

UNIVERSIDADE FEDERAL DE MINAS GERAIS
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOLOGIA

Francisco Teixeira Vilela

CARACTERIZAÇÃO DE METADIAMICTITOS FERRUGINOSOS
DA FORMAÇÃO NOVA AURORA (GRUPO MACAÚBAS,
ORÓGENO ARAÇUAÍ) A OESTE DE SALINAS, MG

Belo Horizonte

2010

Francisco Teixeira Vilela

**CARACTERIZAÇÃO DE METADIAMICTITOS FERRUGINOSOS
DA FORMAÇÃO NOVA AURORA (GRUPO MACAÚBAS,
ORÓGENO ARAÇUAÍ) A OESTE DE SALINAS, MG**

Dissertação de Mestrado apresentada ao corpo docente do Programa de Pós-graduação em Geologia do Instituto de Geociências da Universidade Federal de Minas Gerais como requisito parcial à obtenção do título de Mestre.

Área de Concentração: Geologia Econômica.

Orientador: Antônio Carlos Pedrosa-Soares.

BELO HORIZONTE

2010

AGRADECIMENTOS

Em primeiro lugar gostaria de agradecer meus pais, Mário e Rita, por todo o incentivo e apoio durante todo o período acadêmico e durante a vida.

À minha irmã Isa por todos os momentos de descontração e apoio.

Ao meu orientador Calota pela oportunidade e suporte ao longo da realização dessa dissertação.

À Tereza, minha namorada e companheira, pela paciência e suporte nos momentos estressantes.

A todos os meus colegas Geólogos, pós-graduandos e da graduação, pelas discussões e idéias, em especial ao Tabaum pelo auxílio na fase final de escrita.

A Sul Americana de Metais S/A pela colaboração e apoio dado durante o trabalho.

Ao CNPq pelo apoio financeiro.

E a todas as pessoas que me aturaram e colaboraram, direta ou indiretamente, durante o processo.

SUMÁRIO

ABSTRACT	xv
RESUMO.....	xvi
CAPÍTULO 1 – INTRODUÇÃO	1
1.1 – Objetivos.....	5
1.2 – Metodologia.....	5
CAPÍTULO 2 - GEOLOGIA REGIONAL.....	7
2.1 - Contexto Geotectônico	7
2.2 – Estratigrafia	10
2.2.1 - Formação Nova Aurora	14
CAPÍTULO 3 - DEPÓSITOS DE FERRO DO NEOPROTEROZÓICO	18
3.1 – Grupo Rapitan	20
3.2 – Grupo Umberatana	27
3.3 – Grupo Jacadigo.....	32
3.4 – Grupo Macaúbas	35
3.5 – Formação dos Depósitos de Ferro do Neoproterozóico	38
CAPÍTULO 4 - GEOLOGIA, PETROGRAFIA E MINERAGRAFIA DE DEPÓSITOS DE FERRO DA FORMAÇÃO NOVA AURORA (BLOCOS 7 E 8 DA SUL AMERICANA DE METAIS S/A).....	42
4.1 – Introdução	42
4.2 – Petrografia.....	46
4.2.1 – Metadiamicrito	42
4.2.2 – Metadiamicrito hematítico	53
4.2.2.1 – Quartzito hematítico	55
4.2.3 – Metadiamicrito magnetítico cinza	55
4.2.4 – Metadiamicrito magnetítico verde	56
4.2.5 – Quartzito branco	57
4.2.6 – Quartzito micáceo branco.....	57
4.2.7 – Quartzito micáceo amarelo.....	57
4.2.8 – Filito	58
4.2.9 – Rocha carbonática	58

4.3 – Geologia Estrutural e Metamorfismo	53
4.3.1 - Fase D1	53
4.3.2 - Fase D2	64
4.3.3 - Fase D3	67
4.3.4 – Metamorfismo	68
4.4 – Variação lateral e vertical do Membro Riacho Poções	70
4.5 – Minerografia e Química Mineral dos Metadiamicctitos Ferruginosos	73
4.5.1 – Metadiamicctito hematítico	73
4.5.2 – Metadiamicctito magnetítico cinza	75
4.5.3 – Metadiamicctito magnetítico verde	74
4.5.4 - Rocha carbonática.....	77
4.5.5 – Química Mineral.....	79
CAPÍTULO 5 – GEOQUÍMICA DOS LITOTIPOS FERRUGINOSOS E SUAS ENCAIXANTES	81
CAPÍTULO 6 – CONSIDERAÇÕES FINAIS.....	97
CAPÍTULO 7 – REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	99
ANEXO 1 – MAPA GEOLÓGICO DO BLOCO 7.....	110
ANEXO 2 – MAPA GEOLÓGICO DO BLOCO 8.....	111
ANEXO 3 – COMPOSIÇÃO QUÍMICA DOS ÓXIDOS DE FERRO	112

LISTA DE FIGURAS

Figura 1	Mapa geológico de Viveiros <i>et al.</i> (1978)	2
Figura 2	Levantamento Aerogeofísico de Minas Gerais Programa 2005/2006 na área do Membro Riacho Poções (Amarelo: área mapeada por Viveiros <i>et al.</i> (1978); Requerimentos da SAM – Bloco 7 (polígono vermelho) Bloco 8 (polígono preto).	3
Figura 3	Mapa rodoviário e localização.	4
Figura 4	Orógeno Araçuaí-Congo Ocidental (ACO) – Quadrado azul indica a área de estudo. (Modificado de Pedrosa-Soares <i>et al.</i> 2007).	7
Figura 5	Modelo quebra-nozes para formação do Orógeno Araçuaí (Alkmim <i>et al.</i> 2006, 2007).	9
Figura 6	Componentes geotectônicos do Orógeno Araçuaí. (Modificado de Pedrosa-Soares <i>et al.</i> 2007)	10
Figura 7	Coluna estratigráfica do Grupo Macaúbas (Pedrosa-Soares <i>et al.</i> 2007).	13
Figura 8	Localização da área (polígono amarelo) no contexto do Grupo Macaúbas (editado de Pedrosa-Soares <i>et al.</i> 2010).	14
Figura 9	Coluna estratigráfica sintética das formações Serra do Cartuní, Nova Aurora e Chapada Acauã Inferior (editada de Pedrosa-Soares <i>et al.</i> 2010).	17
Figura 10	Relação entre a abundância dos depósitos de ferro do Arqueano-Paleoproterozóico e Neoproterozóico. (Editado de Klein 2005)	18
Figura 11	Associação dos depósitos de ferro com rochas glaciogênicas (www.snowballearth.org).	19
Figura 12	Principais depósitos de ferro do Neoproterozóico (editada de Piacentini <i>et al.</i> 2007). 1 – Grupo Bisokpabe, Togo (Trompette 1981); 2 – Formação Chuos, Namíbia (Beukes 1973); 3 – Formação Numees, Namíbia e África do Sul, do Supergrupo Damara (Beukes 1973, Martin 1978); 4 – Subgrupo Yudnamutana, Sul da Austrália (Delgarno & Johnson 1965); 5 – Grupo Tindir, leste do Alasca (Young 1982); 6 - Grupo Rapitan, Canadá (Young 1976); 7 – Formação Kingston Peak, Califórnia – EUA (Miller 1985); 8 - Grupo Jacadigo no Maciço de Urucum, Corumbá - MS (Dorr II 1945); 9 – Grupo Macaúbas, Porteirinha – MG (Vilela 1986); 10 – Formação Puga (todos <i>in</i> Piacentinni <i>et al.</i> 2007).	20
Figura 13	Localização do Grupo Rapitan. (Imagem Google Earth).	21
Figura 14	Subdivisão do Grupo Rapitan segundo Young (1976; coluna re-editada pelo autor).	22
Figura 15	Estratigráfica do Grupo Rapitan proposta por Yeo (1981, 1984 <i>in</i> Klein e Beukes 1993 - editada de http://www.snowballearth.org)	23

Figura 16	Fotomicrografias da formação ferrífera A. Formação ferrífera bandada, muito fina, com chert e hematita exibindo textura finamente laminada e nodular, contendo microclasto angular e nódulos ovóides de jaspe (luz polarizada); B. Formação ferrífera rica em hematita, com textura maciça e granulação fina (hematita: grãos brancos, luz refletida); C. Formação ferrífera bandada rica em hematita, de granulação fina e textura laminada com nódulos de jaspe ovóides (luz polarizada); D. Mesma amostra de “c” mas em luz refletida. Os grãos cinza são de hematita tipo 2, e os grãos cinza mais claros são de hematita tipo 4. (editado de Klein & Beukes 1993).	24
Figura 17	Tipos de hematita e calcita na formação ferrífera do Grupo Rapitan (editado de Klein e Beukes 1993).	25
Figura 18	Distribuição dos elementos maiores da formação ferrífera do Grupo Rapitan (Klein & Beukes 1993).	26
Figura 19	Distribuição dos elementos terras raras da formação ferrífera do Grupo Rapitan (editada de Klein & Beukes 1993).	26
Figura 20	Relação entre a formação ferrífera e episódio transgressivo (editada de Klein & Beukes 1993).	27
Figura 21	Localização do Grupo Umberatana (Lottermoser & Ashley 2000).	28
Figura 22	Coluna estratigráfica do Grupo Umberatana (Lottermoser & Ashley 2000).	29
Figura 23	Imagens do diamictito ferruginoso do Grupo Umberatana. A – diamictito com matriz ferruginosa; B – matriz laminada.	30
Figura 24	Distribuição dos elementos maiores do Grupo Umberatana (Lottermoser & Ashley 2000).	31
Figura 25	Distribuição dos elementos terras raras para a unidades ferruginosa do Grupo Umberatana. A - amostras pobres em Si e Al; B - amostras ricas em Si e Al (Lottermoser & Ashley 2000).	31
Figura 26	Mapa geológico e de localização do Grupo Jacadigo (Klein & Ladeira 2004).	33
Figura 27	Coluna estratigráfica do Grupo Jacadigo (Klein & Ladeira 2004).	34
Figura 28	Distribuição dos elementos terras raras em rochas ferromanganesíferas do Grupo Jacadigo (Klein & Ladeira 2004).	35
Figura 29	Coluna estratigráfica na região do Projeto Porteirinha (Viveiros <i>et al.</i> 1978).	36
Figura 30	Formação Nova Aurora: Projeto Porteirinha – CVRD (Viveiros <i>et al.</i> 1978, Uhlein 1991).	37
Figura 31	Concentração de Fe ²⁺ em oceano mais redutor (Hoffman & Schrag, 1999).	39
Figura 32	Ciclo do carbono (editado de Hoffman & Schrag, 1999).	39

Figura 33	Aumento da temperatura da Terra devido ao acúmulo de CO ₂ na atmosfera (Hoffman & Schrag, 1999).	40
Figura 34	Final da glaciação, com re-oxigenação da água e precipitação do ferro como hematita (Hoffman & Schrag, 1999).	40
Figura 35	Localização dos blocos 7 (em amarelo) e 8 (vermelho). Polígono preto indica área de mapeamento de Viveiros <i>et al.</i> , 1978; Quadrado verde: Folha Rio Pardo de Minas (Roque <i>et al.</i> 1997) e quadrado laranja: Folha Padre Carvalho (Mourão & Grossi-Sad 1997).	42
Figura 36	Bloco 7 - Drenagens principais: 1-Córrego Caiçara; 2-Córrego Salinas; 3-Córrego do Roncador; 4-Córrego Buracão; 5-Córrego do Rêgo.	43
Figura 37	Bloco 8 - Linha vermelha: limite da área mapeada; Drenagens principais: 1, Córrego Lamarão; 2, Córrego Mundo Novo; 3, Córrego Capão da Onça; 4, Córrego do Vale; 5, Córrego da Dona Nem.	45
Figura 38	Mapa Geológico do Bloco 7.	48
Figura 39	Litotipos em testemunhos de sondagem do Bloco 7.	49
Figura 40	Mapa Geológico do Bloco 8.	50
Figura 41	Litotipos em testemunhos de sondagem do Bloco 8.	51
Figura 42	Fotos de metadiamictito estéril. A – Afloramento de metadiamictito claro, parcialmente intemperizado; B - Lineação mineral destacada por pseudomorfos de mineral oxidado (possivelmente biotita) em afloramento de metadiamictito estéril; C - Intercalação clorítica (verde) em testemunho de sondagem; D - Metadiamictito verde com banda ou clasto clorítico (amostra de testemunho de sondagem).	52
Figura 43	Fotomicrografias do metadiamictito (Qtz – quartzo; Ms – muscovita; Cb – carbonato). A – Com nicóis paralelos; B – Mesmo tomada de A, mas com luz polarizada.	53
Figura 44	Afloramento de metadiamictito hematítico, mostrando bandamento (S0) paralelo à foliação S1 (linha branca –S0//S1) e hematita concentrada em S2 (linha amarela), discordante de S0//S1.	54
Figura 45	Afloramento de saprolito de metadiamictito hematítico com pouca hematita, com S2 (linha amarela) registrada em lente caulínica (micas intemperizadas?).	54
Figura 46	Amostras de testemunho de sondagem de metadiamictito magnetítico cinza. A – magnetita disseminada; B – magnetita em bandas.	56
Figura 47	Amostras de testemunho de sondagem de metadiamictito magnetítico verde. A – maciço; B – bandado.	57
Figura 48	Rocha carbonática de composição calcítica.	59
Figura 49	Rocha carbonática dobrada e mineralizada em magnetita.	59
Figura 50	Fotomicrografia de rocha carbonática. A - grãos estirados de quartzo; B - Massa de carbonato;	59
Figura 51	Fotomicrografia em luz refletida da amostra dolomítica mostrando porfiroblastos de granada crescidos em bandas carbonáticas e em bandas muscovíticas.	60

