Distribuição dos ETRs para a média dos folhelhos paleozóicos norte-americanos - NASC, europeus - ES e folhelhos pós-arqueanos australianos - PAAS, normalizados pelo padrão condrítico de Haskin et al. (1968) (e.g., Taylor & McLennan, 1985).



Os teores absolutos dos ETRs presentes nos itabiritos do Bonito (5,91 à 122,44 ppm), são, em geral, muito baixos se comparados aos apresentados pelas diversas formações ferríferas pré-cambrianas, (Tabela 6.1, Figuras: 6.6 e 6.7a, b).

Entretanto, o padrão de distribuição desses elementos quando normalizados pelo NASC (Taylor & McLennan, 1985), é semelhante aos exibidos pela grande maioria das *bifs* arqueanos e paleoproterozóicas de diversas parte do mundo (Tabela 6.5 e Figura 6.7a) e do Brasil (Tabela 6.6 e Figura 6.7b), nos quais a anomalia positiva pronunciada de Európio (Eu) representa uma feição característica.

Analisando-se os diferentes itabiritos da Mina do Bonito, pode-se separar, a grosso modo, dois grandes grupos caracterizados pelo aumento gradativo do fracionamento dos ETRs, do Lutécio (Lu) em direção ao Lantânio (La) (Tabela 6.1 e Figura 6.6).

O grupo A, com somatória totais de ETRs muito baixo (5,91 e 9,48 ppm), contém duas amostras do Ime (GLBTO-146-1830 e GLBTO-111-1368). Neste grupo as duas amostras exibem anomalias positiva forte de európio ($Eu_n/Eu^* = 1,995$ e $2,257$), respectivamente (Tabela 6.1 e Figura 6.6).

O grupo B possui somatório total de ETRs mais elevado que o grupo anterior (entre 13,08 e 122,44 ppm), abrangendo todos os tipos de itabirito presente na Mina do Bonito, exceto a amostra GLBTO-30-295. Neste grupo, à exceção da amostra GLBTO-30-295 - Ime

que apresenta uma anomalia negativa de Európio ($Eu_n/Eu^* = 0,535$), todas as demais amostras exibem anomalias positiva fraca a forte de európio ($Eu_n/Eu^* = 1,028$ à $2,425$) (Tabela 6.1 e Figura 6.6).

A Figura 6.8a ilustra os padrões de distribuição dos ETRs de diversas formações ferríferas bandadas de idade arqueana e paleoproterozóica conhecidas em outros países (Tabela 6.5), todas apresentam anomalias positivas moderada a forte de európio. Os exemplos analisados (*bifs* de regiões do mundo) foram agrupados considerando a intensidade da anomalia de európio e as concentrações de ETRs. Nestes podem distinguir-se três grupos. O primeiro grupo (A) representadas pelas formações ferríferas aluminosas (*Shaley bifs* - SBIF) contendo importante contribuição pelítica, concentrações elevadas e fracionamento pouco pronunciado de ETRs, bem como, anomalias positivas moderadas a forte de európio ($Eu_n/Eu^* = 1,148$ à $2,644$ ppm), assemelhando-se aos Itabiritos anfíbolítico (Ia) e martítico especularítico (Ime) da Mina do Bonito (Tabela 6.5). O segundo grupo (B) exibindo anomalia moderada a forte de európio ($Eu_n/Eu^* = 1,264$ à $4,395$ ppm) e pequeno fracionamento dos ETRs, assemelhando-se aos Itabiritos anfíbolítico goethítico (Iag) e martítico (Im) da Mina do Bonito (Tabela 6.5). E um terceiro grupo (C), diferente dos anteriores, caracterizado pelo enriquecimento dos ETRs em relação ETRP e pelas anomalias positivas moderada de európio ($Eu_n/Eu^* = 1,680$ à $1,934$ ppm), não tendo nenhuma associação com as amostras analisadas da Mina do Bonito (Tabela 6.5).

A Tabela 6.6, ilustra os padrões de distribuição dos ETRs dos diversos itabiritos de idade arqueana e paleoproterozóica conhecida no Brasil, à maioria dos itabiritos das regiões brasileiras apresentam anomalias positivas, moderada a forte de európio, sendo agrupado em dois grupos quando comparados aos itabiritos da Mina do Bonito. O primeiro contém concentrações muito baixas de ETRs, bem como, anomalias positivas moderadas de európio ($Eu_n/Eu^* = 1,464$). Estes itabiritos assemelham-se com o Grupo A (*bifs* do mundo) e aos Itabiritos anfíbolítico (Ia) e martítico especularítico (Ime) da Mina do Bonito (Tabela 6.6). O segundo grupo apresenta concentrações mais elevadas de ETRs, bem como, anomalia positiva moderada a forte de európio ($Eu_n/Eu^* = 1,39$ à $2,763$ ppm), assemelha-se ao grupo B (*bifs* do mundo), e aos Itabiritos anfíbolítico goethítico (Iag) e martítico (Im) da Mina do Bonito (Figuras: 6.7 e 6.8a). O terceiro grupo C (*bifs* do mundo), assemelha-se aos itabiritos das regiões brasileiras (Figura 6.8b), apresentando concentrações elevadas e fracionamento pouco pronunciado de ETRs (10,398 e 71,10), com anomalia negativa de európio ($Eu_n/Eu^* = 0,539$ e $0,97$), quando comparado com os itabiritos da mina do Bonito não possui nenhuma semelhança (Tabela 6.6).

A amostra GLBTO-30-295 de itabirito martítico especularítico da Jazida do Bonito apresentou anomalia negativa de európio ($Eu_n/Eu^* = 0,535$). A maior quantidade de níveis pelíticos contendo moscovita, bem como, a presença de carbonato e outra fase mineral anômalas como, por exemplo, magnetita secundária no fluido hidrotermal percolando as discontinuidades (bandamento, foliação, fraturas e etc), incluído o anfibólio e granada, poderia explicar, em parte, a anomalia negativa (Figura 6.7). Entretanto, deve-se considerar que os padrões de distribuição existentes na literatura geológica (e.g., Taylor & McLennan, 1985) refere-se ao comportamento dos ETRs nos minerais formadores de rocha durante o processo de segregação e gênese das rochas magmáticas podendo ser, aplicado na evolução das fases minerais nas *bifs*.

Existe uma vasta bibliografia com interpretações variadas e, até certo ponto, controversas sobre a mobilidade dos ETRs durante a diagênese e o metamorfismo (e.g., Taylor & McLennan, 1985). O comportamento desses elementos em condições superficiais é também polêmico. Entretanto, é no geral aceito que a rápida precipitação, ou reincorporação, nos minerais secundários, faz com que os ETRs sejam considerados pouco móveis e que seu fracionamento no ciclo sedimentar se torne pouco significativo (e.g., Fleet, 1984).

Deve salientar que todas as 15 amostras analisadas para os ETRs no Bonito a concentração de ETRL supera aos ETRP, uma característica muito peculiar para a Jazida estudada. Os produtos de alteração dos itabiritos incluem principalmente goethita e caulinita. Muito embora a caulinita não signifique uma armadilha eficiente para os ETRs, estudos em perfis lateríticos sob condições de clima tropical indicam que a goethita representa um sítio preferencial de adsorção para os terras raras (e.g., Boulangé & Colin 1994; Fleet, 1984) e que a alteração laterítica promove normalmente um fracionamento do ETRL e uma maior lixiviação dos ETRP, diferente ao observado nas amostras do Bonito, com maior lixiviação dos ETRP que dos ETRL. Uma provável explicação para esta diferença está no fato de que os itabiritos do Bonito quase não sofreram processo secundários de enriquecimento supergênico e o mineral de goethita na maioria das análises mineralógicas aparecem como minerais acessórios.

Tabela 6.5 – Teores dos ETRs dos tipos de itabiritos do Bonito (média) em comparação aos *bif's* de outras regiões do mundo.

E.T.R. (ppm)	MÉDIA (Ia)	MÉDIA (Iag)	MÉDIA (Im)	MÉDIA (Ime)	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
La	6,267	6,300	7,550	5,733	3,190	20,290	15,780	3,310	3,480	5,890	18,900	2,777	4,840	3,080
Ce	10,767	11,200	13,400	9,267	3,170	39,110	29,590	5,450	5,180	11,800	11,500	5,050	11,900	3,070
Pr	1,177	1,370	1,860	1,067	0,390	3,780	3,860	0,540	N.D	N.D	N.D	N.D	N.D	N.D
Nd	2,000	2,833	4,700	2,133	1,690	20,390	15,480	2,240	1,870	5,860	1,960	2,290	6,300	1,790
Sm	1,033	0,900	1,100	0,867	0,310	4,130	2,270	0,510	0,278	1,310	0,320	0,393	1,570	0,300
Eu	0,330	0,380	0,375	0,213	0,088	1,510	0,950	0,320	0,180	0,668	0,360	0,138	0,537	0,095
Gd	1,227	0,903	0,890	0,937	0,360	3,770	2,050	0,550	0,319	1,980	0,395	0,564	2,130	0,371
Tb	0,200	0,157	0,135	0,153	N.D	0,640	0,350	0,090	N.D	N.D	N.D	N.D	N.D	N.D
Dy	1,377	1,017	0,795	1,213	0,520	4,070	2,490	0,590	0,370	1,620	0,322	0,691	2,140	0,499
Ho	0,340	0,240	0,170	0,300	N.D	0,890	0,460	0,110	N.D	N.D	N.D	N.D	N.D	N.D
Er	1,000	0,747	0,510	1,023	0,410	2,730	1,590	0,330	0,247	1,080	0,198	0,638	1,340	0,350
Tm	0,170	0,137	0,115	0,187	N.D	0,380	0,250	0,050	N.D	N.D	N.D	N.D	N.D	N.D
Yb	1,033	0,700	0,500	1,033	0,360	2,680	1,650	0,310	0,245	1,200	0,220	0,796	1,110	0,342
Lu	0,160	0,120	0,080	0,160	N.D	0,580	0,270	0,050	0,041	N.D	N.D	N.D	N.D	N.D
ETRL	20,210	21,703	27,510	18,200	8,440	83,570	64,710	11,540	10,530	23,550	32,360	10,117	23,040	7,940
ETRM	2,790	2,340	2,500	2,170	0,758	10,050	5,620	1,470	0,777	3,958	1,075	1,095	4,237	0,766
ETRP	4,080	2,960	2,170	3,917	1,290	11,330	6,710	1,440	0,903	3,900	0,740	2,125	4,590	1,190
Σ ETR	27,080	27,003	32,180	24,287	10,488	104,950	77,040	14,450	12,210	31,408	34,175	13,337	31,867	9,896
Eu_(N)/Eu*	1,276	1,848	1,661	1,036	1,148	1,680	1,934	2,644	2,636	1,765	4,395	1,255	1,264	1,236

Nota: N.D - Não determinado. (Ia) média de 3 amostras; (Iag) média de 3 amostras; (Im) média de 2 amostras; e (Ime) média de 3 amostras.

- | | |
|---|---|
| <ol style="list-style-type: none"> 1. Hotazel – África do Sul – fácies óxido – Tipo Lago Superior – 2.2 a 2.6 Ga 2. Sandur – Índia – <i>bif</i> SBIF – Tipo Algoma – 2.6 a 2.9 Ga 3. Kushtagi – Índia – <i>bif</i> SBIF – Tipo Algoma – 2.6 a 2.9 Ga 4. Kushtagi – Índia – <i>bif</i> CBIF – Tipo Algoma – 2.6 a 2.9 Ga 5. Isua – Groelândia – fácies óxido – Tipo Algoma – 3.7 a 3.8 Ga | <ol style="list-style-type: none"> 6. Fig. Tree – África – fácies óxido – Tipo Algoma – 2.9 a 3.4 Ga 7. Michipicoten – Ontário, Canadá – fácies óxido – Tipo Algoma – 2.74 Ga 8. Brokman – Grupo Hamersley – Austrália – fácies óxido – Tipo Lago Superior – 2.49 Ga 9. Sokoman – Labrador, Canadá – Tipo Lago Superior – 1.84 Ga 10. Gunflint – Ontário, Canadá – Tipo Lago Superior – 1.9 Ga |
|---|---|

Tabela 6.6 – Análises químicas dos ETRs dos tipos de itabiritos do Bonito (média) em comparação aos itabiritos de regiões brasileiras.

E.T.R. (ppm)	MÉDIA (Ia)	MÉDIA (Iag)	MÉDIA (Im)	MÉDIA (Ime)	1	2	3	4	5	6	7
La	6,267	6,300	7,550	5,733	5,125	4,390	2,537	0,711	2,038	41,45	20,87
Ce	10,767	11,200	13,400	9,267	10,879	8,700	3,976	1,613	6,345	58,35	19,63
Pr	1,177	1,370	1,860	1,067	N.D	N.D	N.D	N.D	N.D	5,66	5,42
Nd	2,000	2,833	4,700	2,133	3,964	4,590	1,494	0,751	4,989	17,35	17,33
Sm	1,033	0,900	1,100	0,867	0,719	1,000	0,458	0,186	1,392	2,10	2,87
Eu	0,330	0,380	0,375	0,213	0,336	0,630	0,060	0,047	0,500	0,59	0,50
Gd	1,227	0,903	0,890	0,937	0,624	1,000	0,515	0,173	1,595	1,65	1,74
Tb	0,200	0,157	0,135	0,153	N.D	N.D	N.D	N.D	N.D	0,26	0,25
Dy	1,377	1,017	0,795	1,213	0,449	0,980	0,432	0,187	1,959	1,27	1,23
Ho	0,340	0,240	0,170	0,300	0,088	N.D	0,094	0,044	0,433	0,25	0,19
Er	1,000	0,747	0,510	1,023	0,211	0,670	0,316	0,141	1,377	0,75	0,51
Tm	0,170	0,137	0,115	0,187	N.D	N.D	N.D	N.D	N.D	0,11	0,08
Yb	1,033	0,700	0,500	1,033	0,215	0,570	0,410	0,169	1,592	0,64	0,41
Lu	0,160	0,120	0,080	0,160	0,038	0,090	0,106	0,032	0,262	0,10	0,06
ETRL	20,210	21,703	27,510	18,200	19,968	17,680	8,007	3,075	13,372	122,81	63,26
ETRM	2,790	2,340	2,500	2,170	1,679	2,630	1,033	0,406	3,487	4,60	5,36
ETRP	4,080	2,960	2,170	3,917	1,001	2,310	1,358	0,573	5,623	3,10	2,48
Σ ETR	27,080	27,003	32,180	24,287	22,648	22,620	10,398	4,054	22,482	130,51	71,10
Eu_(N)/Eu*	1,276	1,848	1,661	1,036	2,202	2,763	0,539	1,150	1,464	1,39	0,97

Nota: N.D - Não determinado.

(Ia) média de 3 amostras; (Iag) média de 3 amostras; (Im) média de 2 amostras; e (Ime) média de 3 amostras.

1. Fazenda Cachoeira – Grupo Nova Lima – Minas Gerais – fácies óxido - Tipo Algoma – 2.7 a 3.0 Ga

2. Morro do Ferro – *greenstone belt* – Fortaleza de Minas, MG – fácies óxido-silicato - Tipo Algoma – 2.7 a 3.0 Ga

3. Serra da Curral – Grupo Itabira – Minas Gerais – fácies óxido - Tipo Lago Superior – 2.4 a 2.5 Ga

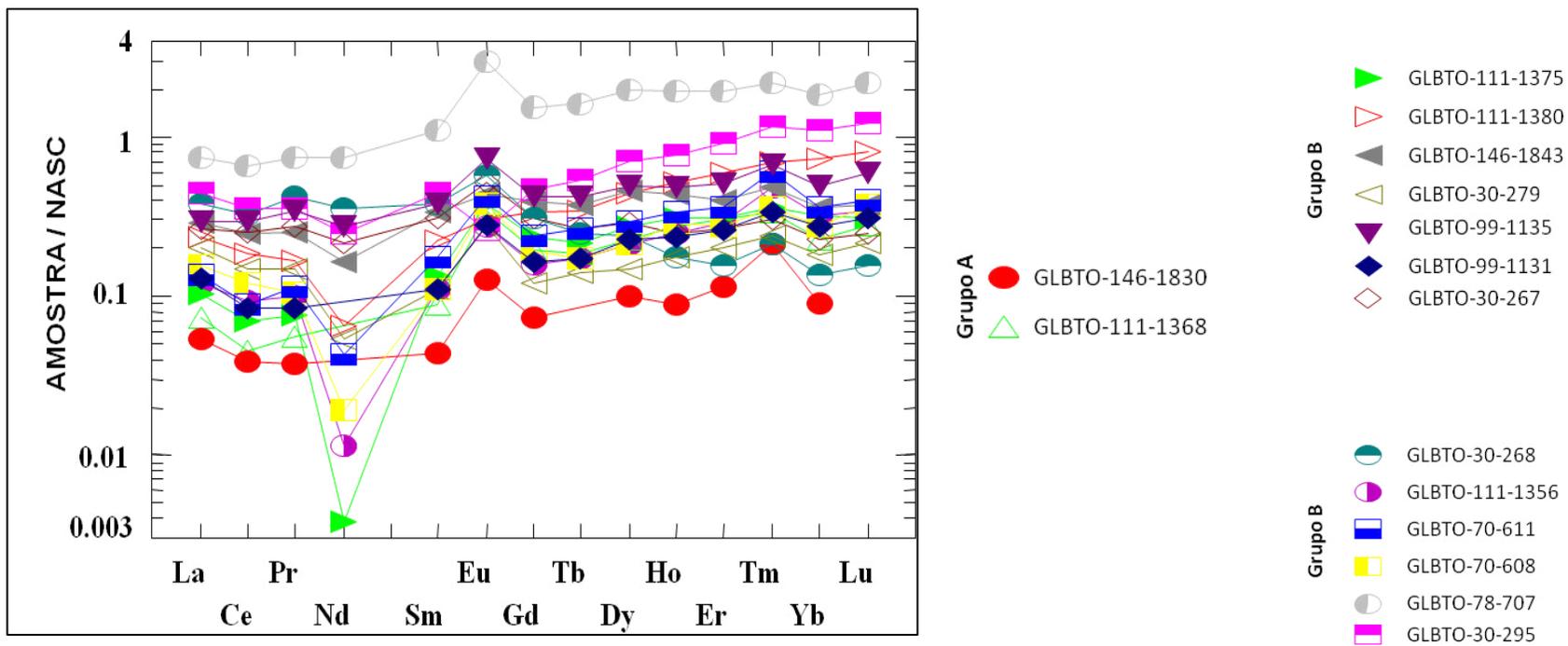
4. Mina de Alegria – Grupo Itabira – Minas Gerais – fácies óxido - Tipo Lago Superior – 2.4 a 2.5 Ga

5. Mina de Alegria – Grupo Itabira – Minas Gerais – fácies óxido-silicato - Tipo Lago Superior – 2.4 a 2.5 Ga

6. Veríssimo – *bifs* Complexo Cruzeta – Quixeramobim – Ceará - Brasil

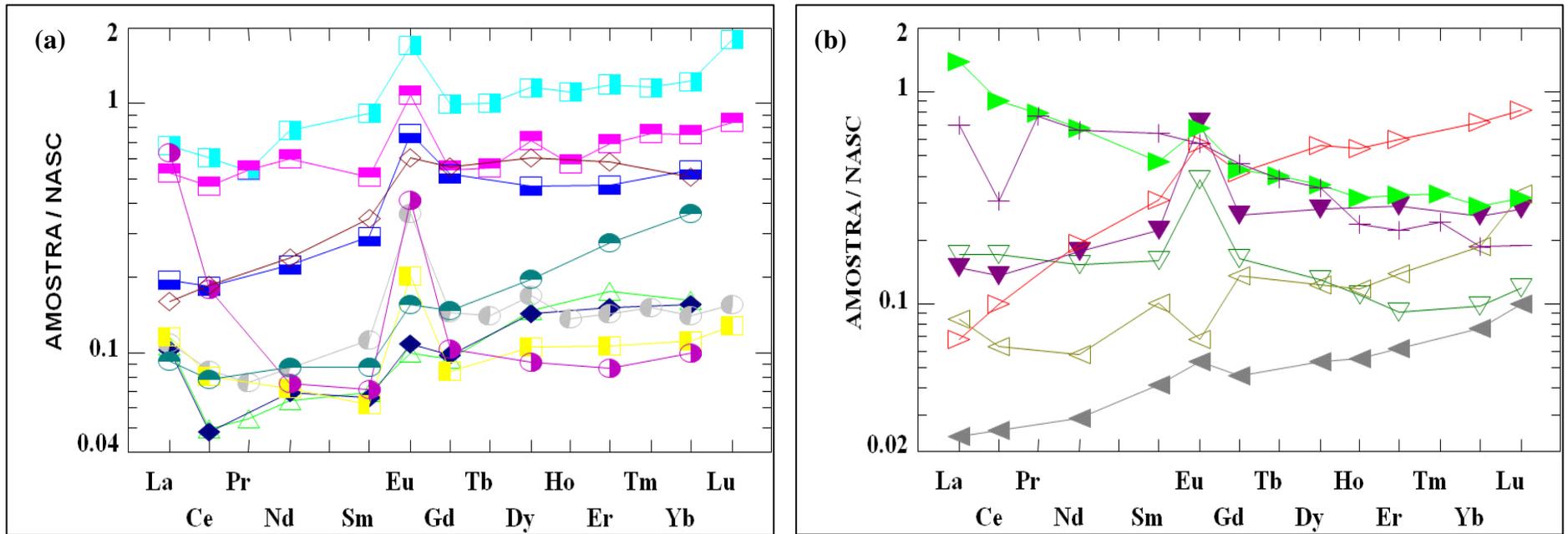
7. Veríssimo – *bifs* Complexo Cruzeta – Boa Viagem, CE – Ceará - Brasil

Figura 6.7 – Variogramas das concentrações dos ETRs normalizados pelo padrão NASC para os itabiritos da Mina do Bonito (15 amostras - 2 grupos).



Fonte: Elaborada pela autora.

Figura 6.8 – Variogramas das concentrações dos ETRs normalizados pelo padrão NASC: (a) *bif's* em conhecidos em todo o mundo; e (b) itabiritos conhecidos nas regiões brasileiras.



Fonte: Elaborada pela autora.

- △ Hotazel – África do Sul – fácies óxido – Tipo Lago Superior – 2.2 a 2.6 Ga
- Sandur – Índia – *bif* SBIF – Tipo Algoma – 2.6 a 2.9 Ga
- Kushtagi – Índia – *bif* SBIF – Tipo Algoma – 2.6 a 2.9 Ga
- Kushtagi – Índia – *bif* CBIF – Tipo Algoma – 2.6 a 2.9 Ga
- Isua – Groelândia – fácies óxido – Tipo Algoma – 3.7 a 3.8 Ga
- Fig. Tree – África – fácies óxido – Tipo Algoma – 2.9 a 3.4 Ga
- Michipicoten – Ontário, Canadá – fácies óxido – Tipo Algoma – 2.74 Ga
- Brokman – Grupo Hamersley – Austrália – fácies óxido – Tipo Lago Superior – 2.49 Ga
- ◇ Sokoman – Labrador, Canadá – Tipo Lago Superior – 1.84 Ga
- ◆ Gunflint – Ontário, Canadá – Tipo Lago Superior – 1.9 Ga
- ▽ Fazenda Cachoeira – Grupo Nova Lima – Minas Gerais – fácies óxido – Tipo Algoma – 2.7 a 3.0 Ga
- ▼ Morro do Ferro – *greenstone belt* – Fortaleza de Minas, MG – fácies óxido-silicato – Tipo Algoma – 2.7 a 3.0 Ga
- △ Serra da Cural – Grupo Itabira – Minas Gerais – fácies óxido – Tipo Lago Superior – 2.4 a 2.5 Ga
- ▲ Mina de Alegria – Grupo Itabira – Minas Gerais – fácies óxido – Tipo Lago Superior – 2.4 a 2.5 Ga
- △ Mina de Alegria – Grupo Itabira – Minas Gerais – fácies óxido-silicato – Tipo Lago Superior – 2.4 a 2.5 Ga
- ▲ Veríssimo – *bif's* Complexo Cruzeta – Quixeramobim, CE – Tipo Lago Superior
- + Veríssimo – *bif's* Complexo Cruzeta – Boa Viagem, CE

6.2 Geoquímica dos Minérios Ferríferos Hidrotermais

Os *skarns* magnesianos ferríferos são os principais minérios hidrotermais do Bonito. Para esses tipos existe uma correlação direta entre composição de elementos maiores e traços e os tipos. *Skarne* de ferro contem significativamente mais ou menos teor de K_2O MgO ou de SiO_2 , Au e Sn. Esse litotipo é importante pela grande conteúdo de magnetita, embora pequenas quantidades de Cu, Co, Ni e Au podem estar presente. Os fluidos de origem magmática, são enriquecidas em Si, K, Na, Al, Fe, e Mg, e empobrecido em Ca.

No presente trabalho não são usados diagramas de classificação que utilizem os elementos maiores e os de grande raio iônico, devido à mobilidade apresentada por estes elementos faces a processos de alteração hidrotermal.

A alteração hidrotermal de fundo oceânico ocorre em sistema aberto, envolvendo trocas químicas entre a rocha vulcânica e o fluido hidrotermal evoluído da água do mar. Estudos sobre os atuais sistemas hidrotermais de fundo oceânico, e seus equivalentes ofiolíticos, mostram que os elementos podem ser removidos, adicionados ou redistribuídos durante as reações fluido/rocha (por exemplo, Humphris *et al.* 1978; Ridley *et al.* 1994; Harper 2003). Mudanças químicas comuns incluem altos valores de perda ao fogo (P. F.), dispersão e inconsistência dos elementos maiores e adição e subtração dos elementos de raio iônico grande, tais como Li, Rb, Sr e Ba (Teagle e Alt 2004; Sandeman *et al.* 2006). Nos ofiolitos do Chile, Stern e Elthon (1980) registram como efeitos da alteração da água do mar o acréscimo de K_2O , Na_2O e SiO_2 e perda de CaO. Segundo Condie (1982), os elementos considerados mais móveis são os álcalis e a sílica, e devem ser evitados em estudos geoquímicos sobre seqüências vulcanossedimentares arqueanas.

Ao estudar o comportamento geoquímico de basaltos arqueanos, Zucchetti (1998) faz uma pesquisa detalhada sobre a mobilidade dos elementos frente à alteração hidrotermal associada à mineralização aurífera no Grupo Nova Lima, base do *Greenstone Belt* Rio das Velhas. A pesquisa mostra que os elementos terras raras (ETRs) e alguns elementos de alto campo de força (Hf, Ti, Y, Nb e Th) permaneceram imóveis durante o metamorfismo e a alteração hidrotermal que afetaram aquelas rochas.

Para uma melhor interpretação dos dados geoquímicos foram estabelecido no "*Capítulo de Tipologia*" os parâmetros adotados para os estágios de alteração hidrotermal das rochas mineralizadas. Os parâmetros tem por base dados químicos e petrográficos e tem correspondência direta com os elementos contaminantes.

Utilizando os parâmetros acima os minérios de ferro hidrotermais do Bonito foram classificados em três tipos: (1) Magnetitito (Mag); (2) Skarn magnésiano (Smg); e (3) Skarn tremolita com actinolita (Stm). (APÊNDICE V)

6.2.1 Elementos Maiores

Os teores dos elementos maiores dos minérios ferríferos hidrotermais da Mina do Bonito mostram-se apresentadas na Tabela 6.2.

Diagrama binário de variação é usado para avaliar diferenças químicas entre rochas e para identificar *trends* magmáticos, refletindo o curso da evolução química dos minérios hidrotermais.

Estes diagramas também são utilizados para verificar a mobilidade dos elementos. Para rochas básicas, os diagramas com os óxidos utilizam principalmente as concentrações de MgO como índice de diferenciação (ROLLINSON, 1993). A concentração MgO será utilizada para diferenciação da magnetititos.

A alteração hidrotermal para os *skarns* magnésianos provocaram grandes mudanças nos elementos maiores nestas rochas. Apesar da alteração que afetou estes litotipos, a dispersão dos elementos mostrada nos diagramas de MgO *versus* SiO₂ e Fe₂O₃ ainda preserva um certo *trend* magnético (Figura 6.9a, b).

Com o tratamento dos dados químicos, foi possível relacionar o teor de Fe₂O₃ *versus* concentração dos óxidos de SiO₂, MnO e MgO (fontes de contaminações), com os três tipos de minérios hidrotermais da Mina do Bonito, conforme os parâmetros de variações químicas listados abaixo:

1. **Mag:** Fe₂O₃ (91,60 - 94,20 %); SiO₂ (1,03 - 5,13 %); MnO (0,62 - 4,10); e MgO (0,67 - 2,23 %);
2. **Smg:** Fe₂O₃ (60,30 - 72,33 %); SiO₂ (2,40 - 25,80 %); MnO (0,12 - 0,67 %); e MgO (3,84 - 11,06 %); e
3. **Stm:** Fe₂O₃ (36,76 - 48,45 %); SiO₂ (33,84 - 46,61 %); MnO (0,20 - 0,90); e MgO (7,55 - 17,23 %).

A relação SiO₂ *versus* Fe₂O₃ é inversamente proporcional, ou seja, quando os conteúdos das amostras possuem concentrações de SiO₂ empobrecidos, os teores de Fe₂O₃ tem os seus valores enriquecidos (Figura 6.10), também característica de *bifs*

Os elevados teores de MgO refletem a grande quantidade de anfibólio magnésiano presente nestas rochas, porém com menores variações que os teores de Fe₂O₃ (Figura 6.9b). Os elementos CaO, Na₂O e K₂O apresentam baixa dispersão, evidenciando pequena

mobilização destes elementos durante os eventos de alteração. Os magnetitos e *skarnes* magnesianos estão fortemente empobrecidas nestes componentes e, em algumas amostras, os mesmos foram quase completamente lixiviados (Figura 6.9d, e, f).

Os teores de perda ao fogo (P. F.) mostra a hidratação experimentada pela rocha. Os magnetitos possuem valores negativos de P. F. Os valores elevados de P.F são oriundos provavelmente da hidratação ocorrida durante o metamorfismo de contato e/ou água do mar. No caso da Mina do Bonito provavelmente se deu devido as intrusões graníticas (metamorfismo de contato). A subdivisão com base nos teores de perda ao fogo não é possível, já que os teores mais elevados de P. F. ocorrem em ambas as rochas ricas em magnetita, com exceção do magnetitito (Figura 6.9h).

Foi possível fazer uma separação geoquímica entre os três tipos classificados, através das análises químicas e suas associações minerais, pois, as trocas químicas ocorridas têm correspondência com as mudanças mineralógicas observadas. Por exemplo, a subdivisão com base na concentração de Fe_2O_3 foi possível, já que os teores mais elevados de Fe_2O_3 ocorrem com a proximidade do magnetitito (Figura 6.2), e a quantidade de contaminantes (SiO_2 , MgO , CaO , K_2O , Na_2O) diminui (Figura 6.9a, b, d, e, f).

Com base nos estudos petrográficos e na divisão em zonas de alteração relacionadas à distância com a zona do minério de ferro (magnetitito), é possível fazer a seguinte classificação geoquímica dos estágios de alteração:

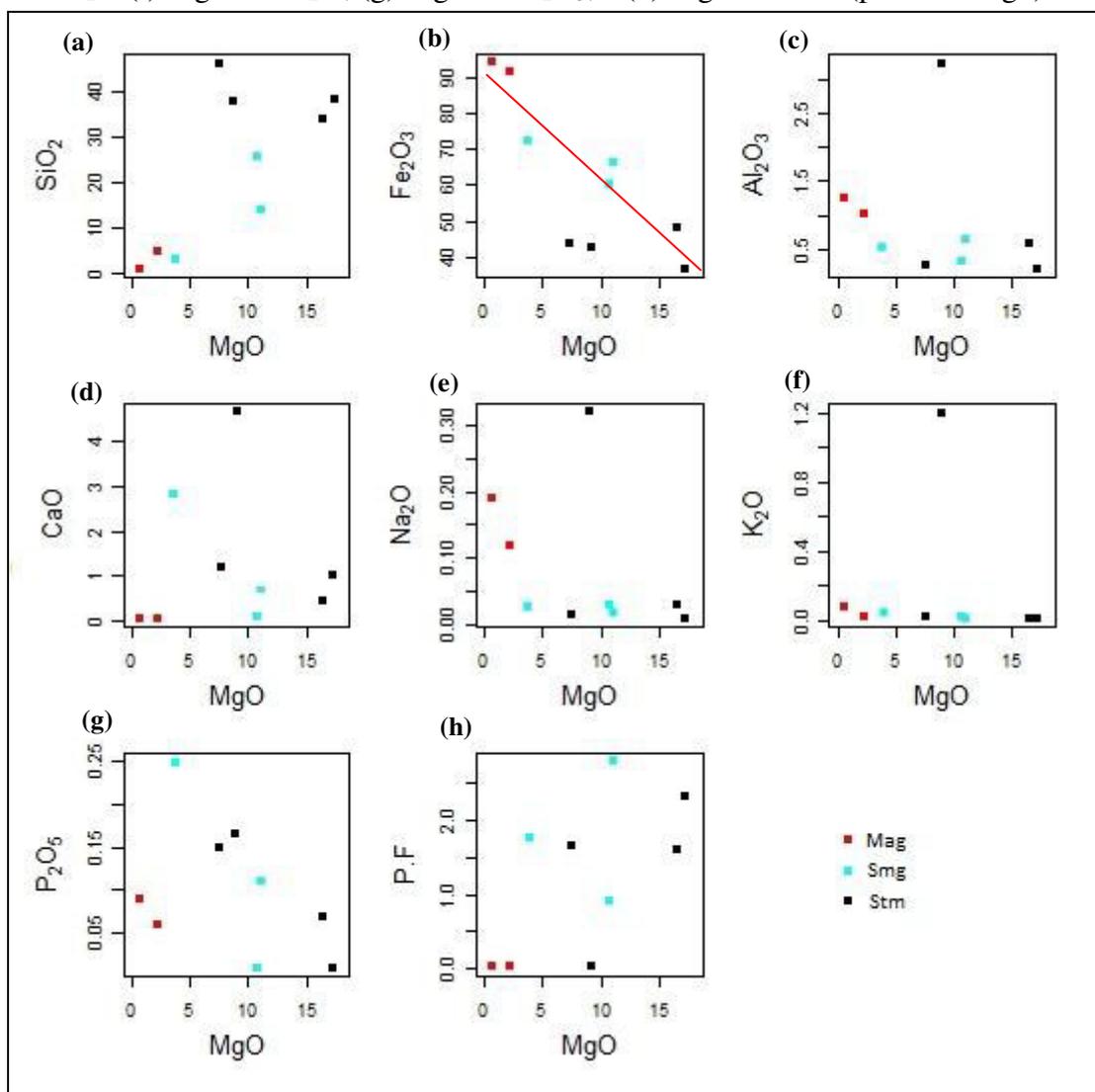
1. Estágio incipiente de alteração: corresponde à zona distal, onde tremolita, pórfiro de magnetita, granada, apatita e carbonato são abundantes e hematita (martita e especularita), pirita e quartzo estão presentes. As texturas e estruturas primárias estão preservadas.

2. Estágio intermediário de alteração: equivale à zona intermediária, onde magnetita, tremolita, carbonato e quartzo são abundantes e hematita, clorita, micas, sulfeto disseminado e apatita estão presentes. As texturas e estruturas primárias preservadas são frequentes.

3. Estágio avançado de alteração: equivale à zona proximal, com predomínio de magnetita e sulfetos disseminados. Texturas e estruturas primárias raramente estão preservadas.

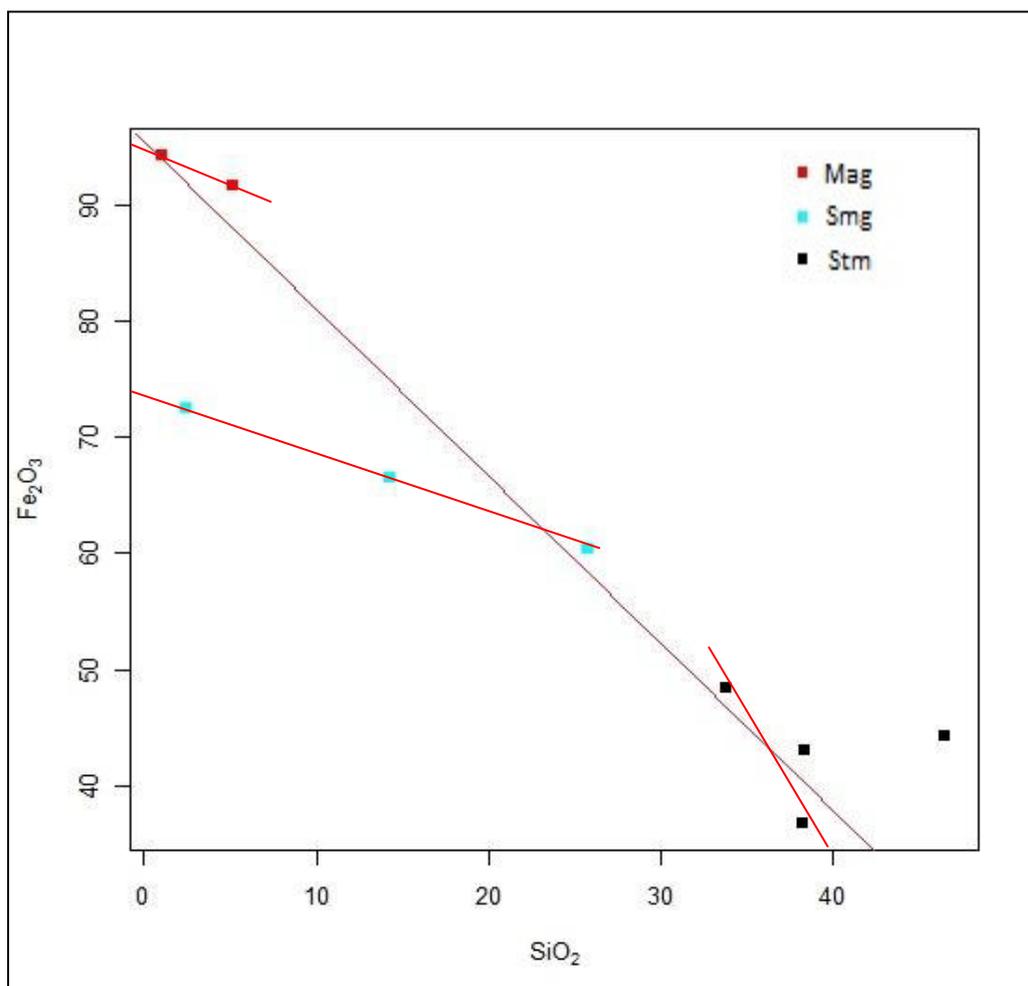
Nesta dissertação, levanta-se a possibilidade do minério de ferro hidrotermal ter-se originado da alteração hidrotermal, gerada através das intrusões graníticas, afetando as rochas da imediação do corpo de Magnetitito, os mármores magnesianos, os itabiritos, respectivamente, gerando os exoskarns magnesianos ferríferos e os *skarns* tremolíticos com actinolita (distal), ricos em magnetita.

Figura 6.9 – Diagrama binário dos óxidos para os tipos de minério hidrotermal da Mina do Bonito. (a) MgO vs. SiO₂; (b) MgO vs. Fe₂O₃; (c) MgO vs. Al₂O₃; (d) MgO vs. CaO; (e) MgO vs. Na₂O (f) MgO vs. K₂O; (g) MgO vs. P₂O₅; e (h) MgO vs. P.F. (perda ao fogo).



Fonte: Elaborada pela autora.

Figura 6.10 – Diagrama binário SiO_2 versus Fe_2O_3 para os minérios de ferro hidrotermal da Mina do Bonito.



Fonte: Elaborada pela autora.

6.2.2 Geoquímica dos Elementos Traços e Menores

Os ETRs e os elementos de alto campo de força Zr, Nb, Ta, Hf, Th, Y e Ti (elementos traços) são considerados relativamente imóveis frente a processos de alteração hidrotermal, diagênese e metamorfismo regional até a fácies anfibolito médio (MacLean e Kranidiotis 1987; Gifkins *et al.* 2005). Entretanto, estes elementos podem ser mobilizados sob certas condições, como em zonas de alteração hidrotermal intensa (Teagle e Alt 2004), ou contaminação por crosta continental, litosfera subcontinental ou zonas de subducção (Pearce 1996; Condie 2005).

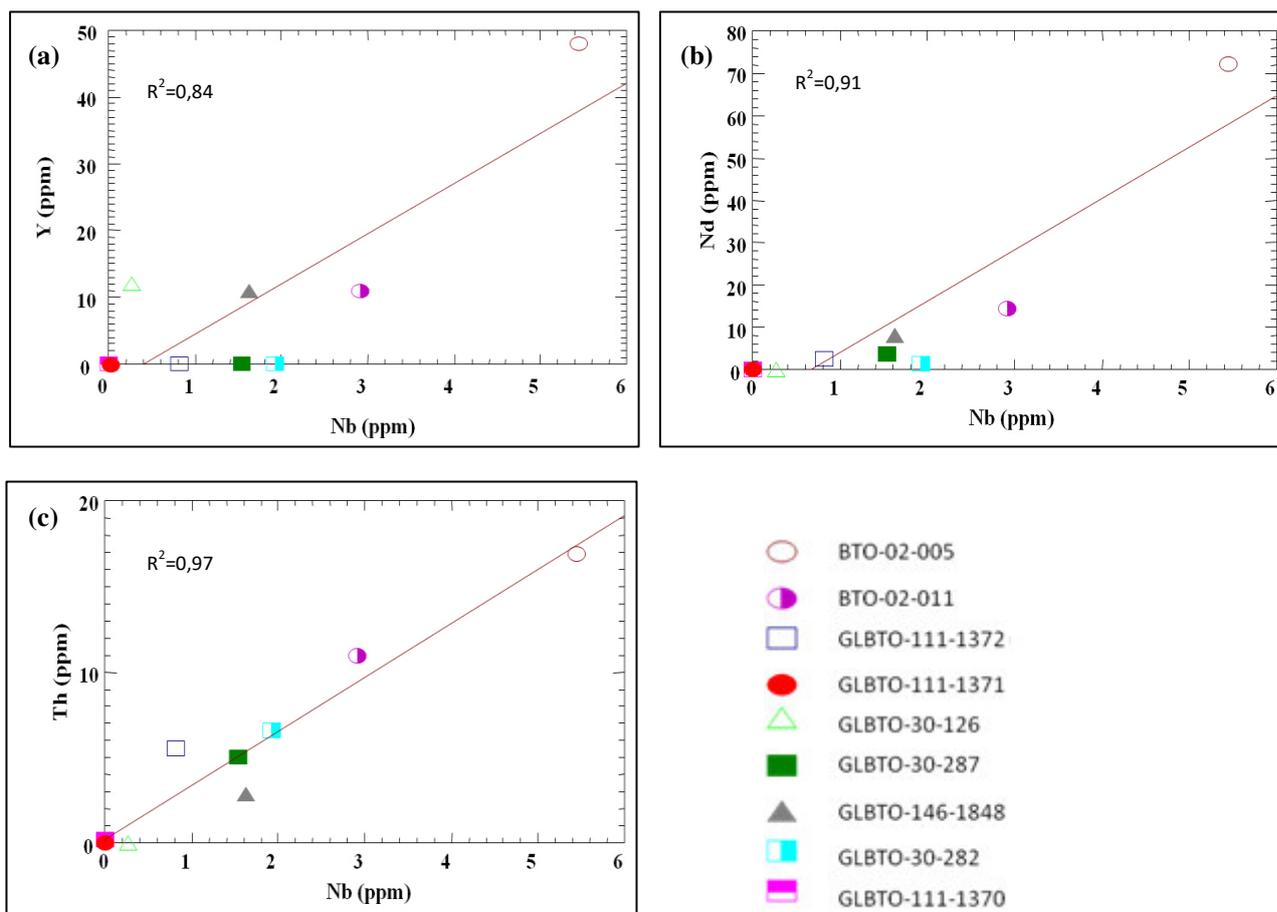
Uma maneira de testar a mobilidade dos elementos durante processos de alteração hidrotermal é fazer diagramas binários com os elementos potencialmente imóveis, com a sua origem em zero (Barret e MacLean 1994a, In Gifkins *et al.* 2005). Os elementos imóveis devem apresentar alto coeficiente de correlação, com a reta passando através da origem. Se ambos elementos forem imóveis, o coeficiente de correlação linear calculado (R^2) deve ser

maior que 0,85. Os elementos móveis, ao contrário, apresentam distribuição errática (dispersão) ou remoção quase completa.