Figura 52	Distribuição da foliação S1. Triângulo preto – E; quadrado vermelho – NE; estrela verde – NW e N; triângulo invertido amarelo – S; losango azul – SE; círculo rosa – W.	62
Figura 53	Distribuição da lineação de estiramento de seixos. Triângulo pretos– E; quadrado vermelho – NE; estrela verde – NW e N; triângulo invertido amarelo – S; losango azul – SE; círculo rosa – W.	62
Figura 54	Variação do sentido do mergulho de S1.	63
Figura 55	Variação da direção de Lx contida em S1.	63
Figura 56	Em um total de 249 medidas o máximo de S1 encontra-se em 090/22.	63
Figura 57	Em um total de 91 medidas o máximo de Lx encontra-se em 090/18.	63
Figura 58	Dobra da primeira fase (D1). Linhas pretas: S0 paralelo à S1; Linhas verdes: fechamento de D1; linha amarela: S2.	63
Figura 59	Distribuição da foliação de crenulação. Triângulo preto – E; quadrado vermelho – NE; estrela verde – NW e N; triângulo invertido amarelo – S; “losango” azul – SE; círculo rosa – W.	64
Figura 60	Eixos, b2, das dobras da segunda fase de deformação, D2. Quadrado vermelho – NE; estrela verde – NW e N; triângulo invertido amarelo – S.	65
Figura 61	Variação do sentido do mergulho de S2.	65
Figura 62	Variação da direção dos eixos b2.	65
Figura 63	Em um total de 33 medidas o máximo se concentra em 274/42.	65
Figura 64	Concentração dos eixos b2, observa-se a tendência subhorizontal, com pequenas variações, ora para NNE ora para SSW.	65
Figura 65	Dobra da segunda fase de deformação (D2) em cascata, em amostra de testemunho.	66
Figura 66	Dobras da segunda fase de deformação (D2,) em cascata, em afloramento.	66
Figura 67	Variação no caimento do eixo das dobras D2 em escala de afloramento.	66
Figura 68	Distribuição das medidas de fratura mostrando três famílias de fraturas, N-S; NW-SE; NE-SW.	68
Figura 69	Variação lateral e vertical de litotipos no Bloco 7.	71
Figura 70	Variação lateral e vertical de litotipos no Bloco 8.	72
Figura 71	Fotomicrografias do metadiamictito hematítico. A - hematita fina na matriz; B - concentração de hematita especular em bandas correspondentes a S1 ou S2; C – porfiroclastos de martita rotacionados, com sombra de pressão de quartzo e caudas de recristalização de hematita especular ; D – detalhe da martita em contato com hematita especular; E - porfiroclastos de martita rotacionados, com sombra de pressão de quartzo e caudas de recristalização de hematita especular; F – Hematita especular reconcentrada de S1 (linhas amarelas) para S2 (linhas vermelhas); G – martita subédrica na matriz; H – carbonato com núcleo “sujo”; I - martita subédrica com inclusões de hematita (destacadas com elipses brancas).	75

Figura 72	Fotomicrografias do metadiamictito magnetítico cinza. A – cristais de magnetita disseminados; B – porfiroblastos de magnetita subédricos a euédricos sem deformação.	76
Figura 73	Fotomicrografias do metadiamictito magnetítico verde. A – banda clorítica-biotítica com cristais euédricos de magnetita; B – porfiroblastos de magnetita em banda clorítica; C – cristais de magnetita com inclusões e parcialmente martitizados; D – poiquiloblastos de granada.	77
Figura 74	Fotomicrografias de rocha carbonática. A - banda quartzosa com hematita fina e porfiroblastos de magnetita; B - mesma foto de A em luz refletida; C - banda de carbonato fino com porfiroblastos de magnetita e granada; D - detalhe da banda de carbonato fino; E - banda de carbonato limpo (CL), banda de carbonato sujo (CS) e banda quartzosa (BQ); F - banda de carbonato limpo (CL), banda de carbonato sujo (CS) e banda quartzosa (BQ); G - banda de carbonato sujo; H - Enriquecimento em hematita fina entre banda quartzosa (BQ) e banda de carbonato sujo (CS).	79
Figura 75	Fotomicrografia de cristais de apatita. A - Apatita detrítica; B - Seção basal da apatita.	80
Figura 76	Distribuição dos óxidos (com ferro total expresso na forma de $Fe_2O_3(t)$). A – Bloco 7 (Amostras B7F47Am2, B7F57Am8, B7F14Am1, B7F20Am4, B7F29Am4, B7F8Am2, B7F22Am5 e B7F28Am8 são de metadiamictito; Amostras - B7F50Am4-A, B7F57Am2 e B7F50Am4-B são de metadiamictito hematítico; Amostra B7F28Am6 é de metadiamictito magnetítico cinza; Amostra B7F75Am6 é de metadiamictito magnetítico verde; e Amostra B7F50Am5 é de rocha carbonática com mineralização em magnetita); B – Bloco 8 (Amostras FS07A-2, FS06-B e 2121 são de metadiamictito; Amostras FS06-A e FS07A-2 são de bandas cloríticas associadas ao metadiamictito; Amostras 2570, 2091, 2120-B e FS25 são de metadiamictito hematítico; Amostras 2120-A e 2156 ^a são de bandas de hematita especular em metadiamictito hematítico; e Amostra 2155 é de metadiamictito magnetítico cinza).	86
Figura 77	Amostras 2120 – Metadiamictito hemático com banda enriquecida em especularita e cristais de magnetita deformados.	87
Figura 78	Amostra B7F50Am4.	87
Figura 79	Comparação da composição dos elementos maiores dos grupos Rapitan, Urucum e Membro Riacho Poções.	88

Figura 80	Elementos Terras Raras. A – Bloco 7 e B – Bloco 8 normalizados ao NASC (Gromet <i>et al.</i> 1984 <i>in</i> Rollinson 1993, os valores dos elementos Pr*, Ho* e Tm* foram interpolados dos valores dos elementos adjacente); C – Bloco 7 e D – Bloco 8 normalizados a Condrito (Nakamura 1974 <i>in</i> Rollinson 1993, os valores dos elementos Pr*, Tb*, Ho* e Tm* foram interpolados dos valores dos elementos adjacente); E – Legenda amostras Bloco 7 (Amostras B7F47Am2, B7F57Am8, B7F14Am1, B7F20Am4, B7F29Am4, B7F8Am2, B7F22Am5 e B7F28Am8 são de metadiamiccito; Amostras - B7F50Am4-A, B7F57Am2 e B7F50Am4-B são de metadiamiccito hematítico; Amostra B7F28Am6 é de metadiamiccito magnetítico cinza; Amostra B7F75Am6 é de metadiamiccito magnetítico verde; e Amostra B7F50Am5 é de rocha carbonática com mineralização em magnetita); B – Bloco 8 (Amostras FS07A-2, FS06-B e 2121 são de metadiamiccito; Amostras FS06-A e FS07A-2 são de bandas cloríticas associadas ao metadiamiccito; Amostras 2570, 2091, 2120-B e FS25 são de metadiamiccito hematítico; Amostras 2120-A e 2156 ^a são de bandas de hematita especular em metadiamiccito hematítico; e Amostra 2155 é de metadiamiccito magnetítico cinza.)	91
Figura 81	Variação dos óxidos nos metadiamiccitos ferruginosos e rochas encaixantes.	96
Figura 82	Composição dos metadiamiccitos ferruginosos e metadiamiccitos encaixantes em termos de $Fe_2O_3/TiO_2 \times Al_2O_3 / (Al_2O_3 + Fe_2O_3 + MnO)$. Curva representando mistura de sedimentos da Elevação do Pacífico Leste e sedimentos pelágicos e terrígenos (editada de Barret, 1981 <i>in</i> Wonder <i>et al.</i> , 1988, e Lottermoser & Ashley, 2000).	96
Figura 83	Modelo de deposição.	97

LISTA DE TABELAS

Tabela 1	Relações de cristalização mineral com as fases de deformação.	69
Tabela 2	Composição química da apatita.	80
Tabela 3	Elementos maiores no Bloco 7: Amostras B7F47Am2, B7F57Am8, B7F14Am1, B7F20Am4, B7F29Am4, B7F8Am2, B7F22Am5 e B7F28Am8 são de metadiamicrito; Amostras - B7F50Am4-A, B7F57Am2 e B7F50Am4-B são de metadiamicrito hematítico; Amostra B7F28Am6 é de metadiamicrito magnetítico cinza; Amostra B7F75Am6 é de metadiamicrito magnetítico verde; e Amostra B7F50Am5 é de rocha carbonática com mineralização em magnetita. (Ferro total expresso na forma de $Fe_2O_3(t)$).	82
Tabela 4	Elementos maiores no Bloco 8: Amostras FS07A-2, FS06-B e 2121 são de metadiamicrito; Amostras FS06-A e FS07A-2 são de bandas cloríticas associadas ao metadiamicrito; Amostras 2570, 2091, 2120-B e FS25 são de metadiamicrito hematítico; Amostras 2120-A e 2156^a são de bandas de hematita especular em metadiamicrito hematítico; e Amostra 2155 é de metadiamicrito magnetítico cinza (Ferro total expresso na forma de $Fe_2O_3(t)$).	82
Tabela 5	Análises químicas dos elementos terras raras Bloco 7. Amostras B7F47Am2, B7F57Am8, B7F14Am1, B7F20Am4, B7F29Am4, B7F8Am2, B7F22Am5 e B7F28Am8 são de metadiamicrito; Amostras - B7F50Am4-A, B7F57Am2 e B7F50Am4-B são de metadiamicrito hematítico; Amostra B7F28Am6 é de metadiamicrito magnetítico cinza; Amostra B7F75Am6 é de metadiamicrito magnetítico verde; e Amostra B7F50Am5 é de rocha carbonática com mineralização em magnetita.	83
Tabela 6	Análises químicas dos elementos terras raras Bloco 8: Amostras FS07A-2, FS06-B e 2121 são de metadiamicrito; Amostras FS06-A e FS07A-2 são de bandas cloríticas associadas ao metadiamicrito; Amostras 2570, 2091, 2120-B e FS25 são de metadiamicrito hematítico; Amostras 2120-A e 2156^a são de bandas de hematita especular em metadiamicrito hematítico; e Amostra 2155 é de metadiamicrito magnetítico cinza.	83

Tabela 7	Análises químicas dos elementos traços no Bloco 7. Amostras B7F47Am2, B7F57Am8, B7F14Am1, B7F20Am4, B7F29Am4, B7F8Am2, B7F22Am5 e B7F28Am8 são de metadiamicctito; Amostras - B7F50Am4-A, B7F57Am2 e B7F50Am4-B são de metadiamicctito hematítico; Amostra B7F28Am6 é de metadiamicctito magnetítico cinza; Amostra B7F75Am6 é de metadiamicctito magnetítico verde; e Amostra B7F50Am5 é de rocha carbonática com mineralização em magnetita.	84
Tabela 8	Análises químicas dos elementos traços no Bloco 8: Amostras FS07A-2, FS06-B e 2121 são de metadiamicctito; Amostras FS06-A e FS07A-2 são de bandas cloríticas associadas ao metadiamicctito; Amostras 2570, 2091, 2120-B e FS25 são de metadiamicctito hematítico; Amostras 2120-A e 2156^a são de bandas de hematita especular em metadiamicctito hematítico; e Amostra 2155 é de metadiamicctito magnetítico cinza.	85

ABSTRACT

The iron-bearing metadiamicities of the Riacho Poções Member (Nova Aurora Formation, Macaúbas Group) are known since the 1920's, but the first detailed studies were carried out in the 1970's concerning exploration purposes. However, it lacks studies on the genesis of those iron-bearing metadiamicities, even though an origin related to a glacial event is widely accepted for the diamictitic formations of the Macaúbas Group. A Neoproterozoic age for this group is reported by many authors that also suggest a correlation of their glaciogenic deposits with the Sturtian glaciation event. In fact, an important feature of the Neoproterozoic iron deposits is the association with glaciation events.

This MSc dissertation focuses on the petrographic, mineragraphic and geochemical characterizations of ferruginous metadiamicities and their host rocks, mainly carried out from studies on drill core samples.

The Riacho Poções Member iron deposit consists of metadiamicities with hematite and/or magnetite as matrix components. These rocks were deposited in a continental rift basin during a glacial event. The deposits, as well as the whole Macaúbas Group, were deformed and metamorphosed in the Late Neoproterozoic Araçuaí Orogen. The iron-bearing metadiamicities record three deformational phases: D1, D2 and D3. The west-verging, tight asymmetric folding and its axial-plane, east-dipping S1 schistosity characterizes the D1 phase. D2 phase is east-verging and show cascade asymmetric folds associated with the axial-plane, west-dipping, crenulation foliation S2. Ductile shear zones associated to D1 and D2 phases had great influence on the concentration of specular hematite and dissolution of gangue minerals. The last deformational phase, D3, is characterized by two systems of widely spaced fractures, trending NW and NE, which seem to be associated with large regional flexures.

The $\text{Fe}_2\text{O}_3(\text{t})$ contents of the ferruginous metadiamicities vary from 13 to 78%. Correlation diagrams comparing $\text{Fe}_2\text{O}_3(\text{t})$ and elements of siliciclastic origin suggest that the iron-rich compounds (i.e., iron hydroxides) were chemically precipitated coeval with the debris flow sedimentation at the end of a glacial event. Those compounds were recrystallized as hematite and specularite during D1 and D2 phases. The magnetite features suggest a late D1 to late D2 origin.

Keywords: Neoproterozoic iron deposits, Macaúbas Group, Araçuaí Orogen

RESUMO

Os metadiamictitos ferruginosos do Membro Riacho Poções (Formação Nova Aurora, Grupo Macaúbas) são conhecidos desde a década de 1920, mas os primeiros estudos detalhados com propósitos prospectivos são da década de 1970. No entanto, estudos sobre a gênese dos metadiamictitos ferruginosos são escassos, apesar da origem relacionada a um evento glacial ser amplamente aceita para as formações diamictíticas do Grupo Macaúbas. Idade Neoproterozóica para esse grupo é aceita por muitos autores e sugere a correlação de seus depósitos glaciogênicos com a glaciação Sturtiana. De fato, uma importante característica dos depósitos de ferro do Neoproterozóico é sua associação a eventos de glaciação.

Essa dissertação é focada na caracterização petrográfica, minerográfica e geoquímica dos metadiamictitos ferruginosos e de suas encaixantes, baseada em estudos de amostras de testemunho de sondagem.

O depósito de ferro do Membro Riacho Poções é constituído por metadiamictitos com hematita e/ou magnetita como componentes da matriz. Essas rochas foram depositadas em bacia de rifte continental durante um evento glacial. O depósito, assim como todo o Grupo Macaúbas, foram deformados e metamorfisados na Orogenia Araçuai, no Brasileiro. Os metadiamictitos ferruginosos registram três fases de deformação: D1, D2 e D3. Dobras assimétricas, apertadas, com vergência para oeste e foliação plano axial (S1) mergulhante para leste caracterizam a fase D1. A fase D2 é caracterizada por dobras assimétricas, com arranjo em cascata e vergência para leste com uma foliação de crenulação (S2) plano axial mergulhante para leste associada a essas dobras. Zonas de cisalhamento dúcteis associadas às fases D1 e D2 tiveram grande influência na concentração de hematita especular e dissolução dos minerais ganga. A última fase de deformação, D3, é caracterizada por dois sistemas de fraturas bem espaçadas, direcionados NW e NE, que parecem estar associados às grandes flexuras regionais.

O conteúdo de $Fe_2O_3(t)$ varia de 13 a 78%. Gráficos de correlação entre $Fe_2O_3(t)$ e os elementos de origem siliciclástica sugerem que os compostos ricos em ferro (hidróxidos de ferro) foram precipitados quimicamente junto com o fluxo de detritos ao final de um evento glacial. Esses compostos foram recristalizados na forma de hematita fina e especularita durante as fases D1 e D2. As características da magnetita sugerem origem tardi- D1 a tardi- D2.

Palavras-chave: depósito de ferro Neoproterozóico, Grupo Macaúbas, Orogênio Araçuai

CAPÍTULO 1 - INTRODUÇÃO

Entre o período de 1973 e 1978 a Companhia Vale do Rio Doce (CVRD – hoje VALE), por meio do Projeto Porteirinha, realizou pesquisas sobre os depósitos de ferro hospedadas nas rochas do Grupo Macaúbas, entre os vales dos rios Peixe Bravo e Alto Vacaria, no norte de Minas Gerais. De acordo com esses estudos, publicados por Viveiros *et al.* (1978) foi possível a quantificação de 3,5 bilhões de toneladas de minério com teor médio de 35% de ferro, em uma área de 575km² (Figura 1). Nessa área o Grupo Macaúbas foi subdividido em duas unidades litoestratigráficas (Viveiros *et al.* 1978): a Formação Rio Peixe Bravo, na base, e a Formação Nova Aurora, no topo, na qual foi individualizado o Membro Riacho Poções, portador dos depósitos de ferro.

A coluna litoestratigráfica e geometria do corpo de minério propostos por Viveiros *et al.* (1978) foram utilizadas em diversos mapeamentos posteriores (Uhlein 1991, Roque *et al.* 1997), apesar de Mourão & Grossi-Sad (1997) terem sugerido que a mineralização ocorre em duas camadas e não em uma única lente como proposto por Viveiros *et al.* (1978). O Levantamento Aerogeofísico de Minas Gerais – Programa 2005/2006, correspondente à área 8 (Minas Novas – Riacho dos Machados - Espinosa), realizado pela CODEMIG, possibilitou nova interpretação do tamanho do Membro Riacho Poções (Figura 2).

A nova configuração do Membro Riacho Poções despertou o interesse de várias empresas, resultando em uma corrida para requerimento das áreas ainda não prospectadas. Uma dessas empresas, a Sul Americana de Metais S/A (SAM), sentiu a necessidade de estudos que pudessem esclarecer os controles geológicos das camadas de metadiamicrito ferruginoso deste setor da Formação Nova Aurora, bem como para a interpretação paleo-ambiental desta unidade. Diante das necessidades da SAM surgiu a proposta para a realização dessa dissertação, buscando caracterizar depósitos de ferro contidos no Membro Riacho Poções. Os dados utilizados para essa pesquisa foram adquiridos através de mapeamentos realizados nas áreas requeridas pela SAM, denominadas pela própria empresa de blocos 7 e 8 (Figura 2) situadas entre as cidades de Nova Aurora e Grão Mogol, no norte de Minas Gerais, bem como de furos de sonda realizados pela empresa nessas áreas.

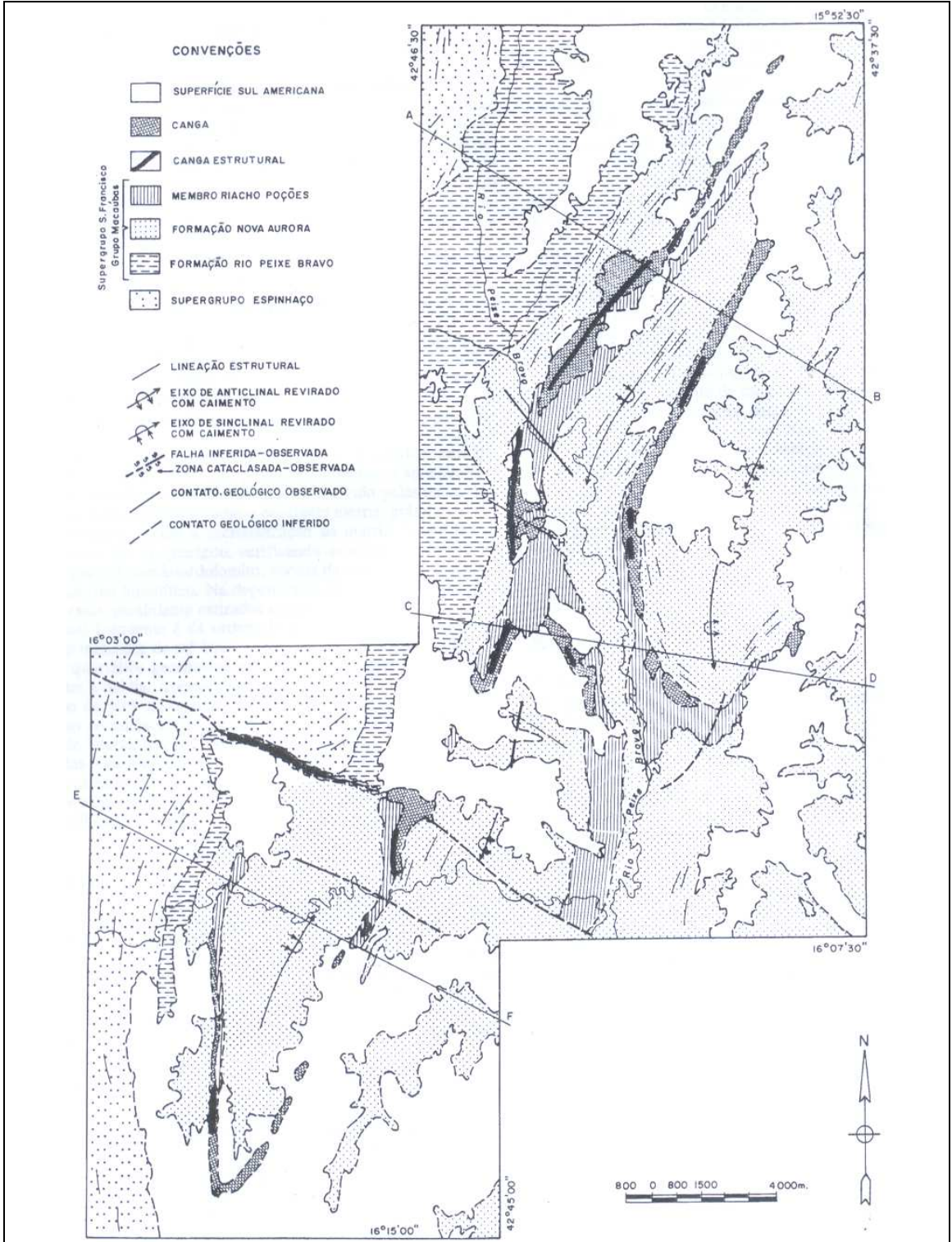
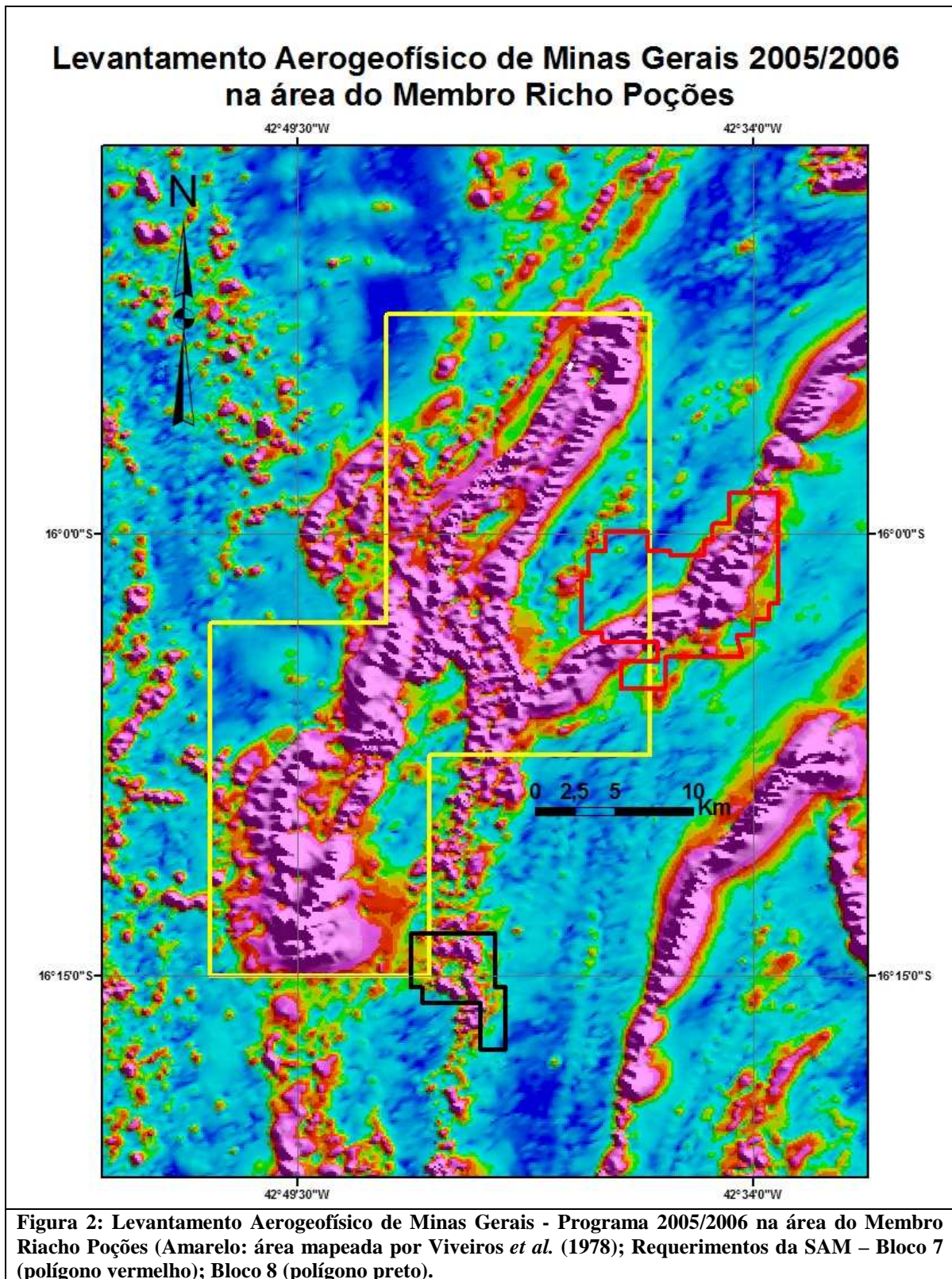


Figura 1: Mapa geológico de Viveiros et al. (1978)



O acesso à Salinas é feito pela BR-135 até Montes Claros e em seguida pela BR-251 até Salinas (Figura 3). De Salinas para o Bloco 7 usa-se a estrada de terra que liga Salinas à

cidade de Nova Aurora. Para o Bloco 8, a via de acesso é a própria BR-251, no sentido Montes Claros até o Vale das Cancelas, onde então se toma uma estrada de terra de acesso ao eucaliptal à norte da estrada.

O Bloco 7 situa-se no limite entre as folhas Rio Pardo de Minas (Roque *et al.* 1997) e Padre Carvalho (Mourão & Grossi-Sad 1997) e o Bloco 8 localiza-se aproximadamente no centro da folha Padre Carvalho (Mourão & Grossi-Sad 1997) respectivamente a noroeste e oeste de Salinas, no norte de Minas Gerais, cidade onde se instalou o escritório da SAM.