Nos tipos de minérios hidrotermais estudados, os elementos incompatíveis Y, Nd, Th versus Nb possuem os coeficientes de correlação linear mais elevados ($R^2 = 0,84$, $0,91$ e $0,97$), respectivamente, (Figura 6.11a, b, c). Os elementos de Zr versus Hf e Ti apresentam uma distribuição peculiar, não apresenta valores para R^2 , e ocorre repetição de valores que formam linhas paralelas (Figura 6.12a, b).

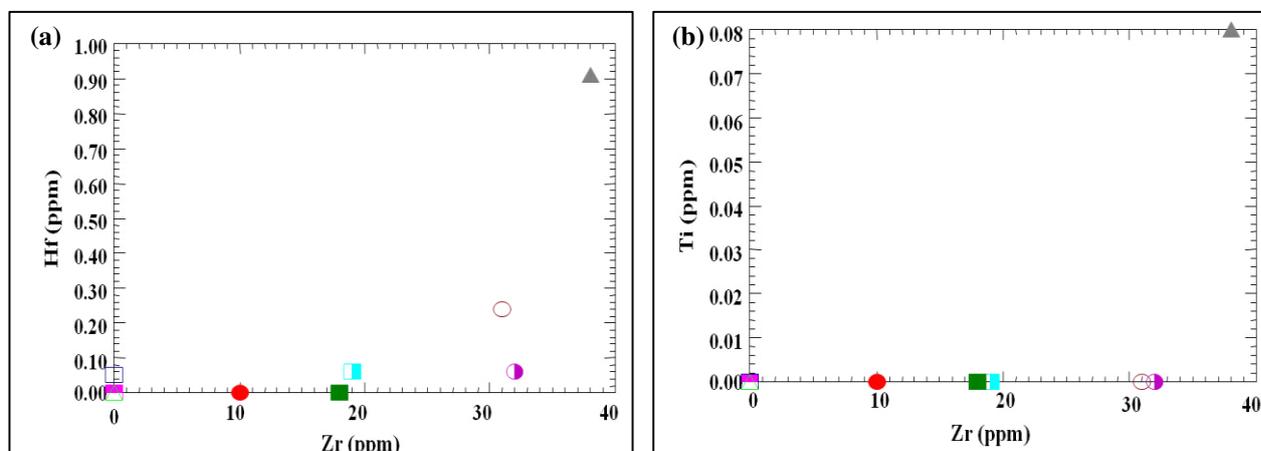
O *trend* linear apresentado por Th e Nb sugere que estas rochas são produto de um mesmo magmatismo e que estes elementos permaneceram imóveis ao longo da sua história evolutiva. Por outro lado, Zr, Hf e Ti foram mobilizados e a dispersão presente sugere que a mobilização é anterior ao evento de alteração hidrotermal e/ou erro analítico.

Figura 6.11 – Diagrama binário para os minérios de ferro hidrotermais do Bonito. (a) Nb vs Y; (b) Nb vs Nd; e (c) Nb vs Th. Niobio, Y, Nd e Th (elementos mais imóveis).



Fonte: Elaborada pela autora.

Figura 6.12 – Diagrama binário para os minérios de ferro hidrotermais do Bonito. (a) Zr vs Hf; e (b) Zr vs Ti. Zircônio, Hf e Ti (elementos móveis). A legenda é a mesma utilizada na Figura 6.11.



Fonte: Elaborada pela autora.

Os altos índices de correlação entre os elementos imóveis ($R^2 = 0,84, 0,91$ e $0,97$) para os skarnes magnesiano e os magnetitos podem sugerir que ambos litotipos sejam comagmáticos (Figura 6.10a, b, c). O caráter evoluído dos skarnes, isto é, maiores conteúdos de elementos traço em relação aos skarnes tremolíticos, pode ser interpretado como causado por diferenciação magmática ou cristalização fracionada. A falta de correlação apresentada por Zr, Hf e Ti pode ser interpretada como mobilização destes elementos nos skarnes magnesianos e tremolíticos. Os diagramas binários mostram que Zr versus Hf e Ti possuem os mais baixos índices de correlação e/ou não ocorre correlação alguma (Figura 6.11a, b), indicando sua mobilidade durante a alteração hidrotermal magnetítica.

Outra hipótese possível para explicar os teores mais elevados de elementos traço nos skarnes magnesianos do que nos tremolíticos, é que as rochas sejam oriundas de magmatismos distintos.

6.2.3 Geoquímica dos Elementos Terras Raras

O diagrama de ETRs para os magnetito, *skarn* magnesiano e tremolito (9 amostras), foram normalizados aos valores do condritos e Nakamura (1977), é homogêneo e caracteriza-se pelo acentuado enriquecimento em elementos terras raras leves (ETRL), teores entre 3,93-203,68 ppm, distribuição horizontalizada dos elementos terras raras médios (ETRM), teores entre 0,76-39,27 ppm, e os elementos terras raras pesadas (ETRP), teores entre 0,82-33,95 ppm, com variável anomalia positiva de európio (Eu) ($Eu_n/Eu^* =$ (entre 1,30-2,34 ppm) (Tabela 6.2 e Figura 6.13a, b).

Os magnetitos (BTO-02-005 e BTO-02-011), apresentam alto enriquecimento dos ETRs, teores 276,90 e 80,30 ppm, com elevado enriquecimento em ETRL (203,68 e 70,71 ppm), distribuição horizontalizada dos ETRP (33,95 e 4,12 ppm) e anomalia positiva moderada de Eu ($Eu_n/Eu^* = 1,41$ e $1,46$ ppm), respectivamente, (Tabela 6.2 e Figura 6.13a, b).

Os *skarns* magnesianos (GLBTO-111-1372, GLBTO-111-1371 e MSMBTO-30-126), apresentam baixo enriquecimento dos ETRs (14,82, 8,06 e 10,28 ppm), baixos enriquecimentos em ETRL (11,49, 3,93 e 5,05 ppm), distribuição horizontalizada e/ou verticalizada dos ETRP (1,88, 2,65 e 3,78 ppm) e anomalia positiva fraca a forte de Eu ($Eu_n/Eu^* = 1,30$, $1,39$ e $2,34$ ppm), respectivamente, (Tabela 6.2 e Figura 6.13a, b).

Os *skarns* tremolíticos com actinolita (GLBTO-30-287, GLBTO-146-1848, GLBTO-30-282 e GLBTO-111-1370), apresentam médio a alto enriquecimento dos ETRs (35,77, 73,11, 11,14 e 12,48 ppm), moderado a baixo enriquecimento em ETRL (32,83, 63,38, 9,56 e 8,26 ppm), distribuição horizontalizada e/ou verticalizada dos ETRP (1,52, 4,46, 0,82 e 2,77) e anomalia positiva fraca a moderada de Eu ($Eu_n/Eu^* = 1,54$, $1,76$, $1,32$ e $1,53$ ppm), respectivamente, (Tabela 6.2 e Figura 6.13a, b).

A maior parte dos minérios ferríferos hidrotermais do Bonito mostram um padrão homogêneo de ETRs, normalizados ao condrito e Nakamura (1977), caracterizado pelo enriquecimento de ETRL e ETRP horizontalizados. Porém, observa-se uma mudança significativa entre os *skarns* tremolíticos e os *skarns* magnesianos: o enriquecimento gradativo dos teores totais de ETRs, dos *skarns* distais (tremolítico), para *skarns* magnesianos próximos ao magnetito, conforme observado em campo, Mapa Tipológico e Perfis.

De acordo com Barret e MacLean (1993, *In* Gifkins *et al.* 2005), se os ETRs apresentam padrões paralelos ou subparalelos, significa que os mesmos permaneceram imóveis. Caso ocorram variações verticais, as mesmas são causadas por mudanças de massa total dos elementos maiores móveis. Ainda mais, variações verticais para cima indicam perda de massa, enquanto que as variações verticais para baixo mostram ganho de massa. Este comportamento pode ser aplicado para as rochas do presente estudo. As mudanças gradativas dos teores totais de ETRs das rochas da zona distal para as rochas das zonas intermediária e proximal, isto é, as variações verticais, representam efeitos de mudanças de massa total dos elementos maiores. Pode-se dizer também que a alteração provocou perda de massa, evidenciada pelas variações verticais para cima (enriquecimento). Assim, nas rochas com padrões paralelos de ETRs, estes elementos permaneceram imóveis durante a alteração hidrotermal.

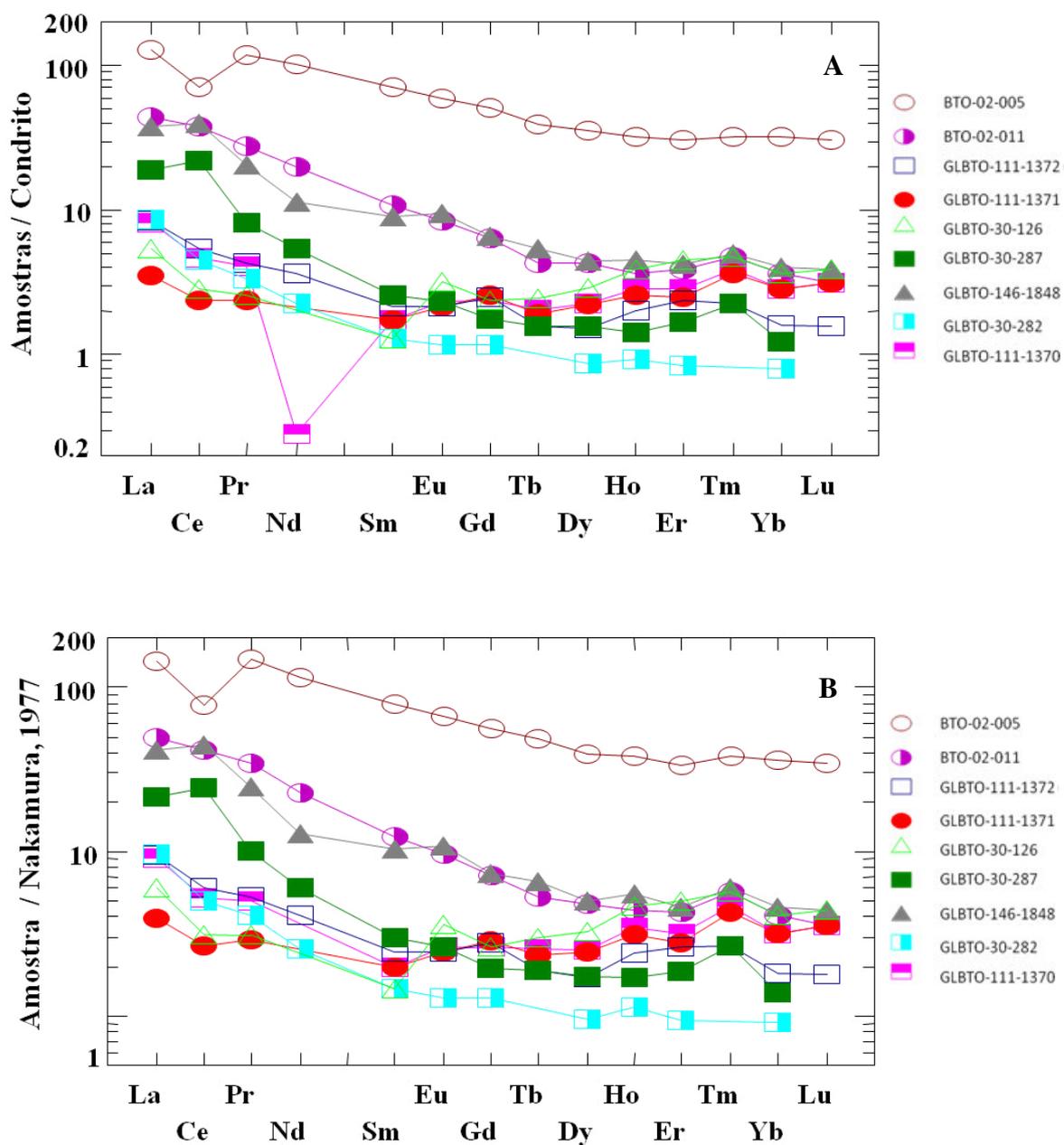
Por outro lado, as amostras com os padrões irregulares, sem paralelismo de ETRs, tiveram estes elementos mobilizados pela alteração hidrotermal, observando-se tanto enriquecimento quanto empobrecimento dos ETRs em relação aos scarnes magnesianos proximais e os *skarns* tremolíticos distais.

O acentuado fracionamento de ETRL neste mesmo conjunto de amostras indica que alguma mobilização dos ETRL. Como todas as rochas também mostram este enriquecimento, o mesmo deve ter ocorrido no início da história evolutiva do hidrotermalismo local e/ou metassomatismo. A alteração pela água do mar não teve razões água/rocha elevadas o suficiente para tal mobilização, como já visto nos minerais primários preservados e na geoquímica de elementos maiores e traço dos *skarns* magnesianos. Da mesma forma, o metamorfismo de fácies xisto verde parece não ter sido responsável pelo fracionamento das ETRL. A inclinação acentuada do fracionamento das ETRL sugere afinidade magmática magnesiana para os *skarns*.

A título de comparação com as análises do presente trabalho a Figura 6.14a, b, c, d, normalizada aos valores de Nakamura (1977), apresenta o padrão de distribuição dos elementos terras raras em 32 amostras que incluem minérios tipo compacto dos depósitos N5S e N5E, minérios brechados com carbonato do depósito N5E, e amostras de jaspilito do depósito N5S. Estes dados foram obtidos a partir de Silva (2009). Vale ressaltar que parte dos dados (cerca de trinta e duas amostras incluindo jaspilitos, e minérios de ferro tipo HD com ou sem carbonato) foi extraída da dissertação de mestrado da estudante (Figueiredo e Silva 2004).

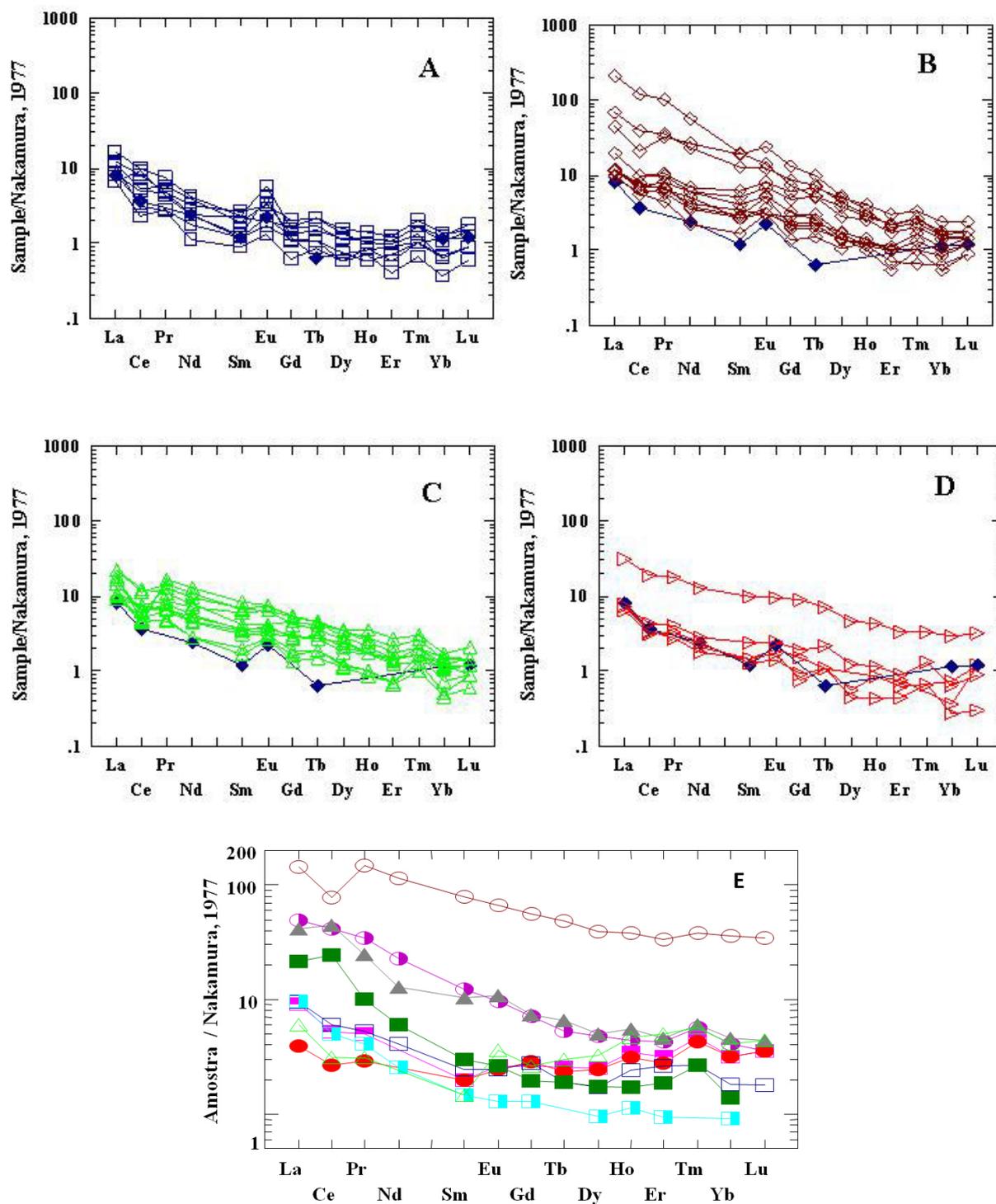
Em análise comparativa há um acentuado aumento na concentração dos elementos terras raras (principalmente leves) de amostras de minério a hematita de N5S (Figura 6.14b), similar ao ocorrido nos magnetito e *skarns* magnesiano (Figura 6.14e), da Mina do Bonito. Já os minérios a hematita do depósito N5E (Figura 6.14c) e Jaspilitos alterados hidrotermalmente do depósito N5S (Figura 6.14a), exibem discreta a ausente anomalia de európio e padrão quase horizontal, com notável aumento de elementos terras raras pesados, assemelhando aos *skarns* tremolíticos (Figura 6.14e). Os minérios de N4E que contêm carbonato (Figura 6.14d), exibem as mais baixas concentrações de ETRs, assemelhando-se também aos Stm (Figura 6.14e) da Mina do Bonito.

Figura 6.13 – Diagrama de elementos terras raras (ETRs) normalizados A. a Condritos e B. Condrito (Nakamura 1977) o para os minérios de ferro hidrotermais do Bonito.



Fonte: Elaborada pela autora.

Figura 6.14 – Diagrama de distribuição de elementos terras raras, normalizados por condrito (Nakamura 1977), obtidos em: A. Jaspilitos alterados hidrotermalmente do depósito N5S; B. Minérios a hematita do depósito N5S; C. Minérios a hematita do depósito N5E; D. Minérios brechados com carbonato – depósitos N4E e N5E. Média de formação ferrífera banded a quartzomagnetita Isua (Dymek & Klein 1988) está apresentada em losangos azuis; E. Minerios hidrotermais presente na Mina do Bonito.



Fonte: Elaborada pela autora.

7 CONCLUSÕES

A abordagem multidisciplinar adotada na presente dissertação de mestrado possibilitou que o trabalho fosse desenvolvido através de duas linhas de pesquisa:

a) estudo detalhado da geologia e tipologia dos minérios de ferro: permitiram a separação das unidades litoestratigráficas e a caracterização dos tipos de minério de ferro (origem) em vulcanossedimentar e hidrotermal, com informações tais como intensidade magnética, composição mineralógica e sempre que possível a associação com outros depósitos conhecidos mundialmente.

b) estudos de geoquímica dos minérios de itabiritos e hidrotermais da Mina do Bonito: permitiram o melhor entendimento cerca do comportamento dos elementos maiores e menores, elementos traços e elementos do grupo do terras raras, e a inferências do grau de alteração hidrotermal (fluido hidrotermal) em relação aos litotipos alterados pelo fluido mineralizador.

A partir dos resultados analíticos obtidos e sua interpretação, foi possível chegar às seguintes conclusões:

1) Os minérios de ferro da Mina do Bonito tiveram dois processos distintos cerca da sua origem de formação e são classificados em vulcanossedimentar (primário) e hidrotermal (secundário).

2) Os minérios itabiríticos (primários) correspondem as formações ferríferas fácies óxido e óxido-silicato metamorfizadas em condições do fácies anfibolito e são classificados em quatro tipos: Itabirito anfibolítico (Ia), Itabirito anfibolítico goethítico (Iag), Itabirito martítico (Im) e Itabirito martítico especularítico (Ime).

3) Dentro do contexto geológico litoestratigráfico regional os itabiritos são atribuídas à Formação Serra dos Quintos, estratigraficamente inferior a Formação Jucurutu, enquanto os mármore são posicionados na Formação Jucurutu. Entretanto, na Mina do Bonito, mármore e itabiritos ocorrem intercalados compondo, junto com quartzitos e xistos, uma estrutura antiformal quilométrica com eixo mergulhando para sul, sugere-se, portanto, uma revisão e estudo detalhada quanto ao posicionamento dessa unidade litoestratigráfica.

4) Petrograficamente os itabiritos anfibolíticos apresentam associações mineralógicas variáveis, contemplando os anfibólios ferríferos da série tremolita-ferro-actinolita, quartzo, magnetita, magnetita martitizada, martita, especularita, pirita, apatita, epidoto, carbonatos, clorita, goethita e/ou limonita. Os itabiritos anfibolíticos goethíticos apresentam minerais de quartzo, hematitas (martita e especularita), goethita, magnetita e apatita. Os itabiritos

martíticos contemplam minerais de quartzo, martita/magnetita, goethita, especularita e apatita. Os itabiritos martíticos especularíticos contemplam minerais de quartzo, martita, especularita e apatita.