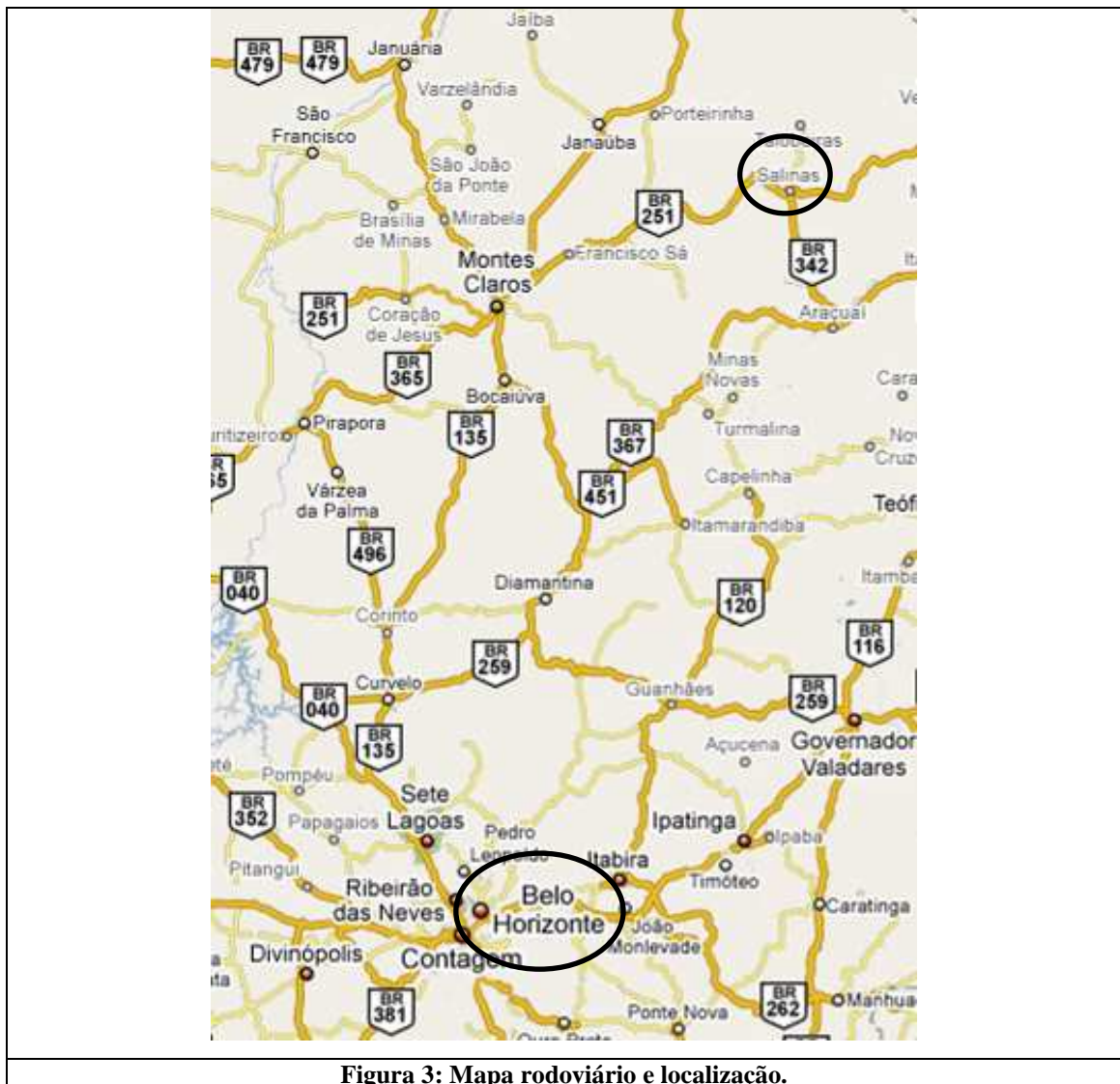


Figura 3: Mapa rodoviário e localização.

1.1 - Objetivos

O principal objetivo do trabalho é caracterizar petrograficamente e geoquimicamente parte das rochas ferruginosas do Membro Riacho Poções, pertencente à Formação Nova Aurora, uma unidade do Grupo Macaúbas que aflora no setor centro-norte do Orógeno Araçuaí (Grossi-Sad *et al.* 1997, Noce *et al.* 1997, Pedrosa-Soares *et al.* 2001, 2007, Uhlein *et al.* 2007) com vistas a contribuir para o entendimento da gênese e controle de ocorrência daquelas rochas.

1.2 - Metodologia

O trabalho teve início no primeiro semestre de 2008, com intensa revisão bibliográfica sobre depósitos de ferro do Neoproterozóico e também sobre a geologia do Grupo Macaúbas e seu contexto geotectônico.

Junto com a revisão bibliográfica iniciaram-se os trabalhos de campo para coleta de dados. Foram realizadas duas campanhas em 2008, em fevereiro e abril, com 30 e 20 dias, respectivamente. Nesse período foi realizado o mapeamento na escala 1:10.000 do Bloco 8 e coleta de 70 amostras de furos de sonda da empresa Sul Americana de Metais S/A (SAM) nesse mesmo bloco.

A terceira campanha de campo foi realizada em abril de 2009, também composta por 30 dias de trabalho. Nesse período foram visitadas as demais áreas de requerimento da SAM para fins de comparação da ocorrência do ferro ao longo do Membro Riacho Poções. Grande parte dessa campanha foi direcionada para estudo do Bloco 7. Além da observação em campo, as rochas ferruginosas foram também estudadas em furos de sonda realizados no Bloco 7. Aproximadamente 120 amostras, de metadiamictito ferruginoso e das rochas encaixantes foram fornecidas pela Sul Americana de Metais S/A. O mapa em escala 1:10.000 do Bloco 7 foi confeccionado pela SAM e enriquecido com informações adquiridas em campo.

Para a caracterização do Membro Riacho Poções foram confeccionadas lâminas delgadas polidas (LDP) das rochas ferruginosas e lâminas delgadas (LD) das rochas encaixantes não mineralizadas, sendo todas as amostras dos furos de sonda dos blocos 7 e 8. No total foram confeccionadas 101 LDPs e LDs no Laboratório de Laminação do CPMTC-UFMG.

Em algumas lâminas delgadas polidas foi feita a caracterização em Microsonda Eletrônica de magnetita, hematita, granada, apatita e carbonato, assim como inclusões nesses minerais. A preparação das lâminas e as análises foram feitas no Laboratório de Microanálises da UFMG em aparelho de Microsonda Eletrônica da marca JEOL, modelo JXA-8900RL, utilizando 15 KV de Tensão de Aceleração e 20 nA de Corrente de feixe. Foram analisados os seguintes elementos: SiO₂, FeO, MgO, K₂O, Na₂O, MnO, TiO₂, Cr₂O₃, V₂O₃ e P₂O₅ e seus respectivos padrões foram: quartzo, magnetita, óxido de magnésio (MgO), microclina/asbestos, jadeita, Mn-Hortonolita, rutilo, óxido de cromo (Cr₂O₃), óxido de vanádio (V₂O₃) e apatita.

Das contrapartes utilizadas para as LDPs e LDs foram selecionadas 25 amostras para geoquímica de rocha total e elementos traços, incluindo os elementos terras raras (ETR). Essas amostras foram enviadas para o *Acme Analytical Laboratories Ltd* em Vancouver, Canadá.

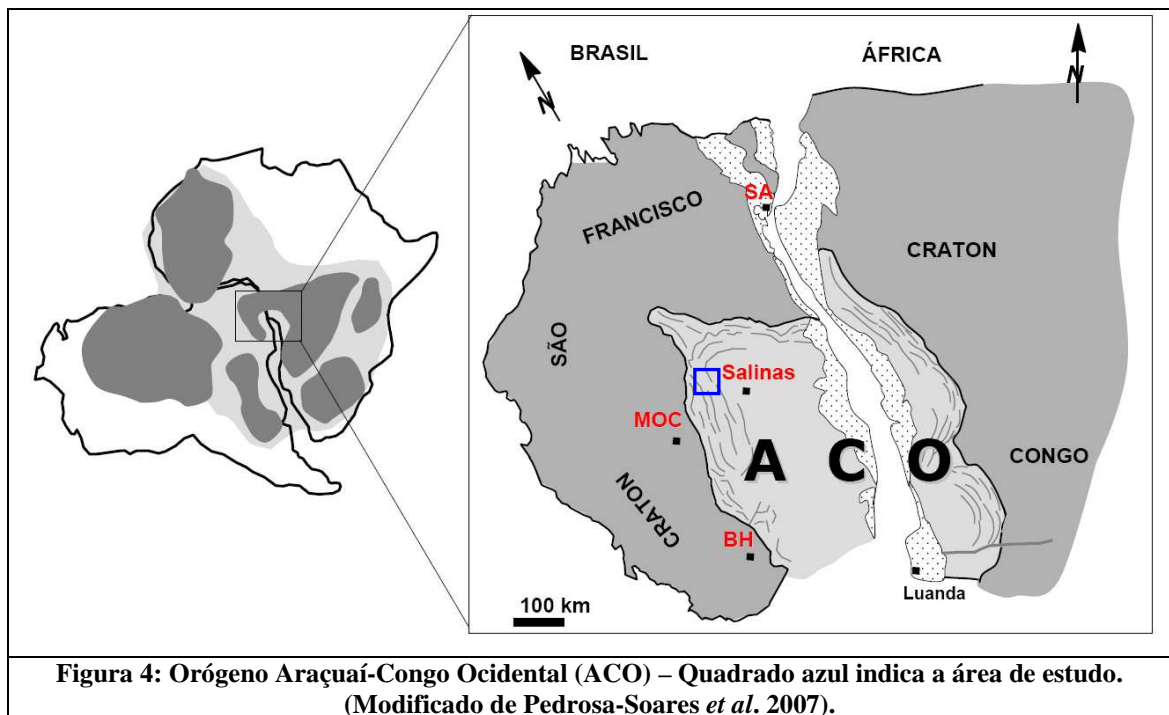
A análise dos óxidos é feita por espectrometria de emissão ICP, seguido por uma fusão de metaborato/tetraborato de Lítio e dissolvida em solução nítrica. O limite de detecção dos óxidos é de 0,01%, com exceção do Fe₂O₃ (0,04%) e Cr₂O₃ (0,02%). A perda ao fogo é calculada através da diferença de peso da amostras após ser submetida a 1.000°C, com limite de detecção de 0,1%.

Os ETR e elementos refratários são determinados por ICP-MS, seguido por uma fusão de metaborato/tetraborato de lítio e digestão em solução nítrica. Ainda, uma fração da amostra é dissolvida em água regia e analisada por ICP-MS para a detecção de metais preciosos e metais base. Esses elementos são fornecidos em partes por milhão (ppm).

CAPÍTULO 2 - GEOLOGIA REGIONAL

2.1 - Contexto Geotectônico

As áreas de enfoque encontram-se inseridas na porção norte de Minas Gerais, região geotectonicamente moldada pela orogenia brasiliana, no Neoproterozóico, entre os crátons São Francisco e Congo (Figura 4), que se insere no Orógeno Araçuaí-Congo Ocidental (Pedrosa-Soares & Noce 1998, Pedrosa-Soares & Wiedemann-Leonardos 2000, Pedrosa-Soares *et al.* 2001, 2007).



No Neoproterozóico, por volta de 900 Ma, o continente São Francisco-Congo começa a se quebrar (Pedrosa-Soares *et al.* 2007). O início desse processo é registrado por diques máficos da Suíte Pedro Lessa com aproximadamente 906 Ma (Machado *et al.* 1989), granitos anorogênicos da Suíte Salto da Divisa com idade aproximada de 875 Ma (Silva *et al.* 2008) e pelos xistos verdes basálticos do Membro Rio Preto da Formação Chapada Acauã (Gradim *et al.* 2005, Babinski *et al.* 2005), indicando a fase rifte da bacia Macaúbas. Nesse mesmo período, segundo Hoffman & Schrag (1999) e Rice *et al.* (2003) a Terra se encontrava em generalizada condição glacial.

Na fase rifte da bacia Macaúbas depositam-se as rochas das formações Matão, Duas Barras, Rio Peixe Bravo, pré-glaciais, e Serra do Catuni, Nova Aurora e a parte inferior da Formação Chapada Acauã, glaciogênicas (Pedrosa-Soares *et al.* 1992, 2010; Noce *et al.* 1997; Uhlein *et al.* 1998; Martins *et al.* 2008). Esse rifte evolui para margem passiva e assoalho oceânico, caracterizadas pela unidade superior da Formação Chapada Acauã e Formação Ribeirão da Folha. Essa última, além de conter seção vulcano-sedimentar oceânica, encaixa lascas de rochas metamáficas e metaultramáficas, e metaplagiogranito, ofiolíticas, que indicam formação de litosfera oceânica, pelo menos na parte meridional da bacia (Pedrosa-Soares *et al.* 1992; 1998, 2001, 2008, 2010; Queiroga *et al.* 2006, 2007).

A formação de crosta oceânica somente em parte da bacia sugere um ambiente tipo golfo, com forma semelhante a uma ferradura, permanecendo ligado ao norte pela ponte cratônica Bahia-Gabão (Pedrosa-Soares *et al.* 1992, 1998, 2001, 2007, 2008; Alkmim *et al.* 2006, 2007). A idade de 660 Ma para plagiogranitos no ofiolito Ribeirão da Folha, obtidas por Queiroga *et al.* (2007), balizam a época de geração de crosta oceânica na bacia precursora do Orógeno Araçuaí.

A inversão do movimento, que resulta no fechamento da bacia e formação do Orógeno Araçuaí, é atribuída às colisões envolvendo a península São Francisco e a placa Paraná ou Rio de La Plata por volta de 630 Ma (Alkmim *et al.* 2007). Alkmim *et al.* (2006) sugerem que essa colisão seja resultado de uma movimentação semelhantemente ao funcionamento de um quebra-nozes (Figura 5), com dissipação de tensões e acomodação de deformações através de riftes no interior das zonas cratônicas.

As idades de, aproximadamente, 900 Ma para a abertura e 630 Ma para o fechamento da bacia baliza a formação do Grupo Macaúbas e possibilita correlacionar a deposição das unidades glaciogênicas como sendo da glaciação Sturtiana.

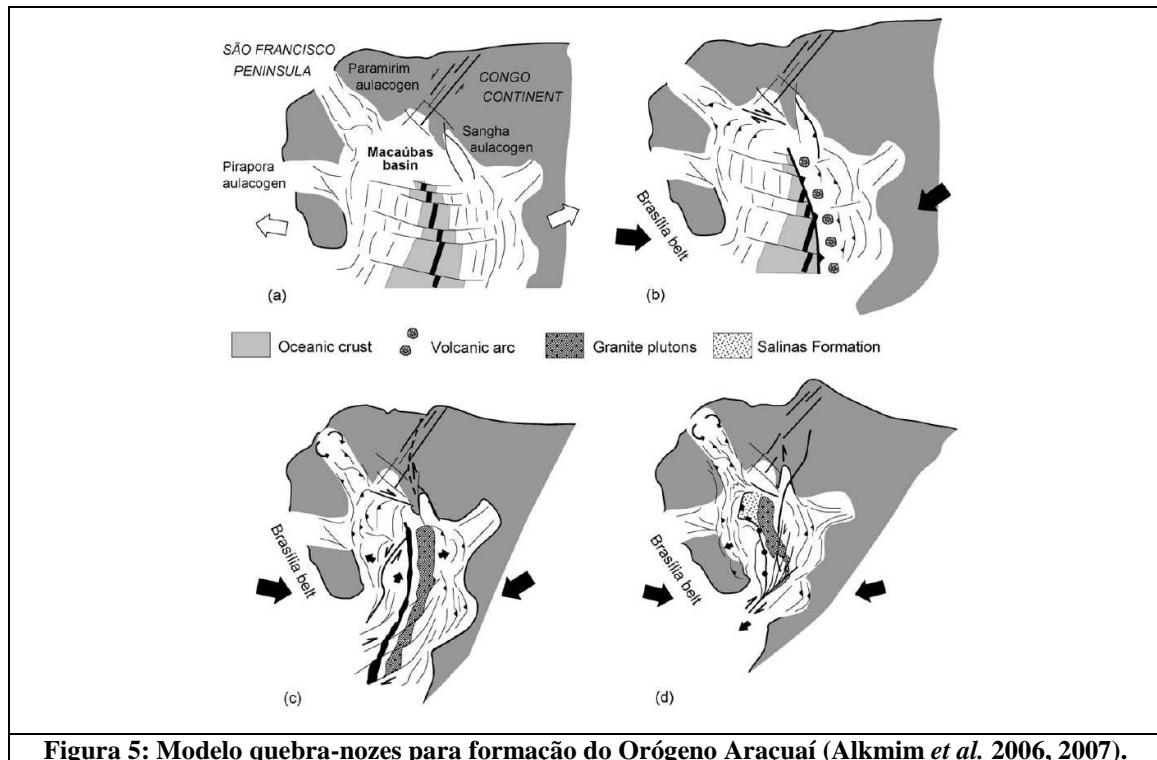


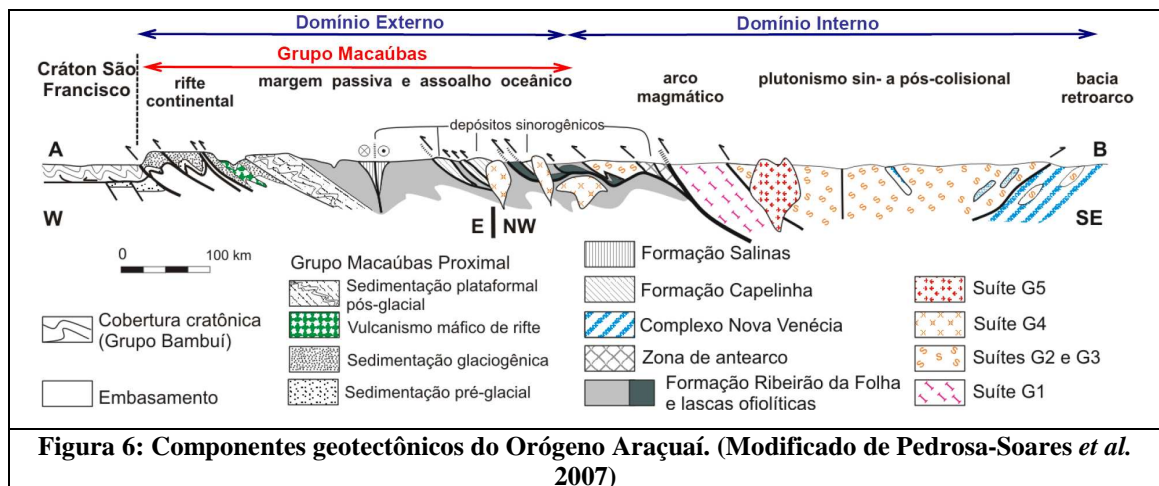
Figura 5: Modelo quebra-nozes para formação do Orógeno Araçuaí (Alkmim *et al.* 2006, 2007).

Durante a fase de convergência, Pedrosa-Soares *et al.* (2007) reconhecem quatro estágios orogênicos do Orógeno Araçuaí: pré-colisional (*ca.* 630 - 580 Ma) caracterizado por magmatismo tipo I do arco magmático, representado pela Suíte G1 e rochas vulcânicas do Grupo Rio Doce; sin-colisional (*ca.* 580 - 560 Ma) marcado pela deformação e metamorfismo regionais e granitogênese do tipo S, Suíte G2; tardi-colisional (*ca.* 560 - 530 Ma) com granitogênese também do tipo S, Suíte G3, atribuídas à fusão parcial de granitos G2 deformados; e pós-colisional (*ca.* 530 - 490 Ma) onde ocorrem processos deformacionais (Marshak *et al.* 2006, Alkmim *et al.* 2007) e plutonismo relacionados ao colapso gravitacional do Orógeno Araçuaí, com formação das suítes G4, do tipo S, e G5, do tipo I e A2.

Na configuração atual do Orógeno Araçuaí, Pedrosa-Soares *et al.* (2001) reconhecem três compartimentos tectônicos principais: domínio externo, caracterizado como faixa de dobramentos e empurrões; o domínio interno que é o núcleo metamórfico-anatético do orógeno; e a inflexão setentrional que contém segmentos destes dois domínios, mas apresenta feições tectônicas particulares (Figura 6).

As rochas do Grupo Macaúbas encontram-se no domínio externo do Orógeno Araçuaí (Figura 6), caracterizado por faixa de dobramentos e empurrões mostrando vergência para oeste, metamorfismo da fácies xisto verde a anfíbolito nas rochas supracrustais e ausência de magmatismo orogênico (Pedrosa-Soares *et al.* 2001, 2007). Estudos mais detalhados na área

de enfoque (Pedrosa-Soares *et al.* 1992; Uhlein 1991, 1995; Mourão *et al.* 1997; Marshak *et al.* 2006) reconheceram três conjuntos de estruturas relacionados à três fases de deformação. A primeira fase (D1), correspondente à deformação dúctil (Pedrosa-Soares *et al.* 1992), é caracterizada pela foliação regional (S1), de direção N-S e mergulho entre 20° e 50°, que é plano axial de dobras apertadas a isoclinais vergentes para oeste, no sentido do Cráton São Francisco. Nessa foliação também é observada importante lineação mineral e de estiramento de seixos, que assim como as dobras indicam transporte para oeste. A segunda fase (D2), marca a transição dúctil-rúptil (Pedrosa-Soares *et al.* 1992), e apresenta como principal característica uma clivagem de crenulação (S2) que mergulha para oeste com média de 45°. Essa clivagem de crenulação é plano axial de dobras assimétricas em cascata, vergentes para leste. Essa estruturação da segunda fase de deformação, contrária ao transporte tectônico da fase D1, deve-se a uma larga zona de cisalhamento normal que acomodou deslocamentos da porção interna do Orógeno Araçuaí durante o colapso gravitacional (Marshak *et al.* 2006). A terceira e última fase de deformação (D3), representa a deformação rúptil, caracterizada por dois sistemas de fraturas bem espaçadas, direcionados NW e NE, que parecem estar associados às grandes flexuras regionais.



2.2 - Estratigrafia

Desde o começo da década de 1930 o nome Macaúbas é usado como referência a uma unidade sedimentar que inclui rochas glaciogênicas do Precambriano (Moraes & Guimarães 1931). Os primeiros estudos de campo foram publicados por Moraes (1929) para descrever a sucessão de “filitos conglomeráticos, filitos, quartzitos e mica xistos que afloram no Rio

Macaúbas e Serra do Catuní”, a norte de Diamantina. Moraes & Guimarães (1932) nomearam essa sucessão de Formação Macaúbas e interpretaram os “filitos conglomeráticos” como rochas glaciogênicas metamorfisadas. Em 1932, Moraes notou a grande extensão de ocorrência da Formação Macaúbas após identificar uma espessa pilha de “filitos filoníticos altamente metamorfisados” associada a quartzito, xisto, e raras camadas de carbonato ao longo dos vales dos rios Jequitinhonha e Pardo. Moraes (1932) foi também o primeiro a sugerir a correlação entre a Formação Macaúbas e a Formação Jequitaí, de origem glacial, localizada no Cráton do São Francisco. Desde Schöll (1972) e Pflug & Schöll (1975) a designação Grupo Macaúbas (ao invés de formação) tem sido adotada. Almeida (1977) considerou o Grupo Macaúbas como o principal preenchimento do “geossinclinal tipo Alpino” que se tornou o cinturão Araçuaí após o evento orogênico Brasileiro, no Neoproterozóico.

Vários nomes, tais como filito conglomerático, filonito conglomerático, paraconglomerado, grauvasa conglomerática, mixtito e tilito foram usados para descrever os metadiamicíticos do Grupo Macaúbas até a década de 1970, refletindo algumas divergências (e diferentes interpretações) sobre a origem glaciogênica, mas principalmente sobre a evolução do conhecimento geológico e padronização de nomenclatura. É verdade que as unidades diamicíticas preservadas no Cráton São Francisco mostram as melhores evidências de glaciação, apesar das pequenas áreas de ocorrência. A Formação Jequitaí inclui sedimentos glacio-terrestres e estruturas preservadas da deformação orogênica (e.g., Isotta *et al.* 1969; Viveiros & Walde 1976; Walde 1976; Rocha-Campos & Hasui 1981; Gravenor & Monteiro 1983; Karfunkel & Hoppe 1988; Martins-Neto *et al.* 1999; Uhlein *et al.* 1999; Karfunkel *et al.* 2002; Martins-Neto & Hercos 2002), e tem idade máxima de sedimentação por volta de 800 Ma (U-Pb LA-ICPMS, zircão detrítico; Rodrigues 2008). O diamicítico Carrancas tem poucos afloramentos com evidências claras de origem glacial, mas é recoberto por carbonatos da cobertura cratônica de *c.* 740 Ma (Schöll 1972; Babinski *et al.* 2007a).

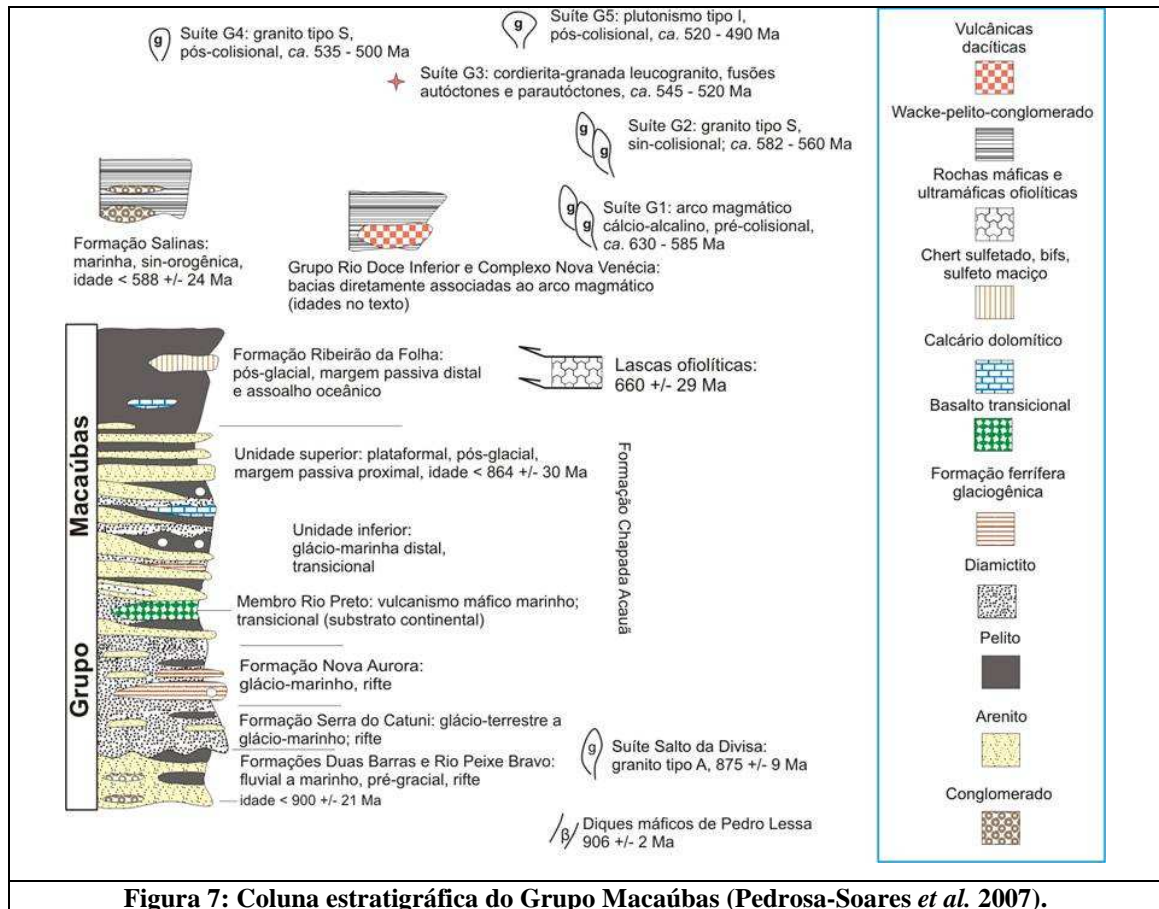
Por outro lado, a maior parte dos metadiamicíticos do Grupo Macaúbas representa depósitos subaquosos que foram muito deformados e metamorfisados, impedindo o reconhecimento de evidências de glaciação. Todavia, as áreas de ocorrência, a estratigrafia regional, a idade Neoproterozóica e a origem glacial desses metadiamicíticos parecem ser comprovadas pelos dados apresentados, por exemplo, por Hettich (1975, 1977), Karfunkel & Karfunkel (1976, 1977), Hettich & Karfunkel (1978), Viveiros *et al.* (1979), Karfunkel *et al.* (1984, 1985), Karfunkel & Hoppe (1988), Mourão & Pedrosa-Soares (1992), Pedrosa-Soares

et al. (1992, 1998, 2000, 2008), Grossi-Sad *et al.* (1997a), Noce *et al.* (1997), Uhlein *et al.* (1998, 1999, 2007), Babinski *et al.* (2005, 2007b), Gradim *et al.* (2005) e Martins (2006).