5) A intensidade magnética nos itabiritos da Mina do Bonito variam de baixo (7.500 G) nos itabiritos martíticos e itabiritos martíticos especularíticos, médio (3.000 G) nos itabiritos anfibolíticos goethíticos e alto (600 G) nos itabiritos anfibolíticos e martíticos. Este parâmetro permitiu avaliar o grau de influência do hidrotermalismo (percolação de fluídos rico em magnetita) nos itabiritos estudados. Sugere-se, de forma preliminar, que os itabiritos que apresentam intensidade magnética alta estão associados, na maioria das vezes, à níveis superficiais, relacionados a enriquecimento supergênico.

6) O padrão geoquímico dos elementos maiores e menores nos itabiritos da Mina do Bonito são relativamente simples, com SiO_2 e Fe_2O_3 representando mais de 99% de sua composição total. As anomalias encontradas nos elementos traços e elementos terras raras estão, na maioria das vezes, associadas a presença de níveis pelíticos (quartzo micaxisto) e influências de fluídos hidrotermais, respectivamente. Os elementos ETRL apresentam valores bem maiores que os ETRP, indício de hidrotermalismo (percolação de fluídos) e enriquecimento de európio por metassomatismo. Quando comparados os conteúdos dos elementos traços dos itabiritos da Mina do Bonito aos de outras formações ferríferas, assemelham-se aos das tipos Lago Superior. Embora os teores absolutos dos elementos terras raras sejam, em geral, muito baixos, o padrão de distribuição desses elementos quando normalizados pelo NASC, são semelhantes aos da grande maioria das *bifs* arqueanas e paleoproterozóicas de diversas parte do mundo, nos quais a anomalia positiva de európio representa uma feição característica.

7) Os minérios hidrotermais (secundários) estão associados às fases finais de dobramento e são classificados em três tipos: Magnetitito (Mag), *Skarn* magnesiano (Smg) e *Skarn* tremolitito com actinolita (Stm).

8) Petrograficamente os magnetititos e os *skarns* apresentam associações mineralógicas variáveis, contemplando magnetita, magnetita martitizada, martita, especularita, anfibólios ferríferos da série tremolita-ferro-actinolita e antofilita, granada, goethita, carbonato, pirita, clorita, serpentina e serpentina-talco.

9) O padrão geoquímico dos elementos maiores e menores nos minérios hidrotermais da Mina do Bonito possuem parâmetros de variações químicas relativamente simples, distribuídos da seguinte maneira: magnetititos - Fe_2O_3 (91,60 - 94,20 %); SiO_2 (1,03 - 5,13 %); MnO (0,62 - 4,10); e MgO (0,67 - 2,23 %); *skarns* magnesianos - Fe_2O_3 (60,30 - 72,33

); SiO_2 (2,40 - 25,80 %); MnO (0,12 - 0,67 %); e MgO (3,84 - 11,06 %); e nos *skarns* tremolíticos com actinolita - Fe_2O_3 (36,76 - 48,45 %); SiO_2 (33,84 - 46,61 %); MnO (0,20 - 0,90); e MgO (7,55 - 17,23 %). As anomalias encontradas nos elementos traços e elementos terras raras estão, na maioria das vezes, associadas a percolações de fluídos hidrotermais. Os elementos ETRL apresentam valores bem maiores que os ETRP, indício de hidrotermalismo (percolação de fluídos) e enriquecimento de európio por metassomatismo. Quando comparados aos conteúdos dos elementos traços normalizados por condrito (Nakamura 1977), assemelham-se aos depósitos alterados hidrotermalmente (N5S, N5S e N5E) da Província Mineral Carajás - Brasil.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ALMEIDA, F. F. M.; HASUL, Y.; BRITO NEVES, B. B.; FUCK, R. A., Províncias Estruturais brasileiras. In **VIII Simpósio Geologia do Nordeste**, Campina Grande, Atlas p. 363-391, 1977.
- ANGELIM, L. A. A.; MEDEIROS, V. C.; NESI, J. R. **Programa Geologia do Brasil - PGB. Projeto Geologia e Recursos Minerais do Estado do Rio Grande do Norte. Mapa Geológico do Estado do Rio Grande do Norte. Escala 1:500.000**. CPRM/FAPERN, Recife – PE. 2006.
- ALEXANDROV, E. A. The Precambrian iron-formation of the Soviet Union. **Economic Geology**, n. 68, p. 1035-1062. 1973.
- BAYLEY, R. W. & JAMES, H. L. Precambrian Iron-Formations of the United States. **Economic Geology**, n. 68 (7), p. 934-959. 1973.
- MacLEAN, W. H. & BARRETT, T. J. Lithogeochemical methods using immobile elements. **Journal of Exploration Geochemistry**, v. 48, p. 109-133. 1993.
- BARBOSA, A. L. M. & GROSSI-SAD, J. H. Tectonic control of sedimentary and trace-element distribution in iron ores of central Minas Gerais (Brazil): Paris, UNESCO, **Earth Sci.**, n. 9, p. 125-131. 1973.
- BARRETT, T. J. & MacLEAN, W. H. Chemostratigraphy and hydrothermal alteration in exploration for VHMS deposits in greenstones and younger rocks, in *Alteration and Alteration Processes Associated with Ore-Forming Systems*, (ed.) D.R. Lentz; **Geological Association of Canada**, Short Course Notes Volume 11, p. 433-467. 1994a.
- BARRETT, T. J. & MacLEAN, W. H. Mass changes in hydrothermal alteration zones associated with VMS deposits of the Noranda area. **Exploration and Mining Geology**, v. 3, p. 131-160. 1994.
- BARLEY, M. E.; PICKARD, A. L.; HAGEMANN, S. G. & FOLKERT, S. L. Hydrothermal origin for the 2 billion year old Mount Tom Price giant iron ore deposit, Hamersley Province, Western Australia. **Mineralium Deposita**, n. 34, p. 784-789. 1999.
- BEUKES, N. J.; GUTZMER, J.; MUKHOPADHYAY, J. The geology and genesis of high-grade hematite iron ore deposits. Iron Ore Conference. **Perth, Australia**, p. 23-29. 2002.
- BEUKES, N. J. Suggestions towards a classification of and nomenclature for iron-formation. *Trans. Geol. Soc. S. Afr.*, n. 83, p. 285-290. 1980b.
- BEUKES, N. J. Precambrian iron-formation of southern Africa. **Economic Geology**, n. 68, p. 960-1004. 1973.
- BEKKER, A.; SLACK, J. F.; PLANAVSKY, N.; KRAPEZ, B.; HOFMANN, A.; KONHAUSER, K. O. & ROUXEL, O. J. Iron formation: the sedimentary product of a complex interplay among mantle, tectonic, oceanic, and biospheric processes. **Economic Geology**, n. 105, p. 467-508. 2010.

BISCHOFF, J. L. Temperature effects on aragonite-calcite transformation in aqueous solution: *American Mineralogist*, v. 54, p. 149-155. 1969.

BISCHOFF, J. L. The Red Sea geothermal brine deposits, their mineralogy, chemistry, and genesis: Hot Brines and Recent Heavy Metal Deposits in the Red Sea, in E. T. Degens and D. A. Ross (eds.): **Springer-Verlag**, New York, p. 368-401. 1969.

BISCHOFF, J. L. Geothite-hematite stability relations with relevance to seawater and the Red Sea brine environment: Hot Brines and Recent Heavy Metal Deposits in the Red Sea, in E. T. Degens and D. A. Ross (eds.): **Springer-Verlag**, New York, p. 402- 405. 1969.

BONNICHSEN, B. Metamorphic pyroxenes and amphiboles in the Biwabik Iron Formation, Dunka River Area, Minnesota: **Mineralog. Soc. America Spec. Paper** 2, p. 217-239. 1969.

BOULANGÉ, B. & COLIN, F. Rare earth element mobility during conversion of nepheline syenite into lateritic bauxite at Passa Quatro, Minas Gerais, Brazil. **Applied Geochemistry**, n. 9, p. 701-711. 1994.

BRAGA, A. P. G.; PASSOS, C. A. B.; SOUZA, E. M.; FRANÇA, J. B.; MEDEIROS, M. F.; ANDRADE, V. A.; Geologia da região nordeste do Estado do Ceará (Projeto Jaguaribe). MME/DNPM. **Série Geologia Básica** 9. Brasília, DF. p. 123. 1981.

BRITO NEVES, B. B.; SANTOS, E. J.; VAN SCHMUS, W. R. Tectonic history of the Borborema Province northeastern Brazil. In: CORDANI, U. G.; MILANI, E. J.; THOMAZ FILHO, A.; CAMPOS, D. A. (Eds.). **Tectonic Evolution of South America. International Geological Congress**, 31, p.151-182. 2000.

BRITO NEVES, B. B. **Regionalização Tectônica do Pré Cambriano Nordestino**. 198 p. Tese (Doutorado em Paleontologia e Estratigrafia), Instituto de Geociências – Universidade de São Paulo (USP), São Paulo, 1975.

CABY, R.; SIAL, A. N.; ARTHAUD, M. H.; VAUCHEZ, A. Crustal evolution and the Brasiliano Orogeny in Northeast Brazil. In: DALLMEYER, R. D. & LECORCHE, J. P. eds. The West African orogens and circum-Atlantic correlatives. Berlin, **Springer-Verlag**. p. 373-397. 1991.

CLOUT, J. M. F. & SIMONSON, B. M. Precambrian iron formations and iron-formation hosted iron ore deposits, **Economic Geology**, 100th anniversary volume, pp 643-679. 2005.

CONDIE, K. C. Archean andesites. In: Thorpe, R.S. (ed.), **Andesites: Orogenic Andesites and Related Rocks**. Chichester, Wiley, p. 575-590. 1982.

CONDIE, K. C. High field strength element ratios in Archean basalts: a window to evolving sources of mantle plumes? **Lithos**, n. 79, p. 491-504. 2005.

CONDIE, K. C.; O'NEILL, C.; ASTER, R. Evidence and implications for a widespread magmatic shutdown for 250 My on Earth. **Earth and Planetary Science Letters**, n. 282, p. 294-298. 2009.

CPRM – COMPANHIA DE PESQUISA DE RECURSOS MINERAIS – SERVIÇO GEOLÓGICO DO BRASIL. **Programa de Mapeamento geológico Básico das folhas SB 24-V-D-III (Quixeramobim), SB 24-V-D-II (BoaViagem) e SB 24-V-B-V (Itatira), Estado do Ceará, Escala 1:100.000.** Ceará: Convênio Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais – Serviço Geológico do Brasil, 218 p., 2006.

DALSTRA, H. & GUEDES, S. T. Giant hydrothermal hematite deposits with Mg-Fe metasomatism: a comparison of the Carajas, Hamersley, and other iron ores. **Economic Geology**, n. 99, p. 1793-1800. 2004.

DALSTRA, H. & FLIS, M. High-grade iron ore exploration in an increasingly steel-hungry world; the past, current, and future role of exploration models and technological advances. **Reviews in Economic Geology**, n. 15: p. 393-409. 2008.

DANTAS, E. L.; CORDANI, U. G.; VAN SCHMUS, R. W.; HACKSPACHER, P. C.; BRITO NEVES, B. B.; NUTMAN, A. P. Terrenos arqueanos e paleoproterozóicos do maciço Caldas Brandão na Província Borborema. In: **Simpósio de Geologia do Nordeste**, Atas... Recife – PE, SBG. v. 2, p. 423-427. 1995.

DANTAS, E. L. **Geocronologia U-Pb e Sm/Nd de terrenos arqueanos e paleoproterozóicos do Maciço Caldas Brandão, NE do Brasil.** São Paulo, 1997. 208p. Tese (Doutorado) - Instituto de Geociências e Ciências Exatas – IGCE, Universidade Estadual Paulista - UNESP, 1997.

DARDENNE, M. A. & SCHOBENHAUS, C. **Metalogênese do Brasil.** Editora Universidade de Brasília - UnB, 392 p. 2001.

DASGUPTA, N.; MCGHEE, D. E.; GREENWALD, A. G.; & BANAJI, M. R. Automatic preference for White Americans: Does the frequency of race stimuli produce the effect? **Unpublished manuscript**, New School University. 1999.

DAVY, R. A contribution on the chemical composition of Precambrian iron-formations. In: TRENDALL, A. F. & MORRIS, R. C. (Eds.). **Iron-Formation: Facts and Problems.** Developments in Precambrian Geology. Amsterdam, **Elsevier**, n. 6, p. 325-343. 1983.

DERRY, L. A. & JACOBSEN, S. G. The chemical evolution of Precambrian seawater: evidence from REE's in banded iron-formations. **Geochim. Cosmochim. Acta**, n. 54, p. 2965-2977. 1990.

DIMROTH, E. Sedimentary textures, diagenesis and sedimentary environment of certain Precambrian ironstones. **Neues Jahrb. Geol. Paleontol.**, abh., n. 130, p. 247-274. 1968.

DIMROTH, E. Paleo-environment of iron-rich sedimentary rocks. **Geol. Rundsch.**, n. 64 (3), p. 751-767. 1975.

DIMROTH, E. & CHAUVEL, J. J. Petrography of the Sokoman Iron Formation in part of the central Labrador Trough. **Geol. Soc. Am., Bull.**, n. 84, p. 111-134. 1973.

- DORR, J. VAN N., Jr. Iron-formation and associated manganese in Brazil. In: Genesis of Precambrian Iron and Manganese Deposits. UNESCO, Paris, **Earth Sciences**, n. 9, p. 105-113.
- DYMEK, R. F. & KLEIN, C. Chemistry, petrology and origin of banded iron-formation lithologies from the 3800 Ma Isua supracrustal belt, West Greenland. **Precambrian Res.**, n. 39, p. 247-302. 1988.
- ELDERFIELD, H. & GREAVES, M. J. The earth elements in seawater. **Nature**, n. 296, p. 214-219. 1982.
- ELLIS, H. A. The Geology of the Yilgarn Goldfield, south of the great eastern rail-way. West. Aust., **Geol. Surv., Bull.** 97. 1939.
- FELDTMAN, F. R. The geology and mineral resources of the Yalgoo Goldfield. Pt. 1, The Warriedar Gold-mining centre. West Aust., **Geol. Surv., Bull.** 81. 1921.
- FERNANDES, N. H. **Caracterização Petrográfica e Química das Formações Ferríferas Bandadas do Depósito Fortaleza de Minas em Fortaleza de Minas (MG)**. Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências e Ciências Exatas – IGCE, UNESP, Rio Claro – SP, 166 p. 1997.
- FERREIRA, J. A. M & ALBUQUERQUE, J. P. T. Sinopse da geologia da Folha Seridó. SUDENE, Divisão de Geologia, **Série Geologia Regional**. 18: 52 p. 1969.
- FERREIRA, C. A. & SANTOS, E. J. **Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil. Jaguaribe SE. Folha SC. 24-Z. Estados do Ceará, Rio Grande do Norte, Paraíba e Pernambuco. Escala 1:500.000**. Geologia e Metalogênese. Recife – PE. CPRM. 2000.
- FETTER, A. H.; VAN SCHMUS, W. R.; SANTOS, T. J. S.; NOGUEIRA NETO, J. A.; ARTHAUD, M. H. 2000. U-Pb and Sm-Nd geochronological constraints on the crustal evolution and basement architecture of Ceará State, NW Borborema Province, NE Brazil: implications for the existence of the Paleoproterozoic supercontinent "Atlantica". **Revista Brasileira de Geociências**, 30: p. 102-106. 2000.
- FIGUEIREDO e SILVA, R. C. F. **Caracterização petrográfica e geoquímica de jaspilitos e minérios de ferro dos depósitos N1, N4W, N4E e N5E, Província Mineral Carajás, Pará: implicações para a mineralização de ferro**. Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências, Universidade Federal de Minas Gerais - UFMG, 151 p. 2004.
- FIGUEIREDO e SILVA, R. C. F.; LOBATO, L. M.; ROSIÈRE, C. A.; GUEDES, S.; MONTEIRO, A.; MEIRELES, H.; MATIAS, P. Estudos petrográficos microscópicos e geoquímicos em jaspilitos e minérios de ferro dos depósitos N1, N4E, N4W e N5E, Província Mineral de Carajás, Pará. In: ADIMB, **Simpósio Brasileiro de Exploração Mineral**, 1. 2004.
- FLEET, A. J. Aqueous and sedimentary geochemistry of the rare earth elements. In: HENDERSON, P. & FYFE, W. S. (Eds.). Rare Earth Element Geochemistry. Amsterdam, **Elsevier**, p. 343-373. 1984.

FLORAN, R. J. & PAPIKE, J. J. Mineralogy and Petrology of the Gunflint Iron Formation, Minnesota-Ontario: Correlation of Compositional and Assemblage Variations at Low to Moderate Grade. **Journal of Petrology**, n. 19, p. 215-288. 1978.

FOLK, R. L. Spectral subdivision of limestone types. In HAM, W. E., ed., Classification of carbonate Rocks-A Symposium: **American Association of Petroleum Geologists** Memoir 1, p. 62-84. 1962.

FRENCH, B. M. Progressive contact metamorphism of the Biwabik Iron Formation, Mesabi Range, Minnesota. **Minnesota Geological Survey Bulletin** 45, 103 p. 1968.

FRENCH, B. M. Mineral Assemblages in Diagenetic and Low-Grade Metamorphic Iron-Formation. **Economic Geology**, n. 68 (7), p. 1063-1074. 1973.

FRIPP, E. P. Stratabound gold deposits in Archaean banded iron-formation, Rhodesia. **Economic Geology**, n. 71, p. 58-75. 1976.

FRYER, B. J. Rare earth elements in iron-formation. In: TRENDAL, A. F. & MORRIS, R. C. (Eds.). Iron-Formation: Facts and Problems. Developments in Precambrian Geology, 6. Amsterdam, **Elsevier**, p. 345-358. 1983.

FRYER, B. J.; FYFE, W. S.; KERRICH, R. Archean volcanogenic oceans. **Chemical Geology**, n. 24, p. 25-33. 1979.

GAIR, J. E. Bedrock geology and ore deposits of the Palmer Quadrangle, Marquette County, Michigan, U.S. **Geol. Surv.**, Prof. Pap. 769, 159 p. 1975.

GEHOR, S. & LAAJOKI, K. The Mineralogy and Regional Metamorphism of the Precambrian Iron-formations in Finland. Precambrian Iron-formations. Theophrastus Publications, S. A. **Greece**, p. 393-419.

GIFKINS, C.; HERRMAN, W.; LARGE, R. **Altered Volcanic Rocks: A Guide to Description and Interpretation**. CODES, Hobart, 275 p. 2005.

GOLE, M. J. Formation of grunerite in banded iron-formation (BIF), Yilgarn Block, Western Australia (abstr.). **Geol. Soc. Am.**, Abstr. Programs, n. 12, p. 227. 1980b.

GOLE, M. J. Archean banded iron-formation, Yilgarn Block, Western Australia. **Economic Geology**, n. 76, p. 1954-1975. 1981.

GOLE, M. J. & KLEIN, C. Banded iron-formations through much of Precambrian time. **Journal of Geology**, n. 89, p. 169-183. 1981.

GOODWIN, A. M. Archean volcanogenic iron-formation of the Canadian shield. In: Genesis of Precambrian Iron and Manganese Deposits. UNESCO, Paris, **Earth Sciences**, n. 9, p. 23-32. 1973.

GRAF, J. L. Rare earth elements, iron formations and sea water. **Geochim. Cosmochim. Acta**. n. 42, p. 1845-1850. 1978.

- GRENNE, T. & SLACK, J. F. Geochemistry of jasper beds from the Ordovician Lokken Ophiolite, Norway; origin of proximal and distal siliceous exhalites. **Economic Geology**, v. 100, p. 1511-1527. 2005.
- GROMET, L. P.; DYMEK, R. F.; HASKIN, L. A.; KOROTEV, R. L. The "North American Shale Composite": its compilation, major and trace element characteristics. **Geochim. Cosmochim. Acta**. n. 47, p. 925-939. 1984.
- GROSS, G. A. A classification de iron deposits in Canada. **Can. Min. J.**, n. 80 (10), p. 87-92. 1959.
- GROSS, G. A. Geology of iron deposits in Canada. Volume1. General Geology and Evaluation of Iron deposits. **Econ. Geol. Rep. Surv.** Can. n. 22, 181 p. 1965.
- GROSS, G. A. Nature and occurrence of iron ore deposits, in **Survey of World iron ore resources**, pt. 2, New York, United Nations, p. 13-31. 1970a.
- GROSS, G. A. Iron ore deposits of Canada and the West Indies, in **Survey of World iron ore resources**, pt. 3, New York, United Nations, p.237-252. 1970b.
- GROSS, G. A. The depositional environment of principal types of Precambrian iron-formations. In: Genesis of Precambrian Iron and Manganese Deposits. **Proceedings of the Kiev Symposium**, 1970, UNESCO, Paris, p. 15-21. 1973.
- GROSS, G. A. A classification de iron-formations based on deposicional environments. **Can. Mineral.**, n. 18, p. 215-222. 1980.
- GROSS, G. A. Tectonic systems and the deposition of iron-formation. **Prec. Res.** n. 20, p. 171-187. 1983a.
- GROSS, G. A. Industrial and genetic models for iron ore in iron-formation. **Geol. Surv. of Can.** n. 40, p. 151-170. 1993.
- GROSS, G. A. & McLEOD, C. R. A preliminary assessment of the chemical composition of iron formation in Canada. **Can. Mineral.**, n. 181, p. 223-229. 1980.
- GROSS, G. A. Algoma-type iron-formation. In: D. Lefebure & T. Höy (Eds.), **Selected British Columbia mineral deposits profiles** (Vol. 2, pp. 25-28). Ottawa: British Columbia Ministry of Employment and Investment. 1996.
- GROVES, D. I.; PHILLIPS, G. N.; HO, S. E.; HENDERSON, C. A.; CLARK, M. E.; WOAD, G. M. Controls on distribution of Archaean hydrothermal gold deposits in Western Australia. In: FOSTER, R. P. Ed., **Gold '82: The Geology, Geochemistry and Genesis of Gold Deposits**. A. A. **Balkema**, Rotterdam, pp. 689-712. 1984.
- GRUSS, H. Itabirite iron ores of the Liberia and Guyana Shields. In: Genesis of Precambrian Iron and Manganese Deposits. UNESCO, Paris, **Earth Sciences**, n. 9, p. 335-359. 1973.

GUEDES, S. C.; ROSIÈRE, C. A.; BARLEY, M.; LOBATO, L. M. The importance of carbonate alteration associated with the Carajás high-grade hematite deposits, Brazil. Iron Ore Conference. **Perth**, Australia, p. 63-66. 2002.