Dentre todos os trabalhos já realizados no Grupo Macaúbas se destaca o de Viveiros *et al.* (1978) que identificaram as formações Rio Peixe Bravo e Nova Aurora, essa última contendo unidades ferruginosas, por sua vez individualizadas no Membro Riacho Poções.

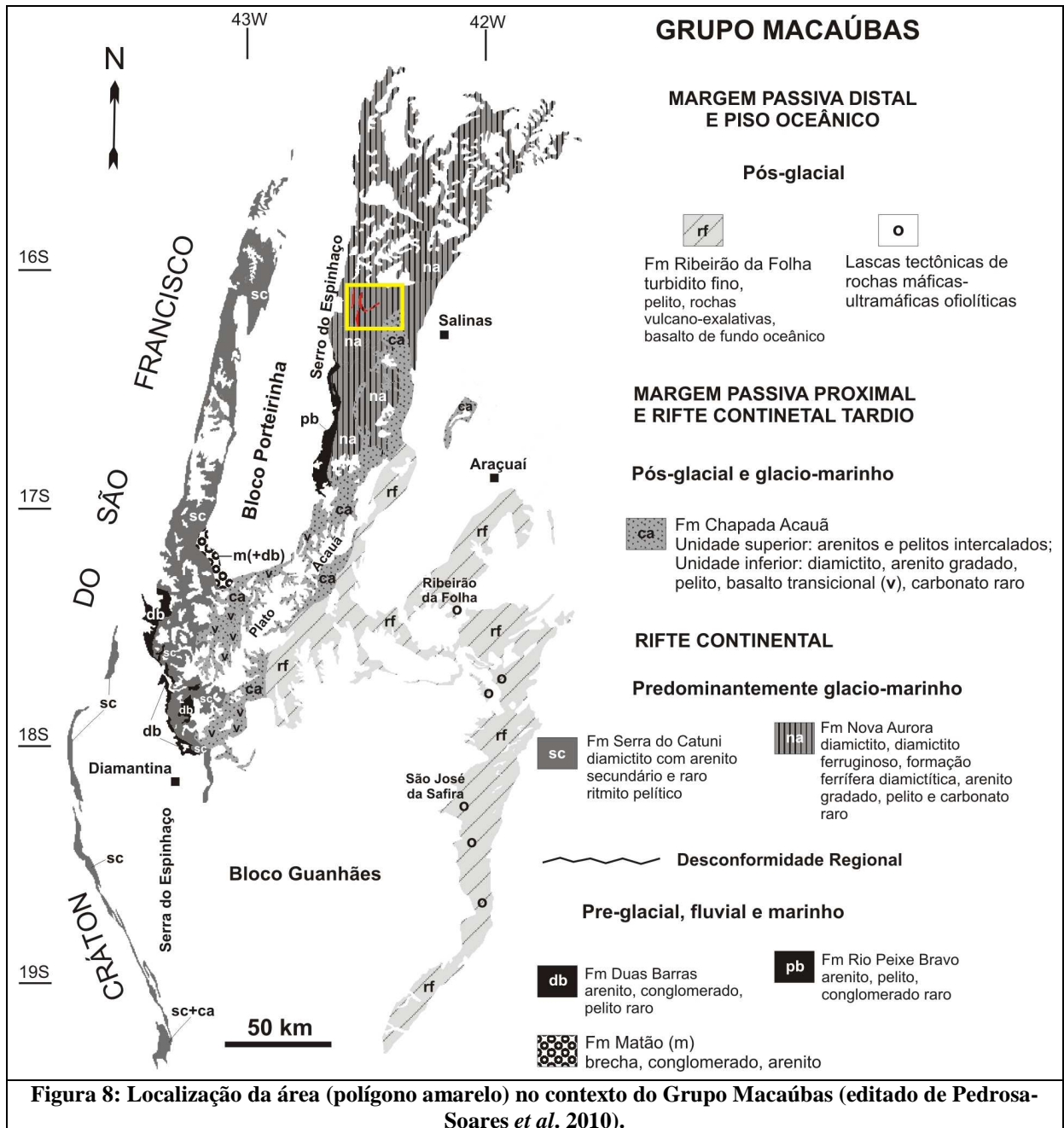
O Grupo Macaúbas tem três unidades portadoras de diamictitos que tem sido interpretadas como depósitos glaciogênicos: as formações Serra do Catuni, Nova Aurora e Chapada Acauã Inferior (Pedrosa-Soares *et al.* 2010). A Formação Serra do Catuni tem sido considerada como de origem glacial, em ambiente marinho proximal, devido à grande quantidade de diamictito maciço, com zonas enriquecidas em clastos caóticos, ocorrência de clastos facetados e estriados na forma de ferro de engomar, sedimentos finos escassos e correlação com os depósitos glacio-terrestres da Formação Jequitaí no Cráton do São Francisco (Pedrosa-Soares *et al.* 2010). A Formação Nova Aurora tem características sedimentares, tais como deposição cíclica de sedimentos grossos a finos, acamamento gradado, contatos erosivos entre ciclos e estruturas de carga, que são evidências de sedimentação por fluxos de detritos e correntes turbidíticas em ambiente glacio-marinho distal (Pedrosa-Soares *et al.* 2010).

A estratigrafia utilizada para o Grupo Macaúbas nesse trabalho é resultado do mapeamento efetuado pelo Projeto Espinhaço (convênio entre IGC-UFMG e CODEMIG-SEME, Noce *et al.*, 1997), e revisado por Pedrosa-Soares *et al.* (2007), Uhlein *et al.* (2007) e Pedrosa-Soares *et al.* (2010), e compõe-se das formações Matão, Duas Barras e Rio Peixe Bravo, pré-glaciais, Serra do Catuni, Nova Aurora, Chapada Acauã Inferior, glaciogênicas, e Chapada Acauã Superior e Ribeirão da Folha, pós-glaciais (Figura 7).



Dois blocos de embasamento soerguidos dividem a ocorrência do Grupo Macaúbas em três setores com registros estratigráficos diferentes preservados de erosão: setor Norte, relacionado ao bloco Porteirinha; setor central, localizado entre os paralelos $17^{\circ}20'S$ e $18^{\circ}S$; e setor Sul, relacionado ao bloco Guanhões (Figura 8).

O trabalho foi realizado somente no domínio da Formação Nova Aurora a leste do bloco Porteirinha, setor Norte (Figura 8). Nessa região a Formação Nova Aurora cobre a Formação Rio Peixe Bravo, e é parcialmente sobreposta pela Formação Chapada Acauã Superior. A Formação Nova Aurora será caracterizada a seguir.



2.2.1 - Formação Nova Aurora

A Formação Nova Aurora, que recobre a Formação Rio Peixe Bravo, pré-glacial, pode ser interpretada como uma correlação distal da Formação Serra do Catuni e, em parte, uma equivalente lateral da Formação Chapada Acauã Inferior (Pedrosa-Soares *et al.* 2010).

Essa formação é composta principalmente por metadiamicritos, com intercalações de quartzitos e filitos, e ainda pelas camadas ferruginosas do Membro Riacho Poções, composto essencialmente de metadiamicrito hematítico com intercalações de quartzito e filito

hematíticos (Viveiros *et al.*, 1978). Dados de furos de sonda e perfis de campo sugerem que a porção basal da Formação Nova Aurora seja composta essencialmente pelas unidades ferruginosas, seguidas por pacote de metadiamicrito não ferruginoso. A espessura de toda a pilha já foi estimada entre 1000 e 3000 m, sendo difícil uma avaliação precisa devido à intensa e complexa deformação regional (Viveiros *et al.* 1978; Grossi-Sad *et al.* 1997a, Uhlein *et al.* 1998, 1999).

A deformação regional tem forte influência na interpretação da constituição e estruturação do Membro Riacho Poções. Viveiros *et al.* (1978) interpretam os metadiamicritos hematíticos como um nível ferruginoso dobrado em sinclinal e anticlinal conjugado. Mourão & Grossi-Sad (1997) interpretam o Membro Riacho Poções como dois horizontes hematíticos principais que se mostram dobrados, um deles em sinclinal e anticlinal e outro, em braquissinclinal.

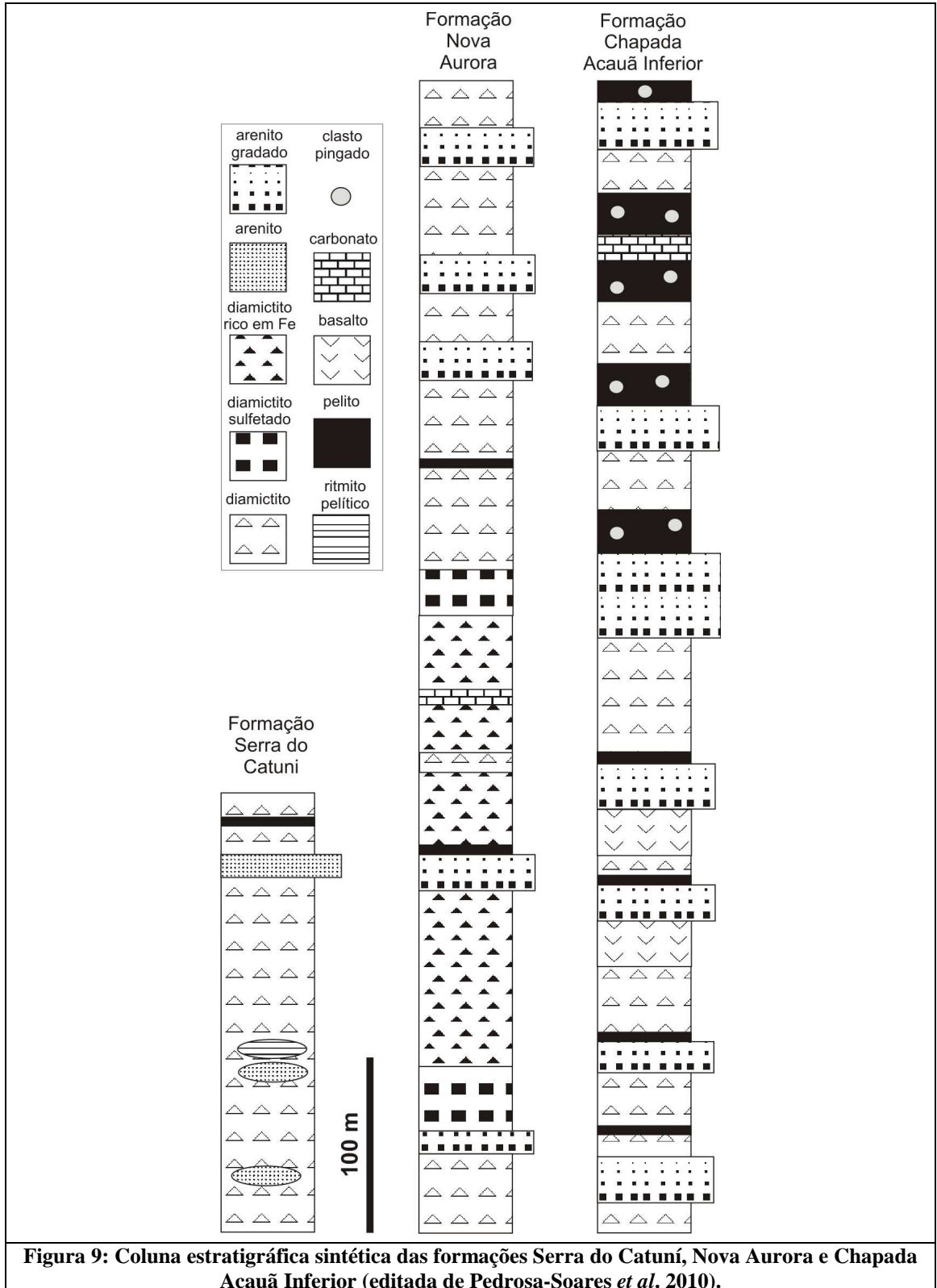
Independentemente da quantidade de hematita e magnetita, os metadiamicritos são compostos por matriz de quartzo na granulometria areia fina a grossa, com quantidades inversamente proporcionais de muscovita e hematita e/ou magnetita, e ainda, clorita, biotita, epidoto, plagioclásio, apatita, granada e turmalina. Apresenta clastos de quartzo, quartzito, filito, rocha carbonática, granitóide, xisto e filito carbonoso. Na maior parte das vezes os clastos encontram-se estirados paralelamente a foliação, mas em zonas de menor deformação, estes clastos são angulares a perfeitamente arredondados. Deformados ou indeformados, os clastos apresentam grande variação de granulação, com tamanhos variando desde grânulos a matações com até 1m de diâmetro (Mourão & Grossi-Sad, 1997).

O contato entre os diamicritos não ferruginosos e o Membro Riacho Poções ocorre de maneira gradacional, com aumento na quantidade de hematita/magnetita na matriz. A espessura do Membro Riacho Poções foi estimada por Viveiros *et al.* (1978) como sendo de até 600m (Figura 9). Localmente encontram-se lentes com até poucos metros de rocha carbonática entre os metadiamicritos sem ferro e os metadiamicritos ferruginosos (Pedrosa-Soares *et al.* 2010).

As rochas da Formação Nova Aurora foram metamorfisadas no fácies xisto verde, zona da granada.

A interpretação da origem glaciomarinha dos metadiamicritos Nova Aurora, no contexto do Grupo Macaúbas, tem sido plenamente aceita na literatura (e.g., Viveiros *et al.* 1978; Karfunkel *et al.* 1985; Karfunkel & Hope 1988; Pedrosa-Soares *et al.* 1992, 2007, 2010; Mourão & Grossi-Sad 1997; Noce *et al.* 1997; Uhlein *et al.* 2007), embora já tenha sido refutada ou colocada em dúvida por alguns autores (Cobra 1969; Schmidt, 1972; Uhlein *et al.*

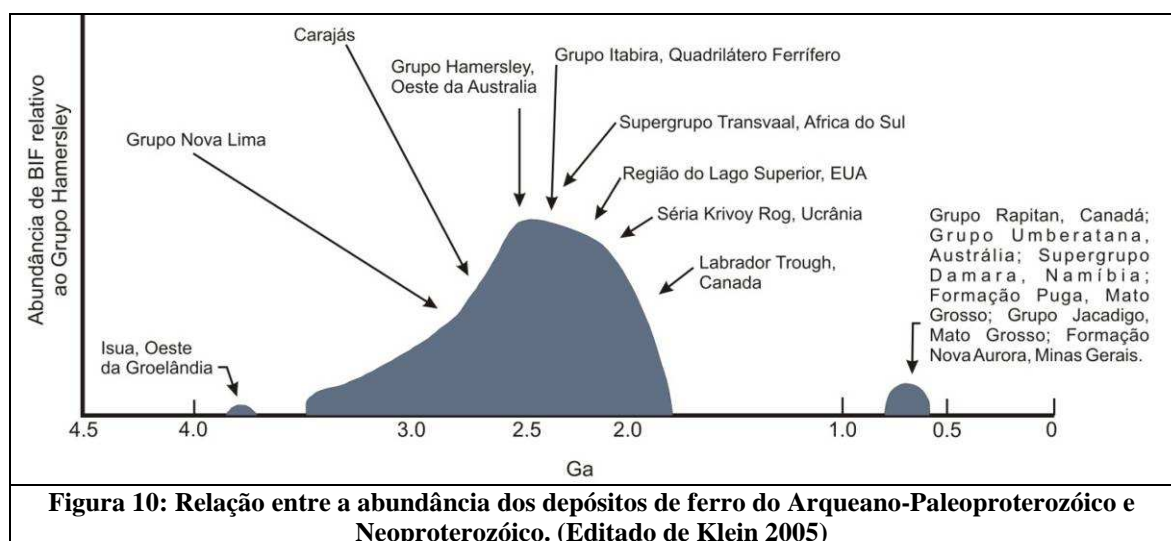
1998). As principais evidências para a deposição em ambiente glacio-marinho, apontadas por Roque *et al.* (1997), são: grande espessura e extensão superficial, relativa homogeneidade litológica, clastos de tamanho e forma variados e não identificação de clastos estriados. Para oeste a Formação Nova Aurora é composta, da base para o topo, por xisto conglomerático, metadiamicrito areno-siltico, xisto conglomerático, quartzito gradado e metadiamicrito areno-siltico com intercalações de quartzito (Pedrosa-Soares & Oliveira 1997). As associações litológicas e estruturas sedimentares, tais como acamamento granodecrescente observado nas intercalações de quartzito, a diminuição e escasseamento dos seixos no sentido do topo dos metadiamicritos e o aparecimento de maior número de lentes quartzíticas gradadas nas porções superiores dos metaruditos, são evidências de que a Formação Nova Aurora representa depósitos marinhos de natureza turbidítica, sedimentados por correntes de alta densidade canalizadas, em ambiente de plataforma profunda (Pedrosa-Soares & Oliveira 1997).

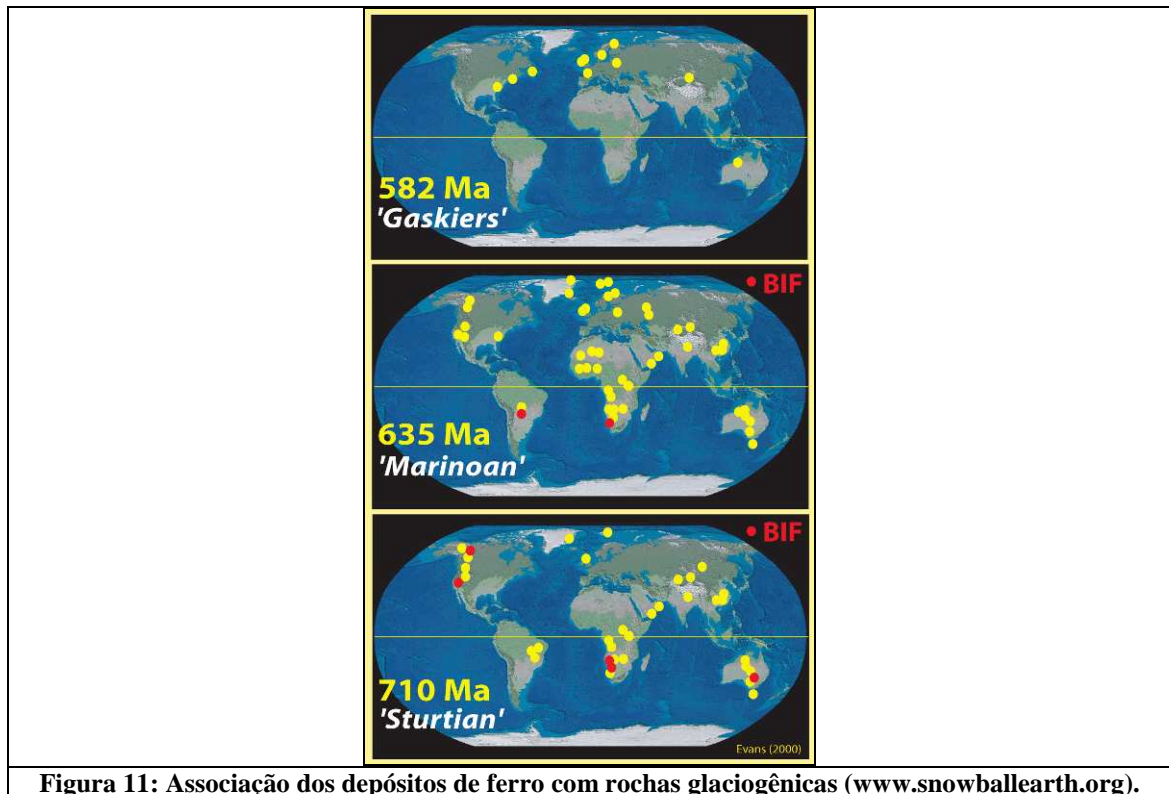


CAPÍTULO 3 - DEPÓSITOS DE FERRO DO NEOPROTEROZÓICO

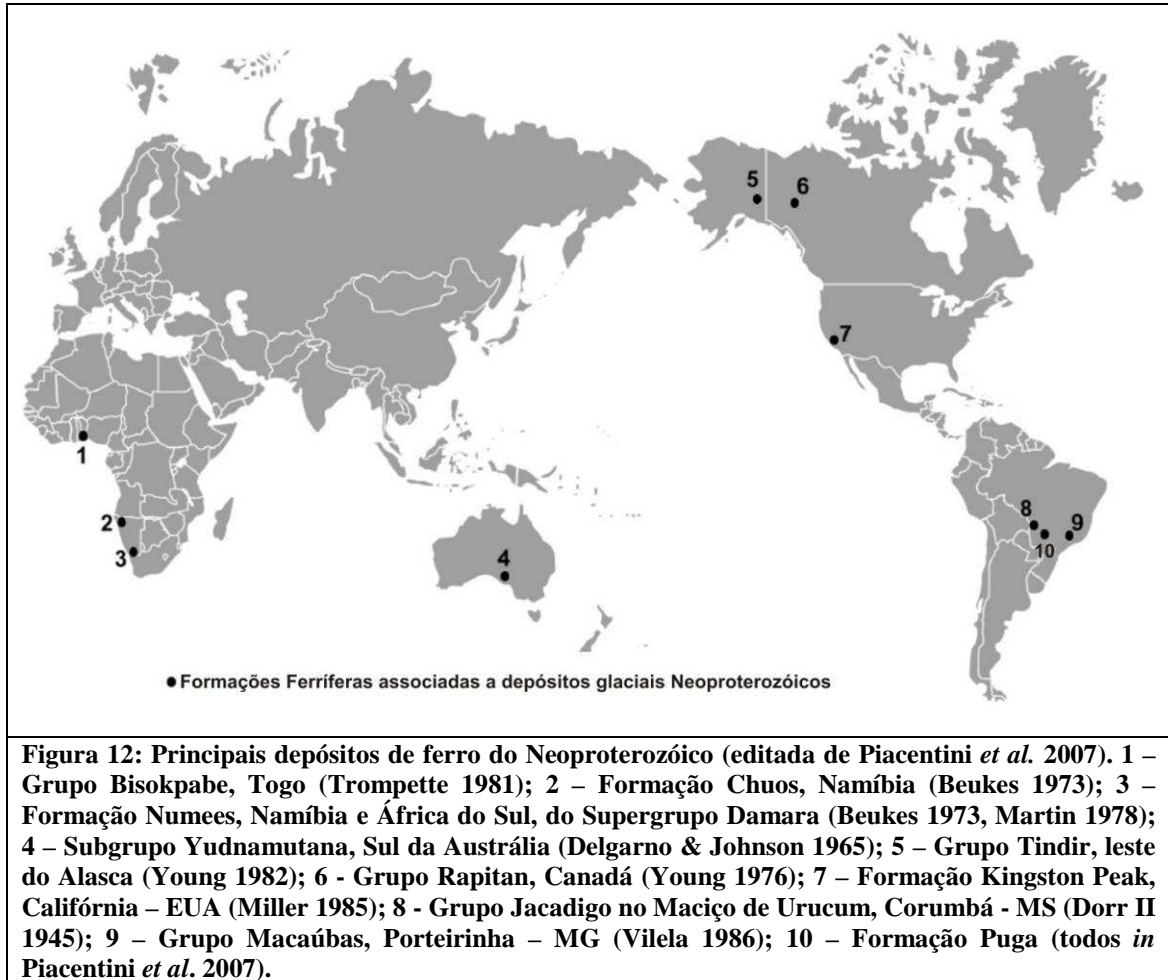
Depósitos de ferro do Neoproterozóico são mundialmente conhecidos e despertam interesse, dentre outros fatores, pela sua ocorrência peculiar na tabela do tempo geológico (Figura 10). Esses depósitos indicam um hiato de aproximadamente 1,0 Ga após a formação dos últimos grandes depósitos de ferro do Paleoproterozóico (*ca.* 1,8 Ga). Outra característica marcante é a associação de formações ferríferas com rochas glaciogênicas neoproterozóicas (Figura 11), como diamictitos e camadas com clastos pingados (Klein & Beukes 1993b; Klein e Ladeira 2004). Contudo, essa associação ainda é motivo de investigação quanto à gênese desses depósitos e sua relação com eventos glaciais. Embora apresentem, em média, volume e teor menores que os depósitos arqueanos e paleoproterozóicos (Clout & Simonson 2005), os depósitos de formação ferrífera neoproterozóicos têm despertado interesse crescente no cenário econômico mundial.

A mineralogia dos depósitos do Neoproterozóico também é diferente da mineralogia dos depósitos do Arqueano e Paleoproterozóico. Enquanto as formações ferríferas mais velhas podem ter uma composição complexa com quartzo (chert), magnetita, hematita, carbonatos (principalmente siderita e ankerita), e silicatos (greenalita, minnesotaita e stipnomelano), as mais novas são compostas predominantemente de chert e hematita, localmente com óxidos de manganês (Klein & Beukes 1993).





Entre os depósitos de ferro neoproterozóicos (Figura 12) estão os dos grupos Rapitan, na região nordeste do Canadá (Young 1976, Klein & Beukes 1993), e Umberatana, no sul da Austrália (Lottermoser & Ashley 2000), e do Supergrupo Damara, na Namíbia (Beukes 1973). No Brasil são exemplos os depósitos da Formação Puga (Piacentini *et al.* 2007) e Grupo Jacadigo (Klein & Ladeira 2004), no Mato Grosso do Sul, e Formação Nova Aurora, no norte de Minas Gerais (Viveiros *et al.* 1978, Vilela 1986, Pedrosa-Soares *et al.* 2010).



3.1 - Grupo Rapitan

Os depósitos de ferro neoproterozóicos mais conhecidos e estudados estão no Grupo Rapitan, localizado no nordeste do Canadá, nos territórios de Yukon e Noroeste, onde afloram principalmente nas montanhas Wernercke e Mackenzie.

Desde a década de 70, através de correlação com rochas de idade comprovada, sugere-se que o Grupo Rapitan tenha sido depositado no Proterozóico Superior (Gabrielse *et al.* 1973, *in* Young 1976). Posteriormente a idade de deposição do Grupo Rapitan foi estimada em torno de 755 Ma e 730 Ma, através de datação U-Pb em zircão de clastos de granito nos diamictitos da formação intermediária do Grupo Rapitan (Ross 1992 *in* Klein & Beukes 1993) e $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ de conduto de brecha uranífera que corta as rochas acima do Grupo Rapitan (Archer *et al.* 1986 *in* Klein & Beukes 1993).

O Grupo Rapitan foi melhor estudado na área do Rio Redstone por Young (1976) e do Rio Snake (Figura 13) por Klein & Beukes (1993).

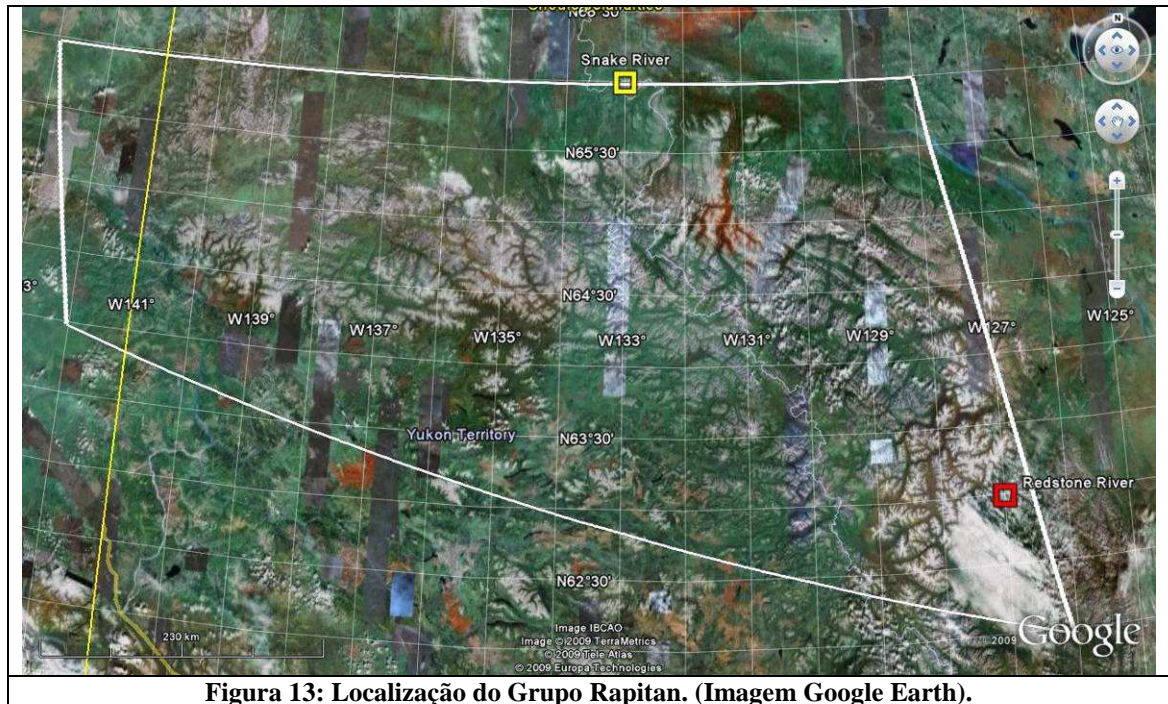


Figura 13: Localização do Grupo Rapitan. (Imagem Google Earth).