HAASE, C. S. Phase equilibria in metamorphosed iron-formations: qualitative T-X_(CO₂) petrogenetic grids. *Am. J. Sci.*, n. 282, p. 1623-1655. 1982b.

HACKSPACHER, P. C.; SOUZA, Z. S. Análise de strain em metaconglomerados do Grupo Seridó-RN, In: **Congresso Brasileiro de Geologia**, 32, 1982, Salvador. Anais. Salvador: SBG, 5v. il. v.1, p.308-315. 1982.

HACKSPACHER, P. C. & DANTAS, E. L. Northwestern overthrusting and related lateral escape during the Brasiliano orogeny north of the Patos lineament, Northeast Brazil. **International Geology Review**, v.39, p. 609-620. 1997.

HAGEMANN, S. G.; BARLEY, M. E.; FOLKERT, S. L. A hydrothermal origin for the giant BIF-hosted Tom Price iron ore deposit. In: Stanley et al. (eds.), **Mineral Deposits: Processes to Processing**, p. 41-44. 1999.

HARDER, E. C. **Iron-depositing bacteria and their geologic relations**. U.S.G.S. Prof. Pap. 113. 1919.

HARMSWORTH, R. A.; KNEESHAW, M.; MORRIS, C. J.; SHRIVASTAVA, P. K. BIF – Derived Iron Ores of the Hamersley Province. In: HUGHES, F. E. (ed.), *Geology of the Mineral Deposits of Australia and Papua New Guinea*. **The Australasian Institute of Mining and Metallurgy**, Melbourne, p. 617-642. 1990.

HARPER, G. D. Tectonic implications of boninite, arc tholeiite, and MORB magma types in the Josephine Ophiolite, California, Oregon, in *Ophiolites in Earth History*, (eds.) Y. Dilek and P. R. Robinson; **Geological Society**, Special Publications, n. 218, p. 207-230. 2003.

HASKIN, L. A.; HASKIN, M. A.; FREY, F. A.; WILDEMAN, T. R. Relative and absolute terrestrial abundances of the rare earths. In: AHRENSA, L. H. (Ed.). *Origin and Distribution of the elements*. Oxford, **Pergamon**, p. 889-912. 1968.

HOFFMANN, K. H.; CONDON, D. J.; BOWRING, S. A.; CROWLEY, J. L. A U-Pb zircon date from the Neoproterozoic Ghaub Formation, Namibia: constraints on Marinoan glaciations. **Geology**, n. 32, p. 817-820. 2004.

HORSTMANN, U. E. & HALBICH, I. W. Chemical composition of banded iron-formations of the Griqualand West Sequence, Northern Cape Province, South Africa, in comparison with other Precambrian iron formations. **Prec. Res.**, n. 72, p. 109-145. 1995.

HORSTMANN, U. E. & HALBICH, I. W. Chemical composition of banded iron-formations of the Griqualand West Sequence, Northern Cape Province, South Africa, in comparison with other Precambrian iron formations. **Precambrian Res.**, n. 72, p. 109-145. 1995.

IMMEGA, I. P. & KLEIN, C. Mineralogy and petrology of some metamorphic Precambrian iron-formations in southwestern Montana. **Am. Mineral.**, n. 61, p. 1117-1144. 1976.

JACOBSON, S. B. & PIMENTEL-KLOSE, M. R. Nd isotopic variations in Precambrian banded iron formations. *Geophys. Res. Lett.*, n. 15, p. 393-396. 1988b.

JAMES, H. L. Sedimentary facies of iron-formation. *Economic Geology*, n. 49, p. 235-293. 1954.

JAMES, H. L. Zones of regional metamorphism in the Precambrian of northern Michigan. *Bull. Geol.Soc. Am.*, n. 6, p. 1455-1487. 1955.

JAMES, H. L. Data of geochemistry (6th ed.). W. Chemistry of iron sedimentary rocks. U. S. *Geol. Surv. Prof. Pap.* 440-W. 1966.

JAMES, H. L. Distribution of banded iron-formation in space and time. In: A. F. Trendall and R. C. Morris (Editors), *Iron-Formation: Facts and Problems*. Elsevier, Amsterdam, p. 471-490. 1983.

JARDIM DE SÁ, E. F. Geologia da região do Seridó: reavaliação de dados. In: **Simpósio de Geologia do Nordeste**, 11. Atas... Natal – RN: SBG, p. 278-296. 1984.

JARDIM DE SÁ, E. F. **A Faixa Seridó (Província Borborema, NE do Brasil) e o seu significado geodinâmico na Cadeia Brasileira/ Pan-Africana**. Tese de Doutorado, Universidade de Brasília – UnB, 803p., 1994.

JARDIM DE SÁ, E. F.; LEGRAND, J. M.; McREATH, I. Estratigrafia de rochas granitóides na região do Seridó (RN-PB) com base em critérios estruturais. *Revista Brasileira de Geociências*, São Paulo, v.11, n. 1, p. 50-57. 1981.

JARDIM DE SÁ, E. F.; MACEDO, M. H. F.; TORRES, H. H. L.; KAWASHITA, K. Geochronology of metaplutonics and the evolution of supracrustal belts in the Borborema Province, NE Brazil. In: **Cong. Latino-Amer. Geol.**, 7., 1988, Belém. Anais... Belém: SBG/DNPM, 1988. p. 49-62. 1988.

JARDIM de SÁ, E. F.; MEDEIROS, W. E.; CASTRO, D. L. Contribuição da gravimetria aos modelos de estruturação crustal da Província Borborema, Nordeste do Brasil. In: **Simpósio de Geologia do Nordeste**, 17. Fortaleza. Resumos expandidos. Fortaleza: SBG, 1997. 537p. (Boletim do Núcleo Nordeste da SBG, 15) p.352 - 357. 1997.

KIMBERLEY, M. M. Paleoenvironmental classification of iron formation. *Economic Geology*, n. 73, p. 215-229. 1978.

KLEIN, C. Mineralogy and petrology of the metamorphosed Wabush Iron Formation, southwestern Labrador. *J. Petrol.*, n. 7, p. 240-305. 1966.

KLEIN, C. Changes in mineral assemblages with metamorphism of some banded Precambrian iron-formations. *Economic Geology*, n. 68, p. 1075-1088. 1973.

KLEIN, C. Regional metamorphism of proterozoic iron-formations, Labrador Trough, Canada. *Am. Mineral.*, n. 63, p. 898-912. 1978.

- KLEIN, C. Diagenesis and metamorphism of Precambrian banded iron-formations. In: A. F. Trendall and R. C. Morris (Editors), *Iron-Formations: Facts and Problems*. Elsevier, Amsterdam, 417-471 p. 1983.
- KLEIN, C. & BEUKES, N. J. Proterozoic Iron-Formations. In: *Proterozoic Crustal Evolution*. Kondie, K. C. (Ed.). Elsevier Science Publishers, Amsterdam-New York, Tokyo. 383-418 p. 1992.
- KLEIN, C. & ALMEIDA E. A. Geochemistry and Petrology of Some Proterozoic Banded Iron-Formations of the Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais, Brazil. *Economic Geology*, n. 95, p. 405-428. 2000.
- KLEIN, C. Some Precambrian banded iron-formation (BIFs) from around the world: their age, geologic setting, mineralogy, metamorphism, geochemistry, and origin. *American Mineralogist*, n. 90, p. 1473-1499. 2005.
- KRETSCHMAN, V. & SCOTT, S. D. Phase relations involving arsenopyrite in the system Fe-As-S and their applications. *Can. Mineral.*, n. 14, p. 354-386. 1976.
- KRISHNAN, M. S. Occurrence and origin of the iron ores of India. In: *Genesis of Precambrian Iron and manganese Deposits*. UNESCO, Paris, *Earth Sciences*, n. 9, p. 69-76. 1973.
- KRUMBEIN, W. C. & GARRELS, R. M. Origin and classification of chemical sediments in terms of pH and oxidation-reduction potentials. *Journal Geology*, n. 60, p. 1-33. 1952.
- LEPP, H. & GOLDICH, S. S. Origin of Precambrian ironformations. *Economic Geology*, vol. 59, p. 1025-60. 1964.
- LOBATO, L. M.; ROSIÈRE, C. A.; BAARS, F. J.; SILVA, R. C. F.; ZUCCHETTI, M.; RIOS, F. J.; SEOANE, J. C. S.; PIMENTEL, M.; LINDENMAYER, Z. G.; MENDES, G. E.; MACIEL, A. L. Timing of hydrothermal iron mineralisation, Carajás Province, PA. In: ADIMB, *Simpósio Brasileiro de Exploração Mineral*, Ouro Preto. 2004.
- LOBATO, L. M.; ROSIÈRE, C. A.; SILVA, R. C. F. E.; ZUCCHETTI, M.; BAARS, F. J.; SEOANE, J. C. S.; RIOS, F. J.; PIMENTEL, M.; MENDES, G. E.; MONTEIRO, A. M. A Mineralização Hidrotermal de Ferro da Província Mineral de Carajás - Controle Estrutural e Contexto na Evolução Metalogenética da Província. In: João Onildo Marini; Emanuel Teixeira de Queiróz; Waldir Benedito Ramos. (Org.). *Caracterização de Distritos Mineiros da Amazônia*. Brasília: V. 1, p. 25-92 p. 2005.
- MacLEAN, W. H. & KRANIDIOTIS, P. Immobile elements as monitor of mass transfer in hydrothermal alteration – Phelps Dodge massive sulfide deposit, Matagami, Quebec. *Economic Geology*, n. 82, p. 951-962. 1987.
- MAJUMDER, T.; CHAKRABORTY, K. L.; BHATTACHARYYA, A. Geochemistry of banded Iron Formation of Orissa, India. *Mineral. Deposita*, n. 17, p. 107-118. 1982.
- MEDEIROS, V. C. *Sensoriamento remoto e petrologia de granitoides brasileiros no Domínio da Zona Transversal, Nordeste do Brasil*. Dissertação de Mestrado, Pós-graduação em Geociências, Universidade Federal de Pernambuco, 149 p. 1995.

MEINERT, L. D. Variability of Skarn Deposits: Guides to Exploration, in Revolution in the Earth Sciences - Advances in the Past Half-century, S.J. Boardman, Editor, Kendall/Hunt Publishing Company, Iowa, p. 301-316. 1983.

MIYANO, T. & KLEIN, C. Phase relations of orthopyroxene, olivine, and grunerite in high-grade metamorphic iron-formation. **Am. Mineral.**, 1983b.

MORRIS, R. C. A textural and mineralogical study of the relationship of iron ore to banded iron-formation in the Hamersley Iron Province of Western Australia. **Economic Geology**, n. 75, p. 184-209. 1980.

MORRIS, R. C. Iron ore genesis and post-ore metasomatism at Mount Tom Price. Iron Ore Conference. **Perth**, Australia, p. 3-13. 2002.

NAKAMURA K. Volcanoes as a possible indicator of tectonic stress orientation: principle and proposal. **Journal of Volcanology Geothermal Research**, n. 2, p. 1-16. 1977.

PAIVA, L. G. G.; VERÍSSIMO, G. Z. **Caracterização Geológico-Geotécnica, Tipos de Ruptura e Estabilidade de Taludes na Mina de Ferro do Bonito em Jucurutu – RN.** (Monografia de Graduação) Universidade Federal do Ceará – UFC. 2013.

PARENTE, C. V & ARTHAUD, M. O Sistema Orós-Jaguaribe no Ceará, NE do Brasil. **Revista Brasileira de Geociências**, n. 25, p. 297-306. 1995.

PEARCE, J. A. A User's Guide to Basalt Discrimination Diagrams. In: Trace Element Geochemistry of Volcanic Rocks; Applications for Massive Sulphide Exploration. Short Course Notes, **Geol. Ass.Can.** n. 12, p. 79-113. 1996.

PHILLIPS, P. A.; ROLLS, B. J.; LEDINGHAM, J. G. G.; MORTON, J. J. Body fluid changes, thirst and drinking in man during free access to water. **Physiol. Behav.** 33, p. 357-363. 1984a.

PHILLIPS, P. A.; ROLLS, B. J.; LEDINGHAM, J. G. G.; FORSLING, M. L.; FORSLING, J. J.; CE, M. J.; WOLLNER, L. Reduced thirst after water deprivation in healthy elderly men. **N. Engl. J. Med.** 311, p. 753-759. 1984b.

PIPER, D. Z. Rare Earth Elements in the Sedimentary Cycle: A Summary. **Chemical Geology**, n. 14, p. 285-304. 1974.

PIRAJNO, F. **Hydrothermal processes and mineral systems.** Springer-Verlag, New York, 1250 p. 2009.

PONTE, F. C. Arcabouço estrutural e evolução tectônica da bacia mesozóica do Araripe, Nordeste do Brasil. In: PONTE, F. C. et al. (Coord.) – **Geologia das Bacias Sedimentares 67 Mesozóicas do Interior do Nordeste do Brasil.** Rio de Janeiro. Petrobrás/CENPES/DIVEX/SEBIPE. (Relatório interno). 1991.

POWELL, C. M.; OLIVER, N. H. S.; LI, Z. X.; MARTIN, D. M.; RONASZEKI, J. Synorogenic hydrothermal origin for giant Hamersley iron oxide ore bodies. **Geology**, n. 27, p. 175-178. 1999.

- RAPOSO, F. O. & LADEIRA, E. A. Padrões de terras-raras de algumas formações ferríferas arqueanas do Quadrilátero Ferrífero. **A Terra em Revista**, p. 19-23. 1995.
- RIDLEY, W. I.; PERFIT, M. R.; JONASSON, I. R.; SMITH, M. F. Hydrothermal alteration in oceanic ridge volcanics: a detailed study at Galapagos fossil hydrothermal field. **Geochimica et Cosmochimica Acta**, n. 58, p. 2477–2494. 1994.
- ROGERS, J. J. W. A history of continents in the past three billion years. **Journal of Geology**, n. 104, p. 91–107. 1996.
- ROLLINSON, H. R. **Using Geochemical Data: Evaluation, Presentation, Interpretation**. Essex, Longman, 352 p. 1993.
- ROSS, M.; PAPIKE, J. J.; SHAW, K. W. Exsolution textures in amphiboles as indicators of subsolidus thermal histories. **Mineralogical Society of America**, Special Paper, v. 2, p. 275-299. 1969.
- SANDEMAN, H. A.; HANMER, S.; TELLA, S.; ARMITAGE, A. A., DAVIS, W. J.; RYAN, J. J. Petrogenesis of Neoproterozoic volcanic rocks of the MacQuoid supracrustal belt: A back-arc setting for the northwestern Hearne subdomain, western Churchill Province Canada. **Precambrian Research**, n. 144, p. 140-165. 2006.
- SANTOS, E. J. & BRITO NEVES, B. B. Província Borborema. In: ALMEIDA, F. F. & HASUI, Y. (Eds.). **O Pré-Cambriano do Brasil**. **Edgar Blucher Ltda**. São Paulo – SP. p. 123-186. 1984.
- SANTOS, E. J. **O complexo granítico de Lagoa das Pedras: acreção e colisão na região de Floresta (PE), Província Borborema**. Tese (Doutorado), Universidade de São Paulo – USP, São Paulo – SP. 219 p. 1995.
- SIMS, J. D. Earthquake-induced structures in sediments of Van Norma Lake, San Fernando, California. **Science**, n. 182, p. 161-163. 1973.
- SILVA, S. M. P. **Espectroscopia de imageamento e gamaespectrometria aérea e terrestre de pegmatitos e granitos da porção sul da Província Pegmatítica da Borborema (PPB), Nordeste do Brasil**. Tese (Doutorado), Universidade Estadual de Campinas – UNICAMP. Campinas – SP: 173 p. 2009.
- SIMONSON, R. W. Soil classification in the past – Roots and philosophies. In: **Annual Report 1984**, p. 6-18. Wageningen, The Netherlands: International Soil Reference and Information Centre. 1985.
- STANTON, R.L. **Ore Petrology**. Mc Graw-Hill Book Company, 713 p. 1972.
- STERN, C. & ELTHON, D. Vertical variations in the effects of hydrothermal metamorphism. In: TOKSÖK, M. N.; UYEDA, S.; FRANCHETEAU, J. (eds.), **Ocean Ridges and Arcs**, p. 181-215. 1980.
- TAYLOR, S.R. & McLENNAN, S.M. **The Continental crust: Its Composition and Evolution**. Oxford: Blackwell Scientific Publications, 312 p. 1985.

- TAYLOR, D.; DALSTRA, H. J.; HARDING, A. E.; BROADBENT, G. C.; BARLEY, M. E. Genesis of high-grade hematite orebodies of the Hamersley Province, Western Australia. **Economic Geology**, n. 96, p. 837-873. 2001.
- TEAGLE, D. A. H. & ALT, J. C. Hydrothermal alteration of basalts beneath the Bent Hill Massive Sulfide Deposit, Middle Valley, Juan de Fuca Ridge. **Economic Geology**, n. 99, p. 561-584. 2004.
- THORNE, W. S.; HAGEMANN, S. G.; BARLEY, M. Petrographic and geochemical evidence for hydrothermal evolution of the North Deposit, Mt Tom Price, **Western Australia. Mineralium Deposita**, n. 39, p. 766-783. 2004.
- TRENDALL, A. F. The Hamersley Basin. In: Trendall A.F. e Morris R.C. (Eds.). Iron-Formation: Facts and Problems, **Elsevier**, p. 69-129. 1983.
- TRENDALL, A. F. The Hamersley Basin. In Trendall, A. F. & Morris R. C. (eds.) Iron-formation: Facts and Problems, Amsterdam, **Elsevier**, p. 69-129. 1983.
- TRENDALL A. F. The significance of iron-formation in the Precambrian stratigraphic record. In: ALTERAMANN, W. & CORCORAN, P. L. (eds.) *Precambrian Sedimentary Environments: A Modern Approach to Ancient Depositional Systems*. Special Publication, n. 33 of the IAS, **Blacwell Science**, p. 33-66. 2002.
- TRENDALL, A. F. & BLOCKLEY, J. G. The iron formations of the Hamersley Group, Western Australia, with special reference to the associated crocedolite. **Western Austr. Surv. Bull.**, 119: 353p. 1970.
- TRENDALL, A. F. & PEPPER, R. S. Chemical composition of the Brockman Iron Formation. **West. Aust., Geol. Surv.**, Rec. 1977.
- VAN HISE, C. R. & LEITH, C. K. The geology of the Lake Superior region. U.S. **Geological Survey**, Mon. 52. Washington. 1911.
- VAN SCHALKWYK, J. F. & BEUKES, N. J. The Sishen Iron Ore Deposit, Griqualand West. In: ANHAEUSSER, C. R. & MASKE, S. (eds.). Mineral Deposits of Southern Africa. **Geological Society of South Africa**, p. 931-956. 1986.
- VAN SCHMUS, W. R.; BRITO NEVES, B. B.; HACKSPACHER, P. C.; BABINSKI, M. U/Pb and Sm/Nd geochronologic studies of Eastern Borborema Province, Northeastern Brazil: initial conclusions. **Journal South American Earth Sciences**, n. 8, p. 267-288. 1995a.
- VAN SCHMUS, W. R.; BRITO NEVES, B. B.; HACKSPACHER, P. C.; BABINSKI, M.; FETTER, A.; DANTAS, E. Neoproterozoic and late Mesoproterozoic sedimentary and volcanic sequences in the Borborema Province, NE Brazil. In: **Simpósio de Geologia do Nordeste**, 16. Recife. *Atas...* Recife, SBG. v. 2, p. 391-393. 1995b.
- VERÍSSIMO, C. U. V. **Jazida de Alegria: Gênese e Tipologia dos Minérios de Ferro (Minas 3,4 e 5 – Porção Ocidental**. Tese (Doutorado), Instituto de Geociências e Ciências Exatas – IGCE, Universidade Estadual Paulista - UNESP. Rio Claro – SP. 234 p. 1999.

VERÍSSIMO, C. U. V.; MAGINI, C.; PARENTE, C. V.; NOGUEIRA NETO, J. A.; ALMEIDA, A. R.; MELO, O. O.; ARTHAUD, M. H.; HAMELAK, G. M. S.; AZEVEDO, L. R. P. Petrografia e litogeoquímica das Formações Ferríferas Bandadas da Região de Quixeramobim – Boa Viagem, Ceará, Brasil. **Revista Geociências**, v. 28, n. 1, p. 43-52, 2009.

VEIZER, J. & COMPSTON, W. $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ in Precambrian carbonates as na índice of crustal evolution. **Geochimica et Cosmochimica Acta**, n. 40 (8), p. 905-914.

WIKLER, H. G. F. **Petrogenesis of Metamorphic Rocks**. Springer-Verlag, New York, N.Y., 348 pp. 1979.

ZUCCHETTI, M. **Geoquímica dos Metabasaltos do Grupo Nova Lima, Greenstone Belt Rio das Velhas, Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais**. Dissertação de Mestrado. Universidade Federal de Minas Gerais – UFMG, Belo Horizonte – MG. 97 p. 1998.

APÊNDICE I
Planilha de Descrição de Pontos por Perfis

SEÇÕES	ITEM	PONTO	X	Y	Z	FOLIAÇÃO (CLAR)	SENTIDO DO MERG. (BRUTON)	INTENSIDADE DO MERG. (BRUTON)	LINEAÇÃO	FRATURA	DESCRIÇÃO LITOLOGICA	NOMENCLATURA	DATA	FOTOS
	1	PM - 24	722648	9350694	99	N34W/45 SW	236	45	160/25		Mármore finamente foliado ao longo das descontinuidade, processo de migração de fluídos silicosos e carbonáticos , gerando quartzo e calcita bem formada.	MAR	11/30/2011	Anexo
	2	PM - 25	722736	9350622	106	N38W/70 SW	232	70			Mármore finamente foliado com bastante blocos soltos e veios de quartzo.	MAR	11/30/2011	Anexo
	3	PM - 26	722806	9350551	106						Mármore com solo Massapé	MAR	11/30/2011	Anexo
	4	PM - 27	722882	9350485	110						Contato Mármore/Itabirito	MAR/ITB	11/30/2011	Anexo
	5	PM - 27A	722913	9350460	111						Leito da da drenagem do rio contato Mármore/Itabirito Martítico	MAR/ITB	11/30/2011	Anexo
	6	PM - 28	722957	9350418	115						Itabirito Especular com Magnetita (Pórfiros de magnetita com diâmetro cm).	ITB	11/30/2011	Anexo
	7	PM - 29	723032	9350350	113						Itabirito Especular com Magnetita (Pórfiros de magnetita com diâmetro cm).	ITB	11/30/2011	Anexo
	8	PM - 29A	723064	9350323	113						Aparecimento do Itabirito Anfíbolítico com bandas de 1 cm (o anfíbolito de é provavelmente a grunerita).	ITB	11/30/2011	Anexo
	9	PM - 30	723092	9350295	112	Sn: N70W/23 SW Sn+1: N10E	200	23			Contato Itabirito/Mármore finamente foliado com boudins de quartzo e calcita // foliação.	ITB/MAR	11/30/2011	Anexo
	10	PM - 31	723158	9350237	120	N80/28 SE	170	28			Contato Mármore/Itabirito Especularítico com pórfiro cm de magnetita	MAR/ITB	11/30/2011	Anexo
	11	PM - 31A	723200	9350198	124	N28E/42 NW	298	42			Itabirito especularítico com pórfiro de magnetítica	ITB	11/30/2011	Anexo
	12	PM - 32	723236	9350165	226	N60W/18 SW	210	18			Itabirito especularítico com pórfiro de magnetítica	ITB	11/30/2011	Anexo
	13	PM - 32A	723295	9350113	128						Quartzo-Mica-Xisto + Metachert	QMXST	11/30/2011	Anexo

	14	PM - 33	723311	9350093	129						Quartzo-Mica-Xisto + Metachert	QMXST	11/30/2011	Anexo
	15	PM - 33A	723322	9350081	129	N30E					Faixa de Mármore com aproximadamente 10m de espessura	MAR	11/30/2011	Anexo
	16	PM - 33B	723349	9350061	128	N55W/8 NE	35	8			Contato Mármore/Itabirito Especularítico com pórfiro cm de magnetita	MAR/ITB	11/30/2011	Anexo
	17	PM - 34	723393	9350016	124	Sn: N30E/38 SE Sn+1: N5E/85 E	120 95	38 85			Contato Itabirito/Mármore. OBS: A foliação foi medida no Mármore	ITB/MAR	11/30/2011	Anexo
	18	PM - 01	723720	9349724	100	32/60 SE	125	60			Mármore com calcita dissolvida	MAR	11/29/2011	Anexo
	19	PM - 01A	723775	9349680	98		120	50			Mármore	MAR	11/29/2011	Anexo
	20	PM - 02	723794	9349664	98	25/50 SE	115	50			Mármore com dobras parasítica - assimétricas ou secundárias, indicativo de estrutura maior (mega-dobra).	MAR	11/29/2011	Anexo
	21	PM - 02A	723817	9349638	100	N/S E					Mármore confirmando as dobras parasíticas ou secundária	MAR	11/29/2011	Anexo
	22	PM - 02B	723858	9349611	99						Alto estrutural - Presença de quartzo na forma de blocos soltos e veios leitosos preenchendo zonas axiais de dobras cortando Sn+1.	BVQZ	11/29/2011	Anexo
	23	PM - 03	723869	9349594	96	N20/90					Mármore com dobras parasítica - assimétricas ou secundárias.	MAR	11/29/2011	Anexo
	24	PM - 04	723991	9349485	89	N20E					Mármore com presença de veios de quartzo. Não foi possível observar o mergulho da camada no MAR	MAR	11/29/2011	Anexo
SEÇÃO - 02 (SE → NW)	25	PM - 05	724234	9349525	86	25/78 SE	115	78	200/32	N 68 (NE/SW)	Ocorrência do mármore em zona verticalizada gerando percolação de fluidos, remobilização e cristalização de minerais bem formados de calcita, quartzo e serpentinitos ao longo das descontinuidades (foliações), na forma de boudins. Ocorrem lineação oblíqua e fraturas formada no final da fase de dobramento Sn+1.	MAR	11/29/2011	Anexo
	26	PM - 05A	724199	9349561							Alto estrutural - Presença de quartzo na forma de blocos soltos e	BVQZ	11/29/2011	Anexo

										veios leitosos.			
27	PM - 06	724117	9349635	86	50/45 SE	140	45			Mármore	MAR	11/29/2011	Anexo
28	PM - 06A	724078	9349663							Alto estrutural - Presença de quartzo na forma de blocos soltos e veios leitosos.	BVQZ	11/29/2011	Anexo
29	PM - 06B	724068	9349700		10/84 W	350	84			Mármore verticalizado, mobilização de fluidos com cristalização de quartzo e calcita bem formados.	MAR	11/29/2011	Anexo
30	PM - 07	724024	9349720	88	N40/85					Mármore com foliação verticalizada e mobilizados de quartzo na forma de veios.	MAR	11/29/2011	Anexo
31	PM - 08	723960	9349781	92	24/70 SE	114	70			Mármore com lapias paralelo a foliação. Enriquecimento supergênico formando uma crosta rica em ferro.	MAR	11/29/2011	Anexo
32	PM - 09	723908	9349823	95	40/65 SE	105	65		300/90 (NW/SE)	Mármore com dobras intrafoliar com mobilizados de fluidos gerando boudins de calcita // a Sn+1. Ocorre pares cisalhantes (indicativo de dobra maior) e fraturas sendo preenchidos por líquidos carbonáticos cristalizando minerais de calcita bem formados.	MAR	11/29/2011	Anexo
33	PM - 10	723830	9349899	101	N50/45 SE	140	45			Mármore com pares cisalhantes.	MAR	11/29/2011	Anexo
34	PM - 11	723709	9350008	104	48/48 SE	138	48			Mármore Granulado, presença de blocos rolados de Itabirito Especlarítico (Talus). Observar o furo 34	MAR	11/30/2011	Anexo
35	PM - 11A	723605	9350103	128						Contato inferido Mármore/FF. Observa-se blocos soltos de escarnitos com epidoto e magnetita, oriundo da galeria (percolação de fluidos ferríferos secundários produto formado através do hidrotermalismo.	MAR/ITB	11/30/2011	Anexo
36	PM - 12	723538	9350164	133	N/S					Mármore granular grosseiro, com fraturas preenchidas por carbonatos. Observar os furos 62 e 100.	MAR	11/30/2011	Anexo

37	PM - 12A	723537	9350226	132	88/34 SW 15/89 W	178 345	34 89			Mármore de textura granular grosseiro, resultado do produto de alteração. Presença de duas foliação: 1º horizontalizada (Sn = N88/34 SW); 2º verticalizada (Sn+1 = N15/W), formam-se duas linhas de boudinagem, com presença de sulfetos. Obs: O MAR encontra-se alterando para talco e escarni (Produto de alteração hidrotermal).	MAR	11/30/2011	Anexo
38	PM - 13	723472	9350218	141	158/22 SW? 135/23 SW	246 225	22 23			Contato inferido Mármore/FF. Início da ocorrência do Itabirito Martito/Hemático com pouca especularita. Variação de bandas milimétricas de Qtz, martita e magnetita e finos níves specular. Presença de crenulação. OBS: 5m para N tem-se o ITB anfibolítico (alteração do anfibolio Grunerita P/ Goethita). Observar o furo 60.	ITB	11/30/2011	Anexo
39	PM - 14	723397	9350286	158						Itabirito Especularítico ou Silicoso, variação de bandas mais espessas (cm), com bastate Qtz. OBS: Presença de Trincheiras de 15m de comprimento, de direção N/S, tem-se uma profundidade de colúvio em média de 4m. Observar com o Gilmar se possui essa descrição.	ITB	11/30/2011	Anexo
40	PM - 14A	723387	9350322	160						Itabirito Especularítico ou Silicoso. O ITB encontr-se dobrado foi executado medidas do: Sn (Flanco W) - N30/40 NE e SN (Flanco E) - N30E/12 NW. OBS: Trincheira, observar com o Gilmar se possui essa descrição.	ITB	11/30/2011	Anexo
41	PM - 15	723324	9350380	158	Sn: N35W/12 SW	215	12			Mármore Granular Grosseiro.	MAR	11/30/2011	Anexo
42	PM - 15A	723303	9350396	165						Contato Mármore/Itabirito	MAR/ITB	11/30/2011	Anexo
43	PM - 15B	723272	9350399	164						Itabirito. OBS: Olhar Furo 23	ITB	11/30/2011	Anexo
44	PM - 16	723273	9350422	160	N90/21 S	180	21			Itabirito Especular com magnetita com cm de diâmetro	ITB	11/30/2011	Anexo

SEÇÃO - 03 (NW → SE)	45	PM - 17	723183	9350482	155	Sn: N20W/43 SW Sn+1: 05/56 E	210 95	40 56	N98/89 S	Itabirito Especular com foliação Sn e Sn+1, observa-se ao longo do plano de foliação boudins de magnetita. OBS: Observar Furo 90	ITB	11/30/2011	Anexo
	46	PM - 18	723127	9350534	157	115/10 SW	205	10		Itabirito Especular ou Martítico	ITB	11/30/2011	Anexo
	47	PM - 19	723053	9350604	149					Itabirito com pouca especularítica e bastante blocos de quartzo.	ITB	11/30/2011	Anexo
	48	PM - 19A	723047	9350615						Rocha formada a partir de processos de epidotização (processo secundário). OBS Mhag definio como Gnaiss?	CXST	11/30/2011	Anexo
	49	PM - 20	722995	9350663	133					Xisto com magnetita e sericita. Contato gradacional XST/ ITB.	QXSST/ITB	11/30/2011	Anexo
	50	PM - 20A	723010	9350705	137	Sn: N40/44 SE Sn+1: N45W/Sub Vert?	130	44		Quartzo-Mica-Xisto. Observa-se em algumas porções níveis mais quartzo-sericita-xisto com bandas hematíticos.	QXSST	11/30/2011	Anexo
	51	PM - 21	722925	9350721	128					Quartzo-sericita-xisto ou Quartzo-Mica-Xisto.	QXSST	11/30/2011	Anexo
	52	PM - 21A	722915	9350743	119	GRT: N35W/45 SW XST: N80/18 SE	235 170	45 18	N10W/40 SW	Contato Xisto/Granito Orientado. Presença de fraturas perpendicular ao bandamento	QMXST/GRT	11/30/2011	Anexo
	53	PM - 22	722846	9350716	110					Clorita-Xisto gradando para Quartzo-Sericita-Xisto	CXST - QXSST	11/30/2011	Anexo
	54	PM - 22A	722822	9350687	105	N40/38 SW	230	38		Quartzo-Sericita-xisto	QXSST	11/30/2011	Anexo
	55	PM - 23	722789	9350677	103	N5				Quartzo-Mica-Xisto com veios grandes de quartzorecortando o litotipo.	QMXST	11/30/2011	Anexo
	56	PM - 50	723236	9350719	196					Contato Itabirito Anfibolítico/Quartzo-Mica-Xisto. Trincheira cortando a picada no sentido W/L, na trincheira observa-se 30cm de colúvio.	ITB/QMXST	12/6/2011	Anexo
	57	PM - 48	723373	9350580	183					Colúvio de 3m de altura. Obs: Observar o Furo 133	COL	12/6/2011	Anexo
	58	PM - 48A	723427	9350570	199	Sn+1: Az 170° Sn+2: Az 125°	215 355	45 52		Quartzo-Mica-Xisto com magnetita em processo de caulinição. Ocorro a presença de fraturas bem marcada com mobilizado de ferro.	QMXST	12/6/2011	Anexo
	59	PM - 49	723293	9350580	206	Sn+1: Az 40° Sn+2: Az 270°	240 305	70 50		Itabirito Anfibolítico com duas fraturas bem marcada chegando há ser confundida com uma fratura. OBS: Observar Furo 135	ITB	12/6/2011	Anexo

60	PM - 51	723456	9350490	209	110/20 E	20	20			Itabirito Anfibolítico com martita. 20m ao Sul desse ponto tem-se o ITB Especular.	ITB	12/6/2011	Anexo
61	PM - 51A	723501	9350452	186	Az 185° (Veio de QTZ)	165	35			Itabirito Anfibolítico com veios de quartzo de ordem métrica (20m) // a foliação do ITB. Ocorre mobilizado Y Quartzo com ↑ concentrado de material magnético. OBS: Analisar Furo 146.	ITB	12/6/2011	Anexo
62	PM - 52	723574	9350398	149						Contato Itabirito Anfibolítico com o Quartzo-Sericita-Xisto. OBS: Conforme o material encontrado no PM - 51A, o material alterado formando o talco é o veios de quartzo-feldspatos encontrado no ponto anterior de direção Az 146°.	ITB/QSXST	12/6/2011	Anexo
63	PM - 52A	723616	9350345	149	Sn+1: Az 155°	263	53			Contato Itabirito Anfibolítico /Mármore de granulação grossa.	ITB/MAR	12/6/2011	Anexo
64	PM - 53	723689	9350282	138						Provável contato do Mármore com o Itabirito e material brechado magnético.	MAR/ITB	12/6/2011	Anexo
65	PM - 53A	723733	9350245	129	Az 130°	44	68			Blocos soltos de todos os tipos de itabirito, observa-se no meio dos blocos uma massa escura avermelhado englobando os pedaços dos tipos de minério, a massa como um todo encontra-se magnetizado (Vou denominar de Itabirito Brehado). OBS: 2m a frente observa-se o ITB Especular.	ITB-BRC	12/6/2011	Anexo
66	PM - 54	723762	9350219	124						Itabirito Brehado	ITB-BRC	12/6/2011	Anexo
67	PM - 55	723818	9350171	112	Foliação Mármore	138	30			Contato do Itabirito Especular Brehado com o Mármore	ITB-BRC	12/6/2011	Anexo
68	PM - 55A	723864	9350131	112	Az 240°	150	52			Mármore equigranular finamente foliado, textura de média a fina	MAR	12/6/2011	Anexo
69	PM - 56	723909	9350093	107	Az 220°	120	53			Mármore equigranular finamente foliado, textura de média a fina	MAR	12/6/2011	Anexo
70	PM - 56A	723942	9350052	105		135	50			Mármore equigranular finamente foliado, textura de média a fina	MAR	12/6/2011	Anexo
71	PM - 57	724033	9349984	90	Az 30°	130	23			Mármore de granulação de textura equigranular, variando de média a fina. Observa-se blocos soltos do ITB brechado.	MAR	1/17/2012	Anexo

	72	PM - 57A	724078	9349994	89					Alto estrutural com bastante veios e blocos soltos de quartzo, ITB brechado , ITB variados e MAR.	BVQZ	1/17/2012	Anexo
	73	PM - 58	724123	9349904	88	Az 55°	145	55		Contato do Alto Estrutural com o Mármore de textura fina finamente foliado, com boundins de calcita e quartzo bem formado. Em algumas porções do MAR, ao longo das descontinuidades, porções ferruginosas magnética, assemelhando-se com o xisto magnético.	BVQZ/MAR	1/17/2012	Anexo
	74	PM - 58A	724188	9349844	87					Alto estrutural com bastante veios e blocos soltos de quartzo, ITB brechado , ITB variados e MAR.	BVQZ	1/17/2012	Anexo
	75	PM - 59	724233	9349807	86	Az 50°	140	37		Mármore de textura fina finamente foliado, com descontinuidade sendo preenchida por material magnético (xisto Magnético?), e boundins de calcita e quartzo bem formado.	MAR	1/17/2012	Anexo
	76	PM - 59A	724277	9349768	89	Az 200°				Contato Mármore com o Alto estrutural	MAR/BVQZ	1/17/2012	Anexo
	77	PM - 60	724308	9349739	85					Alto estrutural com bastante veios e blocos soltos de quartzo, ITB brechado , ITB variados e MAR.	BVQZ	1/17/2012	Anexo
	78	PM - 60A	724355	9349699	80		110	80		Contato Alto Estrutural com Mármore de textura fina	BVQZ/MAR	1/17/2012	Anexo
	79	PM - 61	724382	9349673	80	Az 25°	138	48		Contato Mármore de textura fina com Alto Estrutural. OBS: 20m para SW solo Areno-Argiloso-Lixiviado	MAR	1/17/2012	Anexo
	80	PM - 62	724461	9349600	74					Solo Silte-Argiloso de coloração marron esbranquisado (Lixiviado). OBS: Riacho // a foliação.	SSAM	1/17/2012	Anexo
	81	PM - 63	724540	9349526	72					Solo Silte-Argiloso de coloração marron esbranquisado (Lixiviado).	SSAM	1/17/2012	Anexo
SEÇÃO - 04 (SE → NW)	82	PM - 64	724851	9349460	77	Az 178°	270	80		Afloramento enorme de mármore finamente foliado, textura fina - equigranular, com mobilizados de líquidos rico em carbonato, sílica e ferro cristalizando calcita, quartzo e magnetita bem formadas. Observa-se que essas porções rica provavelmente em ferro (xisto magnético) encontra-se dobrado e ao longo de charneira	MAR	1/17/2012	Anexo

83	PM - 65	724850	9349506	76	Az 175° Az 210° (Eixo Dobra)	90	70			Afloramento enorme de mármore finamente foliado, textura fina - equigranular, com mobilizados de líquidos rico em carbonato, sílica e ferro cristalizando calcita, quartzo e magnetita bem formadas. Observa-se que essas porções rica provavelmente em ferro (xisto magnético) encontra-se dobrado e ao longo de charneira. Presença de dobras intrafoliares indicativo de dobra maior.	MAR	1/17/2012	Anexo
84	PM - 65A	724816	9349540	74						Contato Mármore com o Alto estrutural	MAR/BVQZ	1/17/2012	Anexo
85	PM - 66	724792	9349562	76						Alto estrutural	BVQZ	1/17/2012	Anexo
86	PM - 67	724698	9349649	75						Alto estrutural	BVQZ	1/17/2012	Anexo
87	PM - 68	724618	9349720	80						Alto estrutural	BVQZ	1/17/2012	Anexo
88	PM - 68A	724582	9349752	79						Contato Alto estrutural (Solo Litólico) com Solo-Siltoso-Argiloso	BVQZ/SSAM	1/17/2012	Anexo
89	PM - 69	724557	9349800	80	Az 65°	115	45			Contato Solo-Siltoso-Argiloso com Mármore de textura fina	SSAM/MAR	1/17/2012	Anexo
90	PM - 69A	724499	9349825	79						Alto estrutural	BVQZ	1/17/2012	Anexo
91	PM - 70	724446	9349869	77	Az 195°	286 95	65 60			Mármore finamente foliado - equigranular de textura fina, encontra-se dobrado e subverticalizado.	MAR	1/18/2012	Anexo
92	PM - 71	724369	9349938	86						Alto estrutural + Mármore	BVQZ	1/18/2012	Anexo
93	PM - 72	724276	9350021	90	Az 20°	135	40			Contato Alto Estrutural / Mármore / Alto Estrutural	BVQZ/MAR	1/18/2012	Anexo
94	PM - 73	724194	9350095	95	Az 38°	135	50			Mármore com presença de mineral que parece flepas de plagioclásio. OBS: 20m para norte começa a aparecer blocos soltos do material denominado ITB brechado e material denominado pela Mhag de minério de limonita	MAR	1/18/2012	Anexo
95	PM - 74	724116	9350166	106	Az 52°	140	51			Mármore com blocos soltos dos tipos de ITB + ITB Brechada + blocos denominada de limonita pela Mhag	MAR	1/18/2012	Anexo

96	PM - 74A	724088	9350190	114						Começo do aparecimento do Itabirito Anfibolítico com Especularita. Ocorre blocos soltos ITB de vários tipos, mais prevalece o do tipo Anfibolítico. OBS: Observar o Furo de Sonda 85, se ocorre ITB em super	COL	1/18/2012	Anexo	
97	PM - 75	724022	9350250	126	Az 45°	140	35			Contato Colúvio com Mármore de textura média a grossa, equigranular. Ocorre também blocos soltos de dos ITB + ITB brechado	COL/MAR	1/18/2012	Anexo	
98	PM - 76	723963	9350309	120	Az 240°	155	25			Contato do Mármore com Itabirito Anfibolítico. O contato está bem evidenciado no correço com blocos soltos do ITB brechado.	MAR/ITB	1/18/2012	Anexo	
99	PM - 77	723892	9350376	146						Itabirito Anfibolítico com blocos de ITB brechado	ITB	1/18/2012	Anexo	
100	PM - 77A	723870	9350394	153						Itabirito Brechado. OBS: Observar Furo 32	ITB	1/18/2012	Anexo	
101	PM - 78	723802	9350465	168						Porção W Cava A (Galeria). Ocorre o Magnetitito já lavrado e encaixante com prevalência do Itabirito Anfibolito. Observa-se porções + Martítico com especularita. O ITB Anfibolítico é recortado pelo pegmatito já em processo de caulinitização formando talco, com veios de quartzo // a foliação do pegmatito.	ITB	1/19/2012	Anexo	
102	PM - 78A	723804	9350447	166	Az 173°	200	34		340/50 195/81	Itabirito Anfibolítico com fraturas recortando a foliação de forma perpendicular	ITB	1/19/2012	Anexo	
103	PM - 78B	723835	9350505	158			165	34		Centro da Cava A (Galeria), Itabirito Anfibolito	ITB	1/19/2012	Anexo	
104	PM - 78C	723852	9350508	157				183	30	3/58	Porção E da Cava A (Galeria), Itabirito Anfibolítico	ITB	1/19/2012	Anexo
105														
106	PM - 79	723694	9350564	235				122	15	70/70	Itabirito Anfibolítico com porções especular. Presença de fraturas recortando a foliação perpendicularmente	ITB	1/19/2012	Anexo
107	PM - 79A	723653	9350547	237				160	40		Itabirito Martítico - Especular. Alternancia de bandas com prevalência do ITB Martítico com ITB especularítico	ITB	1/19/2012	Anexo
108	PM - 80	723576	9350672	244							Colúvio de 2m de altura.	COL	1/19/2012	Anexo

SEÇÃO - 05 (NW → SE)	109	PM - 81	723498	9350738	245						Colúvio com bastantes blocos soltos de Itabirito Anfibolítico. OBS: Analisar Furo 102	COL		Anexo
	110	PM - 36	723466	9351017	296	N56W/25 SW	214	25	185/20		Gnaiss e ou Granito? As vezes parece um Augen Gnaiss. OBS: Observar se a origem do material é sedimentar ou ígneo. A lineação pode indicar o transporte tectônico.	GNS	11/1/2011	Anexo
	111	PM - 35	723666	9351027	350	N70W/24 SW	200	24			Gnaiss de composição granítica - Biotita-Hornblenda-Gnaiss	GNS	11/1/2011	Anexo
	112	PM - 37	723535	9350961	301	Sn+1: N70W/30 SW	200	30	170/28	N10E/62 ESSE	Granito ou Gnaiss com empurões relacionados a transsecções.	GNS	11/1/2011	Anexo
	113	PM - 38	723615	9350900	296						Colúvio, bastante blocos de Itabirito mobilizado.	COL	11/1/2011	Anexo
	114	PM - 39	723675	9350786	296						Material coluvionar com 3m de espessura com predomínio do Itabirito Anfibolítico	COL	11/1/2011	Anexo
	115	PM 39A	723688	9350750	301	Sn+1 I: N35E/28 SE Sn+1 II: N20/50 SE Sn+2: N85/20 S Sn+3: N54/28 SE (oficial Mapa)	144	28		N10W/S ubvertica 1	Itabirito Anfibolítico com três fases de deformação. Sn+1 está dobrado. OBS: Os veios de quartzo acompanham a foliação principal.	ITB	11/1/2011	Anexo
	116	PM - 40	723781	9350710	294	N55/75 SE N30/46 SE N15W/62 NE	145 120 75	75 46 62			Magnetitito (Cava AB), possui uma orientação N10W. Nas borda do corpo já lavrado observa-se as intercalação de Itabirito Martítico - Itabirito Anfibolítico e injeções de Magnetitito, o corpo retirado comporta-se como boudins, com Pegmatitos Caulinitizado. OBS: As foliações coletadas fazem referencia aos ITB Anfibolítico que faz contato com o Magnetitito lavrado. Provavelmente o Magnetitito é de origem hidrotermal.	ITB	11/1/2011	Anexo
	117	PM - 40A	723805	9350733	314	Sn+1: N50/50 SE Sn+2: N60/48 SE	140 150	50 48			Contato Magnetitito/Talco/ITB Anfibolítico	MAG/ITB	11/1/2011	Anexo
	118	PM - 40B	723816	9350452							Magnetitito. Ponto controle da mineralização do corpo rico que foi retirado. OBS: Analisar a os furos 32 e 38 para saber se a geometria do corpo em	ITB	11/1/2011	Anexo

										profundidade se comporta como boudins (N/S).			
119	PM - 41	723847	9350553	179	95/30 SSE (ITB ANF)	185	30		270/86 N	Escarnito rico em magnetita e bastante sufetos - Boca da galeria em contato ao boudim de magnetitito Cava A-S. OBS: Analisar o Furo 70	ESC	11/1/2011	Anexo
120	PM - 42	724008	9350540	170						Colúvio. OBS: Analisar o Furo 96	COL	11/1/2011	Anexo
121	PM - 43	723785	9350780	314	N25/50 NW (ITB ANF)	295	25			Magnetitito (Cava AB), possui uma orientação N10W. Nas borda do corpo já lavrado observa-se as intercalação de Itabirito Martítico - Itabirito Anfíbolítico e injeções de Magnetitito, o corpo retirado comporta-se como boudins, com Pegmatitos Caulinitizado recortando o corpo já lavrado, com orientação Az 65°. OBS: As foliações coletadas fazem referência aos ITB Anfíbolítico que faz contato com o Magnetitito lavrado. Provavelmente o Magnetitito é de origem hidrotermal.	ITB	11/1/2011	Anexo
122	PM - 44	723881	9350818	316	N40W/40SW	230	40			Magnetitito já lavrado o corpo assim como a Cava A e B ocorre na forma de boudins, em contato ocorre o ITB Anfíbolítico, ITB Martítico, ITB Especlarítico e Caulinita.	ITB	11/1/2011	Anexo
123	PM - 45	723682	9350707	298						Itabirito Anfíbolítico (ITB ANF)	ITB	11/1/2011	Anexo
124	PM - 46	723637	9350795	286	SN: N25/24 SE SN+1: 135/40 SW	115 225	24 40			Contato Colúvio com Quartzo-Sericita-Xisto com magnetita. OBS: Observa-se uma gradação para uma zona mais epidotizada.	COL/QSXST	11/1/2011	Anexo

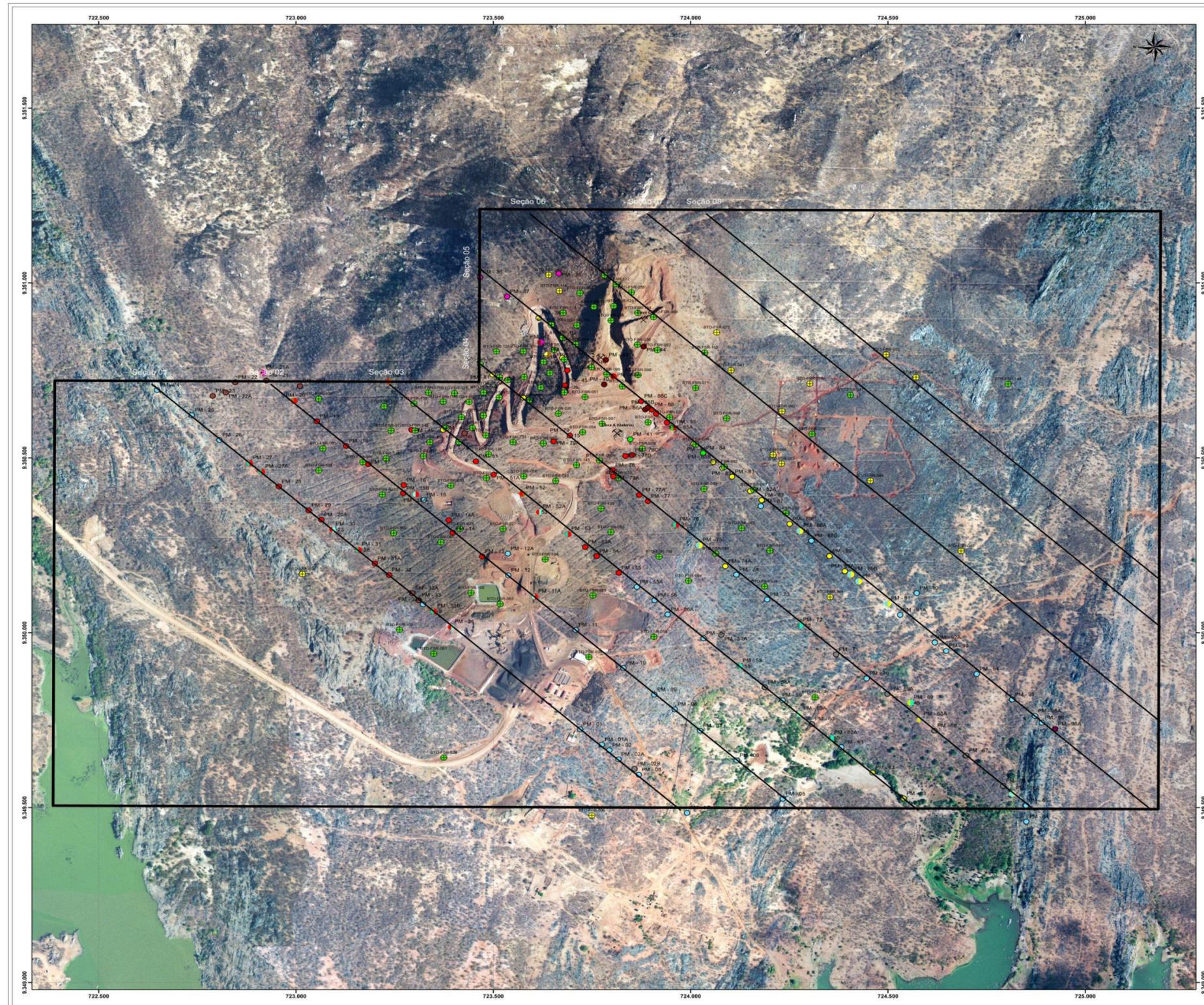
125	PM - 47	723620	9350830	280	N60W/34 SW (GRT) 135/40 SW	210 225	34 40			Contato brusco do xisto com o granito orientado, observam-se injeções de de K-feldspato no xisto nas proximidades do contato. O granito é intrusivo, concordante, com bastante sulfetos, podendo ser Sin-Tectônico. As bandas claras são ricas em KF e sulfetos e magnetita. as bandas escuras formada por biotita, hornblenda podendo ter	XST/GRT	11/1/2011	Anexo
-----	---------	--------	---------	-----	----------------------------------	------------	----------	--	--	--	---------	-----------	-------

Total: 85 Foliações

Total: 4 Lineações Total: 11 Fraturas

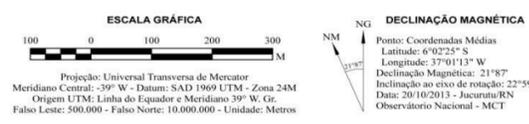
APÊNDICE II

Mapa de Pontos



- PONTOS LITOLÓGICOS**
- Colúvio - Tálus (CO)
 - Ortognaisses (GNS)
 - Granito (GRT)
 - Itabirito (ITB)
 - Mármore (MAR)
 - Magnetito (Mag)
 - Quartzito ferruginoso (Qfe)
 - Solo (SO)
 - Exoskarn magnésiano (Smag)
 - Xisto (XST)
 - Contato Litológico (ITB/MAR)

- LEGENDA**
- Convenções**
- Área de Estudo
 - ⌵ Cavas
 - Seção Geoestrutural
 - ⊖ Foliação
 - Furo de Sonda Positivo (Minério de Ferro)
 - ⊕ Furo de Sonda Negativo (Minério de Ferro)



Universidade Federal do Ceará
 Centro de Ciências
 Departamento de Geologia
 Programa de Pós-Graduação em Geologia

DISSERTAÇÃO DE MESTRADO - TÍTULO: Mina do Bonito
 Tipologia e Geoquímica dos Minérios de Ferro
 "Jucurutu - RN"

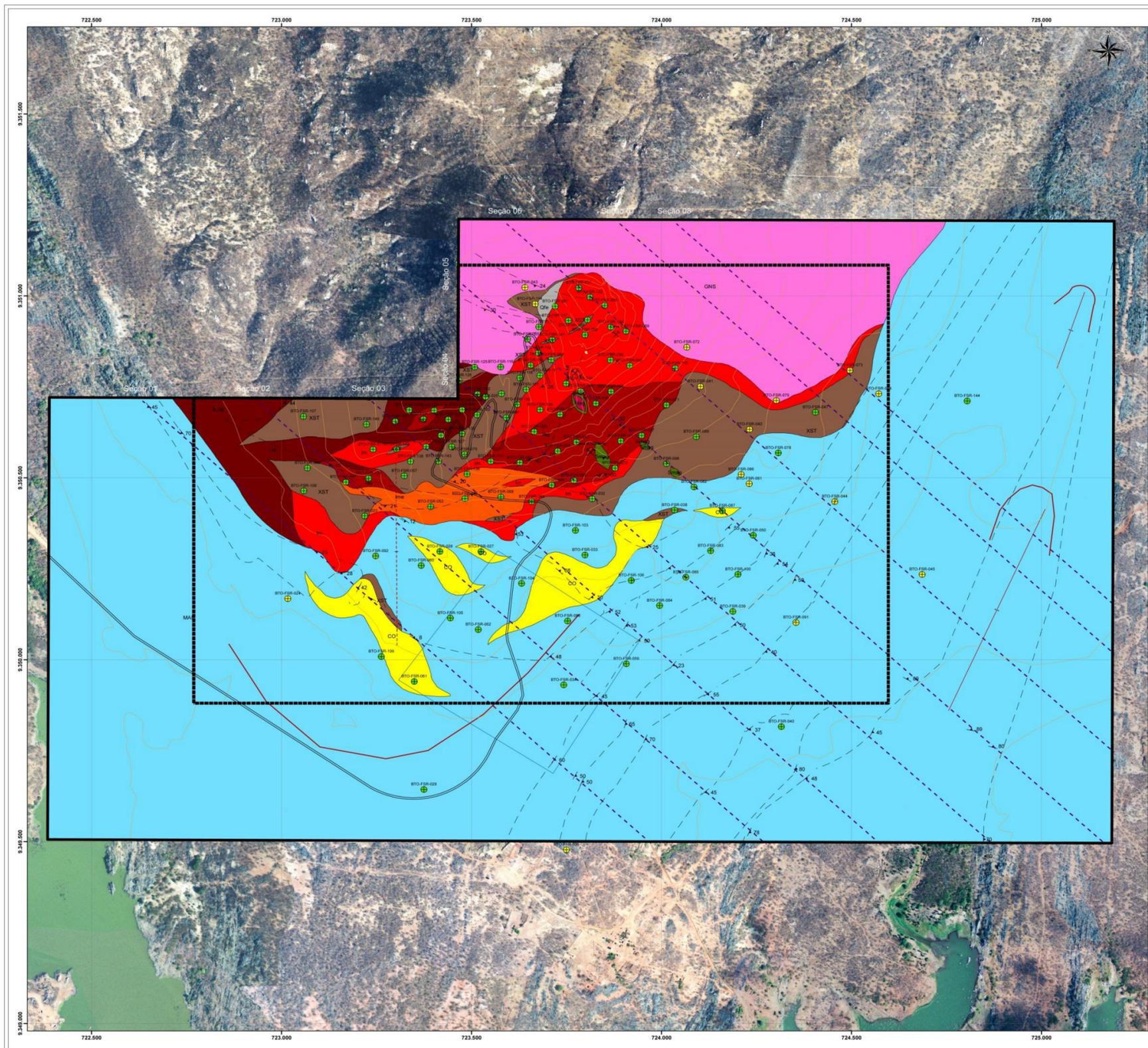
ASSUNTO: MAPA DE PONTOS AUTORA: Irla Gonçalves Barbosa

ORIENTADOR: Prof. Dr. César Ulisses Veríssimo CO-ORIENTADOR: Prof. Dr. Clóvis Vaz Parente

LOCAL/MUNICÍPIO/ESTADO/PAÍS: Mina do Bonito - Jucurutu - Rio Grande do Norte - Brasil ESCALA NUMÉRICA: 1:5.000

ÁREA ESTUDADA (ha): 425,44	DATA: 22/11/2013	REVISÃO: 0	FRANCHA: 02/02
----------------------------	------------------	------------	----------------

APÊNDICE III
Mapa Geológico



UNIDADES LITOESTRATIGRÁFICAS

CO Colúvio - Tálus

Proterozóico

Grupo Seridó

Formação Jucurutu

Smag Skarn magnetítico

Mag Magnetítico

Qfe Quartzito Ferruginoso

XST Xistos do Tipo: clorita actinolita xisto; clorita tremolita xisto; tremolita xisto; actinolita xisto com granada; granada tremolita actinolita xisto; quartzo sericita talco xisto; quartzo mica xisto

MAR Mármore magnesianos

Formação Serra dos Quintos

Formação Ferrífera Bandada Metamorizada "Itabiritos"

Ita Itabirito anfíbolítico

Itag Itabirito anfíbolítico goeítico

Im Itabirito mártítico

Ime Itabirito mártítico especularítico

Paleoproterozóico

Complexo Calcó

Suite Poço da Cruz

GNS Ortognaisse rico em k-feldspato

LEGENDA

Convenções

— Contato Geológico

□ Área de Estudo

□ Área Detalhe

□ Área de Serviço e Beneficiamento

— Estrada e Acesso

— Curvas de Nivel (Equidistância 20m)

● Furo de Sonda Positivo (Minério de Ferro)

⊕ Furo de Sonda Negativo (Minério de Ferro)

— Foliação

— Foliação Principal (Linhas de Formas)

— Contato Geológico

- - - Seções Geoestrutural

— Dobra - Foto Interpretada

— Antiforme

- - - Sinforme

ESCALA GRÁFICA

0 100 200 300 M

DECLINAÇÃO MAGNÉTICA

NG

Ponto: Coordenadas Médias
 Latitude: 6°02'25" S
 Longitude: 37°01'13" W
 Declinação Magnética: 21°87'
 Inclinação ao eixo de rotação: 22°59'
 Data: 20/10/2013 - Jucurutu/RN
 Observatório Nacional - MCT

Projeção: Universal Transversa de Mercator
 Meridiano Central: -39° W - Datum: SAD 1969 UTM - Zona 24M
 Origem UTM: Linha do Equador e Meridiano 39° W, Gr.
 False East: 500.000 - False North: 10.000.000 - Unidade: Metros

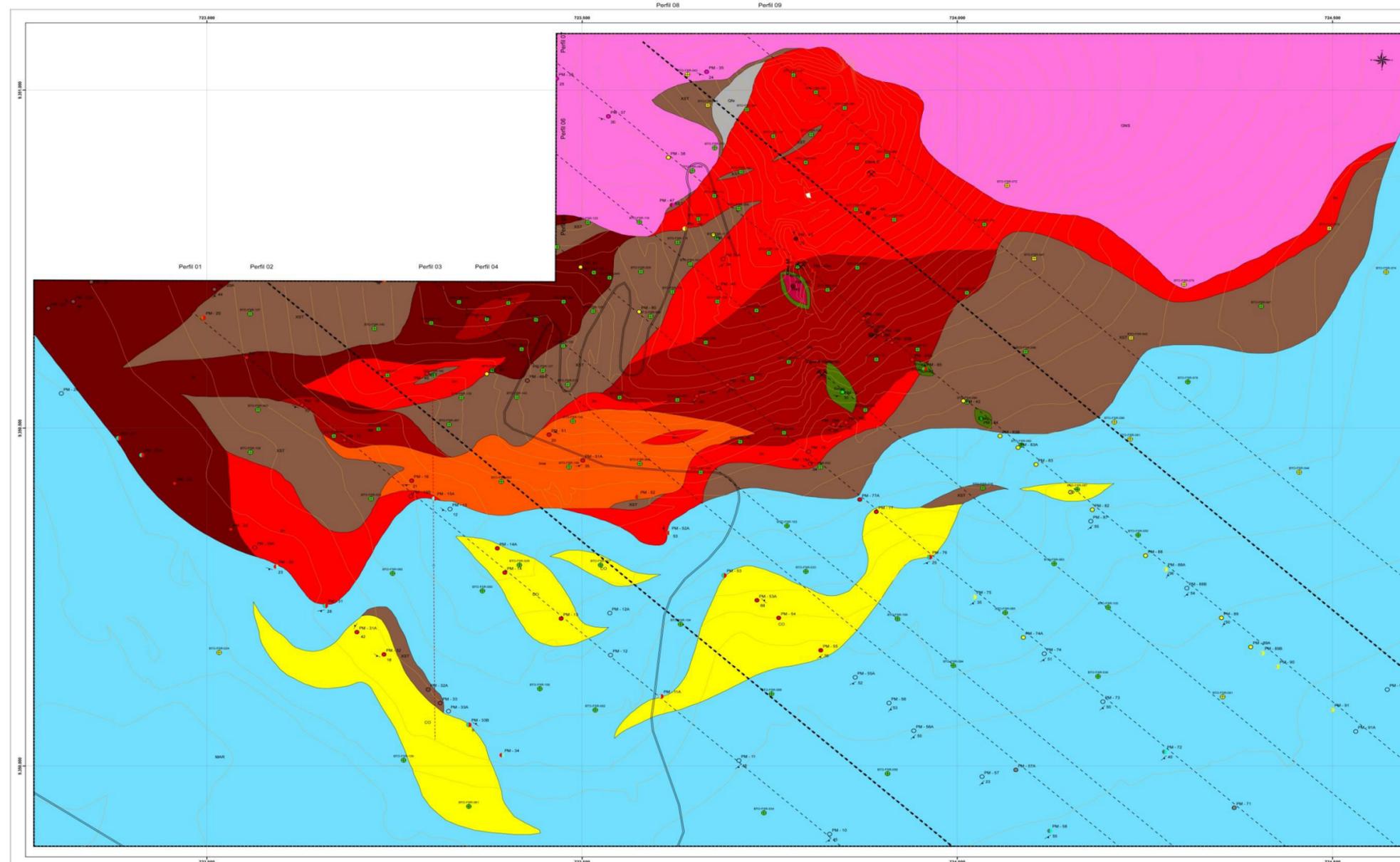
Universidade Federal do Ceará
 Centro de Ciências
 Departamento de Geologia
 Programa de Pós-Graduação em Geologia

mhag
 mineração

DISSERTAÇÃO DE MESTRADO - TÍTULO: Mina do Bonito
 Tipologia e Geoquímica dos Minérios de Ferro
 "Jucurutu - RN"

ASSUNTO: MAPA GEOLÓGICO	AUTORA: Iria Gonçalves Barbosa
ORIENTADOR: Prof. Dr. César Ulisses Veríssimo	CO-ORIENTADOR: Prof. Dr. Clóvis Vaz Parente
LOCAL/MUNICÍPIO/ESTADO/PAÍS: Mina do Bonito - Jucurutu - Rio Grande do Norte - Brasil	ESCALA NUMÉRICA: 1:5.000
ÁREA ESTUDADA (ha): 425,44	DATA: 22/11/2013
REVISÃO: 0	PRANCHA: 01/02

APÊNDICE IV
Mapa Tipológico de Detalhe



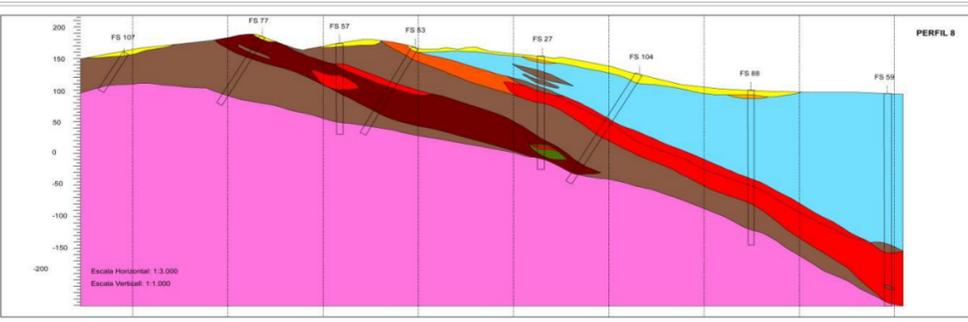
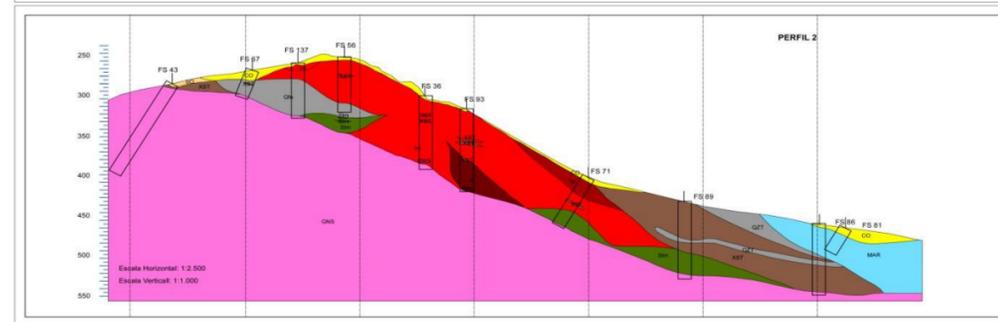
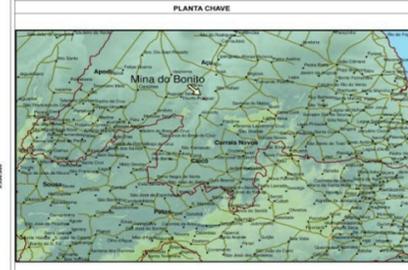
UNIDADES TIPOLOGICAS

■ Skarn magnético	● Colúvio - Tálus (CO)
■ Magnetítico	● Ortognaisses (GNS)
■ Quartzito Ferruginoso	● Granito (GRT)
■ Xisto	● Itabirito (ITB)
■ Marmores magnesianos	● Mármore (MAR)
■ Colúvio - Tálus	● Magnetítico (Mag)
■ Itabirito anfibolítico	● Quartzito ferruginoso (Qfe)
■ Itabirito goético	● Solo (SO)
■ Itabirito martítico	● Exoskarn magnésiano (Smag)
■ Itabirito martítico especularítico	● Xisto (XST)
■ Ortognaisses rico em k-feldspato	● Contato Litológico (ITBMAR)

LEGENDA

Convenções Cartográficas

- Área Detalhe
- Cavas
- Área de Servidão e Beneficiamento
- Estrada e Acesso
- Curvas de Nivel (Equidistância 10m)
- Furo de Sonda Positivo (Minério de Ferro)
- Furo de Sonda Negativo (Minério de Ferro)
- Folição
- Contato Geológico
- Perfil Geológico



ESCALA GRAFICA

DECLINAÇÃO MAGNÉTICA

Ponto: Coordenada Máxas
Latitude: 6°02'27" S
Longitude: 27°01'17" W
Declinação Magnética: 21°07'
Inclinação ao eixo de referência: 27°07'
Data: 20/10/2013 - Atualizado: N/A
Observação: Nacional - MCT

Universidade Federal do Ceará
Centro de Ciências
Departamento de Geologia
Programa de Pós-Graduação em Geologia

mhag
Mineração

TÍTULO: Mina do Bonito
Tipologia e Geocímica dos Minérios de Ferro "Jururuá" - RJ

PROJETO: MAPA TIPOLOGICO DE DETALHE

AUTORA: Ita Gonçalves Barbosa

ORIENTADOR: César Ulisses Veríssimo

CO-ORIENTADOR: Clóvis Vaz Parente

LOCAL/MUNICÍPIO/ESTADOS: Mina do Bonito - Jururuá - Rio Grande do Norte, Brasil

ESCALA NUMÉRICA: 1:2.000

ÁREA ESTUDADA (m²): MAPA GEOLOGICO

DATA: 22/11/2013

REVISÃO: 0

APÊNDICE V
Planilha de Química Total

ELEMENTOS MAIORES	MINÉRIO DE FERRO PRIMÁRIO DE ORIGEM VULCANOSSEDIMENTAR															MINÉRIO DE FERRO SECUNDÁRIO DE ORIGEM HIDROTHERMAL							ROCHAS ENCAIXANTES							
	ICP95 A (%) GLBT O-111-1375 (Ia)	ICP95 A (%) GLBT O-111-1380 (Ia)	ICP95 A (%) GLBT O-146-1843 (Ia)	ICP95 A (%) GLBT O-30-279 (Iag)	ICP95 A (%) GLBT O-99-1135 (Iag)	ICP95 A (%) GLBT O-99-1131 (Iag)	ICP95 A (%) GLBT O-30-267 (Iag)	ICP95 A (%) GLBT O-30-268 (Im)	ICP95 A (%) GLBT O-111-1356 (Im)	ICP95 A (%) GLBT O-70-608 (Im)	ICP95 A (%) GLBT O-78-707 (Im)	ICP95 A (%) GLBT O-70-611 (Im)	ICP95 A (%) GLBT O-146-1830 (Ime)	ICP95 A (%) GLBT O-30-295 (Ime)	ICP95 A (%) GLBT O-111-1368 (Ime)	XRF9 C (%) BTO-02-005 (Mag)	XRF9 C (%) BTO-02-011 (Mag)	ICP95 A (%) GLBT O-30-287 (Stm)	ICP95 A (%) GLBT O-30-282 (Stm)	ICP95 A (%) GLBT O-146-1848 (Stm)	ICP95 A (%) GLBT O-111-1370 (Stm)	ICP95 A (%) GLBT O-111-1371 (Smg)	ICP95 A (%) GLBT O-111-1372 (Smg)	ICP95A (%) NSMBT O-30-126 (Smg)	ICP95 A (%) NSMBT O-30-127 (BMX)	ICP95A (%) NSMBT O-30-128 (GBX)	ICP95A (%) NSMBT O-30-129 (GNS)	ICP95A (%) NSMBT O-70-340 (GNS)	ICP95 A (%) GLBT O-78-716 (QF - IMB)	ICP95 A (%) GLBT O-146-1838 (QF - IMB)
SiO ₂	51.51	61.83	48.42	50.9	60.11	50.29	34.02	55.16	56.06	55.90	51.88	59.16	47.04	56.25	50.50	1.03	5.13	46.61	38.29	38.22	33.84	14.22	2.40	25.80	28.45	37.82	77.27	79.19	55.59	83.94
TiO ₂	0.10	<0,01	0.16	<0,01	0.01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	0.23	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	0.02	0.02	<0,01	<0,01	0.17	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	0.80	0.75	0.09	0.07	0.55	0.02
Al ₂ O ₃	2.49	2.19	4.45	0.20	0.50	0.25	0.48	0.46	0.25	0.20	6.37	0.33	0.25	2.84	0.29	1.24	1.02	0.20	0.20	3.27	0.59	0.63	0.49	0.32	14.74	18.78	11.61	11.91	9.85	1.99
Fe ₂ O ₃	38.04	32.20	34.36	44.3	37.58	45.02	60.30	39.85	43.66	43.33	28.34	40.11	49.21	30.97	44.22	94.20	91.60	43.73	36.76	42.62	48.45	66.45	72.33	60.30	31.40	20.34	1.30	1.34	14.64	12.83
FC (%) FeO	33.86	28.66	30.58	39.43	33.45	40.07	53.67	35.47	38.86	38.56	25.22	35.70	43.80	27.56	39.36	83.84	81.52	38.92	32.72	37.93	43.12	59.14	64.37	53.67	27.95	18.10	1.16	1.19	13.03	11.42
FC (%) Fe	26.25	22.22	23.71	30.57	25.93	31.06	41.61	27.50	30.13	29.90	19.55	27.68	33.95	21.37	30.51	65.00	63.20	30.17	25.36	29.41	33.43	45.85	49.91	41.61	21.67	14.03	0.90	0.92	10.10	8.85
MnO	0.26	0.36	0.26	0.12	0.28	0.03	0.10	0.09	0.06	0.10	0.46	0.21	0.19	1.15	0.15	4.10	0.62	0.65	0.90	0.34	0.20	0.49	0.67	0.12	0.17	0.66	0.04	0.04	0.22	0.19
MgO	4.97	3.55	4.67	1.86	0.03	0.03	0.21	<0,01	0.02	1.21	4.91	2.19	<0,01	4.34	2.93	0.67	2.23	7.55	17.23	9.05	16.48	11.06	3.84	10.75	16.18	11.80	0.20	0.15	7.71	0.90
CaO	0.44	0.62	2.98	0.21	0.04	0.06	0.03	0.03	0.03	0.77	2.44	0.64	0.02	0.35	0.59	0.04	0.04	1.13	1.01	4.69	0.45	0.68	2.80	0.08	0.26	1.92	0.63	0.65	7.08	0.13
Na ₂ O	0.05	0.72	0.13	0.02	0.03	0.03	0.04	0.03	0.02	0.03	0.25	0.03	0.02	0.96	0.03	0.19	0.12	<0,01	<0,01	0.32	0.03	0.02	0.03	0.03	0.11	0.20	3.55	3.59	1.87	0.02
K ₂ O	0.08	0.38	2.48	<0,01	0.01	0.02	0.03	0.02	0.02	<0,01	0.32	<0,01	0.01	0.51	<0,01	0.08	0.02	<0,01	<0,01	1.21	<0,01	<0,01	0.03	0.02	2.93	4.01	4.85	4.75	1.40	0.07
P ₂ O ₅	0.07	0.10	0.03	0.06	0.13	0.06	0.05	0.12	0.05	0.10	0.12	0.09	0.02	<0,01	0.15	0.09	0.06	0.15	<0,01	0.16	0.07	0.11	0.25	<0,01	0.18	0.14	<0,01	<0,01	0.10	<0,01
Cr ₂ O ₃	0.04	0.03	0.06	0.03	0.03	0.05	0.02	0.02	0.03	0.02	0.04	0.04	0.04	0.02	0.02	<0,01	<0,01	0.02	<0,01	0.02	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	0.17	<0,01	0.03	0.03	0.06	0.06
PF/LOI	0.26	<0,01	<0,01	<0,01	1.29	0.68	0.42	0.81	0.62	0.53	2.89	0.47	0.40	1.38	<0,01	-0.06	-0.05	1.61	2.31	<0,01	1.60	2.80	1.76	0.92	4.60	4.23	0.55	0.34	0.56	0.94
SOMA	98.29	101.38	97.50	97.43	100.04	96.53	95.69	96.54	100.80	102.13	98.24	103.23	97.13	98.78	97.60	N.A	N.A	101.63	86.64	99.60	101.67	96.41	84.60	98.36	100.00	100.63	100.08		99.63	101.07

ELEMENTOS MENORES E TRAÇOS	MINÉRIO DE FERRO PRIMÁRIO DE ORIGEM VULCANOSSEDIMENTAR															MINÉRIO DE FERRO SECUNDÁRIO DE ORIGEM HIDROTHERMAL							ROCHAS ENCAIXANTES								
	ICP95 A (PPM) GLBT O-111-1375 (Ia)	ICP95 A (PPM) GLBT O-111-1380 (Ia)	ICP95 A (PPM) GLBT O-146-1843 (Ia)	ICP95 A (PPM) GLBT O-30-279 (Iag)	ICP95 A (PPM) GLBT O-99-1135 (Iag)	ICP95 A (PPM) GLBT O-99-1131 (Iag)	ICP95 A (PPM) GLBT O-30-267 (Iag)	ICP95 A (PPM) GLBT O-30-268 (Im)	ICP95 A (PPM) GLBT O-111-1356 (Im)	ICP95 A (PPM) GLBT O-70-608 (Im)	ICP95 A (PPM) GLBT O-78-707 (Im)	ICP95 A (PPM) GLBT O-70-611 (Im)	ICP95 A (PPM) GLBT O-146-1830 (Ime)	ICP95 A (PPM) GLBT O-30-295 (Ime)	ICP95 A (PPM) GLBT O-111-1368 (Ime)	XRF9 C (PPM) BTO-02-005 (Mag)	XRF9 C (PPM) BTO-02-011 (Mag)	ICP95 A (PPM) GLBT O-30-287 (Stm)	ICP95 A (PPM) GLBT O-30-282 (Stm)	ICP95 A (PPM) GLBT O-146-1848 (Stm)	ICP95 A (PPM) GLBT O-111-1370 (Stm)	ICP95 A (PPM) GLBT O-111-1371 (Smg)	ICP95 A (PPM) GLBT O-111-1372 (Smg)	ICP95A (PPM) NSMBT O-30-126 (Smg)	ICP95 A (PPM) NSMBT O-30-127 (BMX)	ICP95A (PPM) NSMBT O-30-128 (GBX)	ICP95A (PPM) NSMBT O-30-129 (GNS)	ICP95A (PPM) NSMBT O-70-340 (GNS)	ICP95 A (PPM) GLBT O-78-716 (IAM - IMA)	ICP95 A (PPM) GLBT O-146-1838 (QF - IMB)	
ICP14B (PPM) B	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	
Ba	<10	25.00	493.00	38.00	93.00	<10	143.00	16.00	17.00	30.00	46.00	45.00	26.00	53.00	<10	3,248.00	170.00	192.00	<10	707.00	<10	<10	11.00	<10	1,026.00	1,954.00	330.00	183.00	139.00	<10	
Co	5.00	1.40	11.10	1.70	2.50	2.20	2.30	1.50	1.70	2.60	19.00	2.70	2.60	7.90	2.00	38.90	17.30	3.40	2.00	7.40	2.50	2.00	2.80	1.40	12.40	38.30	1.90	1.50	37.10	6.20	
ICP14B (PPM) Cr	156.00	70.00	258.00	94.00	85.00	149.00	46.00	67.00	69.00	81.00	163.00	100.00	125.00	49.00	51.00	30.00	54.00	66.00	4.00	95.00	1.00	11.00	11.00	17.00	879.00	56.00	94.00	97.00	187.00	217.00	
Cu	9.00	7.00	6.00	6.00	10.00	8.00	6.00	<5	6.00	7.00	53.00	10.00	<5	24.00	<5	27.00	23.00	16.00	7.00	7.00	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	11.00	9.00	52.00	89.00
Ni	25.00	11.00	86.00	12.00	15.00	15.00	13.00	9.00	37.00	8.00	74.00	14.00	20.00	25.00	11.00	26.00	23.00	26.00	18.00	42.00	17.00	10.00	10.00	13.00	105.00	29.00	7.00	8.00	124.00	41.00	
ICP14B (PPM) Sc	<3	<3	<3	<3	<3	<3	<3	<3	<3	<3	<3	<3	<3	<3	<3	<3	<3	<3	<3	<3	<3	<3	<3	<3	23.00	7.00	<3	<3	<3	<3	
Sr	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	28.00	<10	<10	<10	<10	<10	50.00	38.00	21.00	42.00	<10	
V	41.00	<5	46.00	<5	<5	8.00	7.00	17.00	<5	<5	84.00	29.00	8.00	<5	6.00	<5	12.00	7.00	<5	28.00	21.00	20.00	<5	5.00	353.00	130.00	7.00	5.00	245.00	18.00	

Zr	11.00	37.00	40.00	<10	20.00	<10	11.00	<10	11.00	<10	44.00	12.00	<10	46.00	11.00	31.00	32.00	18.00	19.00	38.00	<10	10.00	<10	<10	62.00	144.00	90.00	103.00	35.00	22.00
Zn	108.00	42.00	188.00	38.00	54.00	<5	65.00	16.00	<5	66.00	91.00	44.00	902.00	34.00	7.00	115.00	66.00	83.00	61.00	93.00	21.00	32.00	59.00	52.00	78.00	135.00	<5	10.00	114.00	46.00
ICP14B (PPM) Ti	0.01	<0,01	0.08	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	0.04	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	0.08	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	0.23	0.28	<0,01	<0,01	0.15	0.01
Au (PPB)	<5	<5	<5	<5	<5	<5	7.00	14.00	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	8.00	<5	<5

ELEMENTOS TERRAS RARAS	MINÉRIO DE FERRO PRIMÁRIO DE ORIGEM VULCANOSSEDIMENTAR															MINÉRIO DE FERRO SECUNDÁRIO DE ORIGEM HIDROTHERMAL								ROCHAS ENCAIXANTES						
	ICP95 A (PPM) GLBT O-111-1375 (Ia)	ICP95 A (PPM) GLBT O-111-1380 (Ia)	ICP95 A (PPM) GLBT O-146-1843 (Ia)	ICP95 A (PPM) GLBT O-30-279 (Iag)	ICP95 A (PPM) GLBT O-99-1135 (Iag)	ICP95 A (PPM) GLBT O-99-1131 (Iag)	ICP95 A (PPM) GLBT O-30-267 (Iag)	ICP95 A (PPM) GLBT O-30-268 (Im)	ICP95 A (PPM) GLBT O-111-1356 (Im)	ICP95 A (PPM) GLBT O-70-608 (Im)	ICP95 A (PPM) GLBT O-78-707 (Im)	ICP95 A (PPM) GLBT O-70-611 (Im)	ICP95 A (PPM) GLBT O-146-1830 (Ime)	ICP95 A (PPM) GLBT O-30-295 (Ime)	ICP95 A (PPM) GLBT O-111-1368 (Ime)	XRF9 C (PPM) BTO-02-005 (Mag)	XRF9 C (PPM) BTO-02-011 (Mag)	ICP95 A (PPM) GLBT O-30-287 (Stm)	ICP95 A (PPM) GLBT O-30-282 (Stm)	ICP95 A (PPM) GLBT O-146-1848 (Stm)	ICP95 A (PPM) GLBT O-111-1370 (Stm)	ICP95 A (PPM) GLBT O-111-1371 (Smg)	ICP95 A (PPM) GLBT O-111-1372 (Smg)	ICP95A (PPM) NSMBT O-30-126 (Smg)	ICP95 A (PPM) NSM-BTO-30-127 (BMX)	ICP95A (PPM) NSMBT O-30-128 (GBX)	ICP95A (PPM) NSMBT O-30-129 (GNS)	ICP95A (PPM) NSMBT O-70-340 (GNS)	ICP95 A (PPM) GLBT O-78-716 (IAM - IMA)	ICP95 A (PPM) GLBT O-146-1838 (QF - IMB)
La	3.10	7.10	8.60	6.1	8.90	3.90	8.10	11.5	3.60	4.60	22.40	4.10	1.60	13.40	2.20	47.30	16.20	7.00	3.20	13.90	3.00	1.30	3.10	2.00	3.70	49.10	45.70	46.60	14.00	15.60
Ce	4.50	12.00	15.80	9.50	18.70	5.40	16.30	20.80	6.00	7.60	42.00	5.70	2.50	22.40	2.90	67.70	36.40	20.90	4.30	38.70	4.50	2.30	5.20	2.70	6.10	89.60	89.20	91.60	25.70	23.60
Pr	0.54	1.20	1.79	1.06	2.46	0.59	1.93	3.00	0.72	0.75	5.37	0.80	0.27	2.54	0.39	16.38	3.81	1.13	0.46	2.78	0.56	0.33	0.59	0.35	0.78	10.75	10.23	11.20	3.35	2.48
Nd	0.10	1.70	4.20	1.40	7.10	<0,10	5.60	9.1	0.30	0.50	19.60	1.10	<0,1	6.40	<0,1	72.30	14.30	3.80	1.60	8.00	0.20	<0,10	2.60	<0,1	3.70	40.20	33.80	39.30	12.20	5.60
Sm	0.60	1.00	1.50	0.5	1.70	0.50	1.40	1.7	0.50	0.50	5.00	0.80	0.20	2.00	0.40	16.20	2.50	0.60	0.30	2.10	0.40	0.40	0.50	0.30	0.90	6.10	6.80	10.10	3.20	1.50
Eu	0.34	0.27	0.38	0.25	0.64	0.25	0.46	0.51	0.24	0.34	2.64	0.37	0.11	0.23	0.30	5.13	0.74	0.20	0.10	0.83	0.20	0.19	0.19	0.28	0.33	1.76	0.77	0.49	1.35	0.25
Gd	0.90	1.29	1.49	0.46	1.63	0.62	1.19	1.17	0.61	0.72	5.92	0.91	0.28	1.78	0.75	15.66	1.98	0.54	0.36	2.03	0.73	0.78	0.77	0.73	1.24	3.64	5.62	10.23	3.97	1.41
Tb	0.14	0.22	0.24	0.09	0.27	0.11	0.17	0.16	0.11	0.11	1.04	0.17	<0,05	0.34	0.12	2.28	0.25	0.08	<0,05	0.31	0.12	0.11	0.09	0.14	0.19	0.48	0.95	1.98	0.68	0.24
Dy	0.97	1.56	1.60	0.51	1.74	0.80	1.00	0.85	0.74	0.74	6.90	1.03	0.35	2.48	0.81	13.40	1.65	0.60	0.33	1.70	0.86	0.85	0.58	1.11	1.38	2.55	6.05	12.60	4.59	1.48
Ho	0.25	0.42	0.35	0.14	0.39	0.19	0.20	0.14	0.20	0.23	1.56	0.27	0.07	0.61	0.22	2.70	0.31	0.12	0.08	0.39	0.24	0.22	0.17	0.33	0.33	0.54	1.37	2.92	1.07	0.36
Er	0.72	1.35	0.93	0.46	1.18	0.60	0.62	0.36	0.66	0.63	4.48	0.83	0.26	2.12	0.69	7.64	0.97	0.42	0.21	1.04	0.71	0.63	0.59	1.12	0.95	1.71	4.17	9.05	2.81	0.98
Tm	0.12	0.23	0.16	0.08	0.22	0.11	0.10	0.07	0.16	0.12	0.73	0.20	0.07	0.38	0.11	1.15	0.17	0.08	<0,05	0.18	0.14	0.13	0.08	0.17	0.14	0.27	0.68	1.54	0.47	0.25
Yb	0.70	1.60	0.80	0.4	1.10	0.60	0.50	0.3	0.70	0.60	4.10	0.80	0.20	2.40	0.50	7.90	0.90	0.30	0.20	1.00	0.70	0.70	0.40	0.90	0.90	1.60	4.90	10.20	2.70	1.00
Lu	0.10	0.26	0.12	0.07	0.19	0.10	0.08	0.05	0.11	0.12	0.70	0.13	<0,05	0.39	0.09	1.16	0.12	<0,05	<0,05	0.15	0.12	0.12	0.06	0.15	0.16	0.28	0.79	1.60	0.46	0.16