Upitis (1966 *in* Young 1976) propôs subdividir o Grupo Rapitan, na região do Rio Redstone, nos subgrupos Rapitan Inferior, Médio e Superior (Figura 14). O Subgrupo Rapitan Inferior, com aproximadamente 400 m de espessura, é composto predominantemente por argilito laminado de coloração roxa com intercalações de siltito e arenito (localmente carbonático), e camadas de espessura variada de conglomerado polimítico. No topo do Subgrupo Rapitan Inferior o argilito encontra-se em contato gradacional com formação ferrífera composta por hematita e jaspe laminados. Clastos pingados são encontrados tanto no argilito como na formação ferrífera. O Subgrupo Rapitan Médio, com cerca de 500 m de espessura, é composto principalmente por mixtito, roxo nos primeiros metros da base, passando para cinza para o topo. A presença de clastos estriados indica transporte por geleira. O Subgrupo Rapitan Superior, com espessura média de 600 m, é caracterizado por folhelhos escuros com siltitos intercalados e rocha carbonática subordinada.

Young (1976) interpretou que essa seqüência foi depositada em ambiente glacio-marinho, sendo que o Subgrupo Rapitan Inferior representa sedimentação distal em águas calmas e a presença de clastos pingados indica a presença de pacotes de gelo flutuantes (*icebergs*). O Subgrupo Rapitan Médio seria resultado do grande fluxo de sedimentos carregados no degelo e o Subgrupo Rapitan Superior representaria depósitos da transgressão pós-glacial.

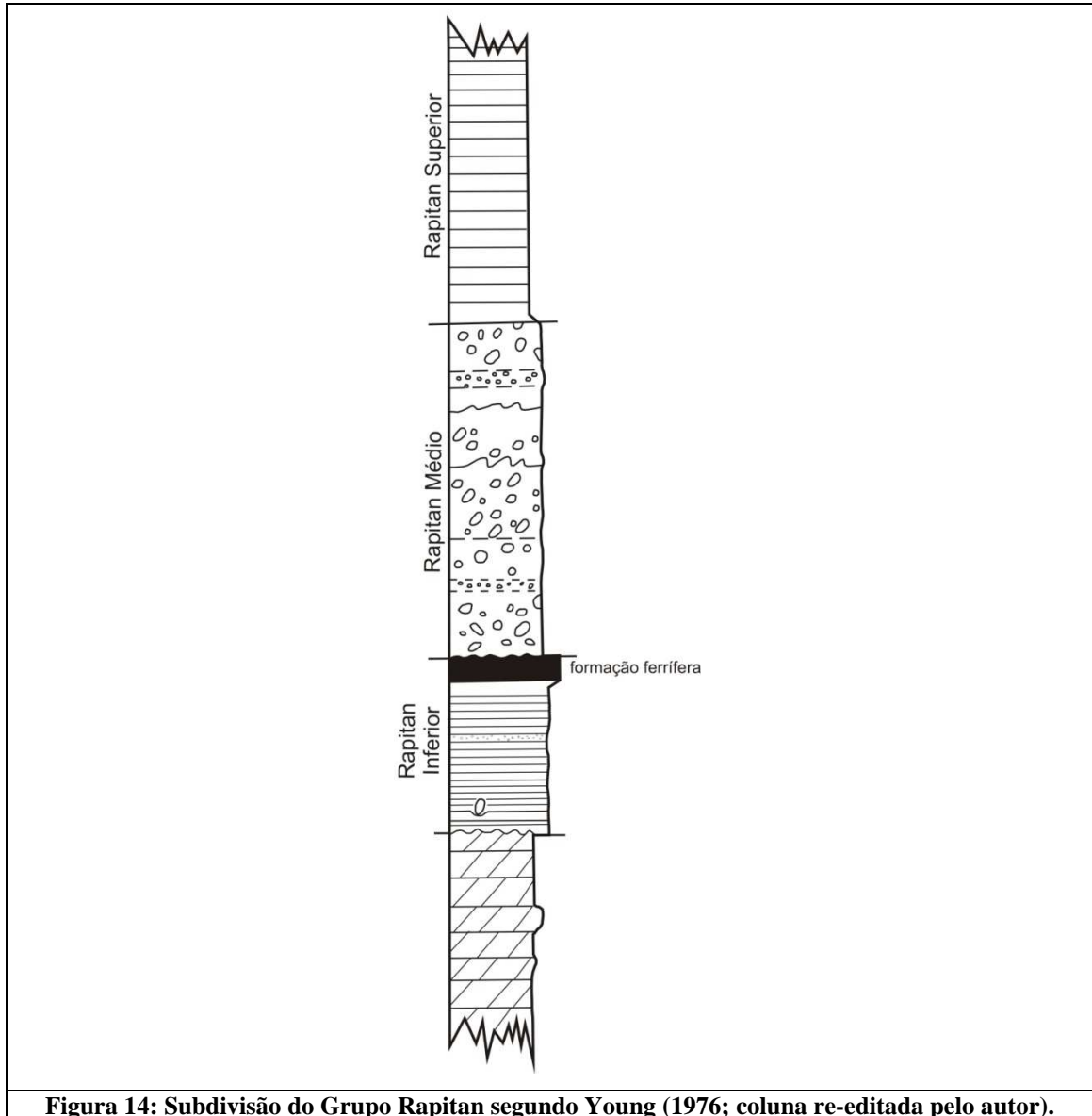
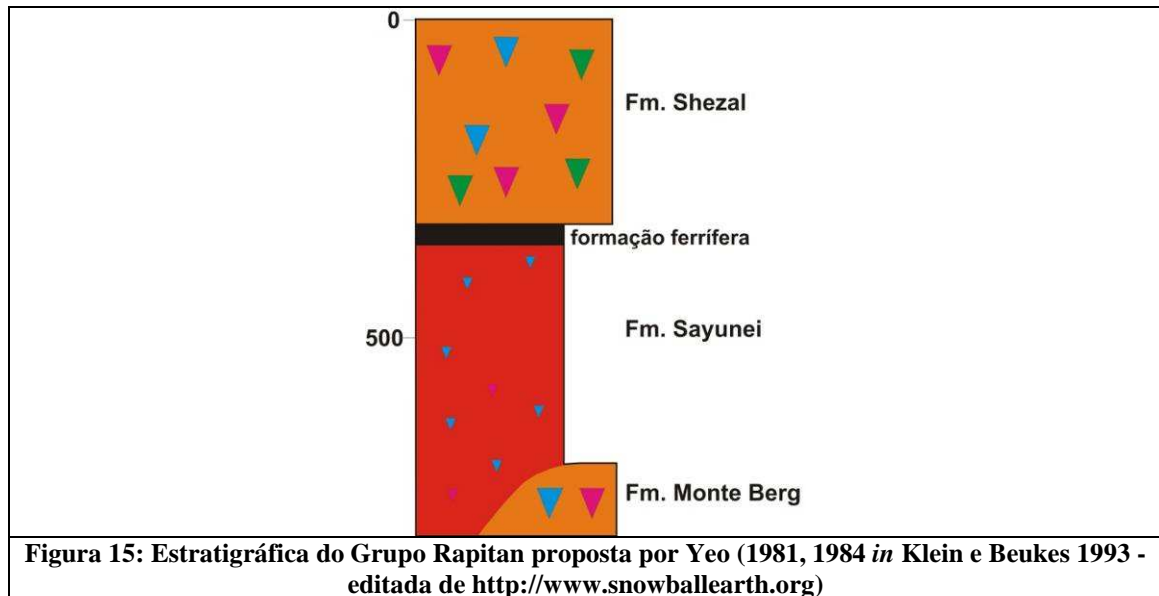


Figura 14: Subdivisão do Grupo Rapitan segundo Young (1976; coluna re-editada pelo autor).

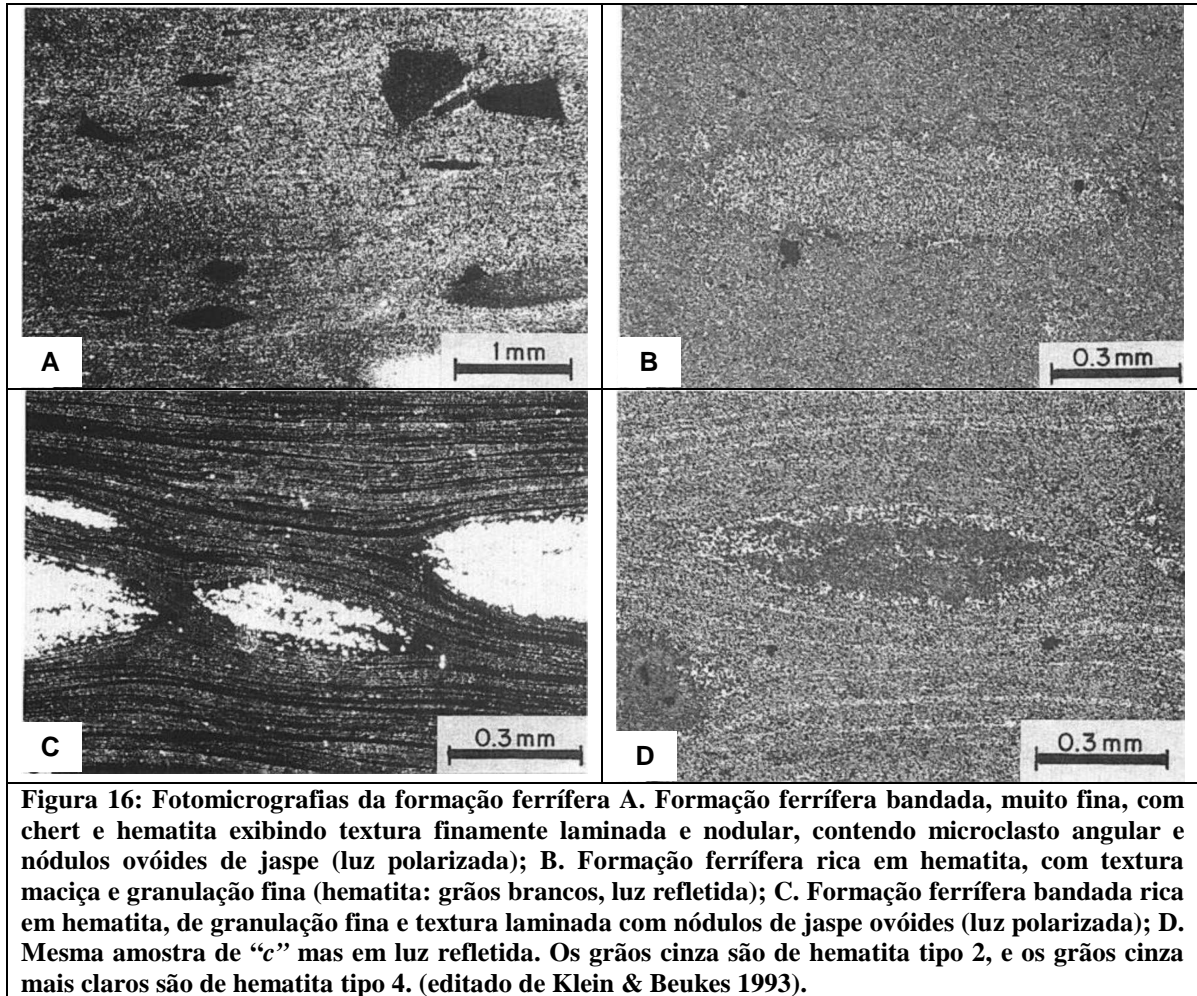
Na região do Rio Snake, a subdivisão estratigráfica proposta por Yeo (1981, 1984 *in* Klein e Beukes 1993) para o Grupo Rapitan, da base para o topo, é a seguinte (Figura 15): Formação Monte Berg, composta essencialmente por mixtito; Formação Sayunei, formada por ritmito siltoso com formação ferrífera no topo; e Formação Shezal, outra unidade de mixtito. A formação ferrífera na Formação Sayunei está interdigitada lateralmente com rochas siliciclásticas, com contatos bruscos, sugerindo deposição em condições diferentes para a formação ferrífera e as rochas siliciclásticas.

Macroscopicamente a formação ferrífera é composta por hematita fina cimentada por microquartzo (Beukes 1983 *in* Klein e Beukes 1993). Ocorre principalmente na forma de formação ferrífera nodular (FFN), composta por hematita fina com nódulos de jaspe

dispersos. Menos freqüentemente pode ocorrer formação ferrífera bandada nodular (FFBN) e formação ferrífera bandada (FFB). A primeira variedade ocorre quando há alternância de bandas ricas em nódulos de jaspe com bandas pobres, enquanto a segunda ocorre quando os nódulos de jaspe se juntam e formam bandas de jaspe. Repetições cíclicas são observadas com gradação de FFN para FFBN, a qual, por sua vez, grada para FFB (Klein & Beukes 1993).

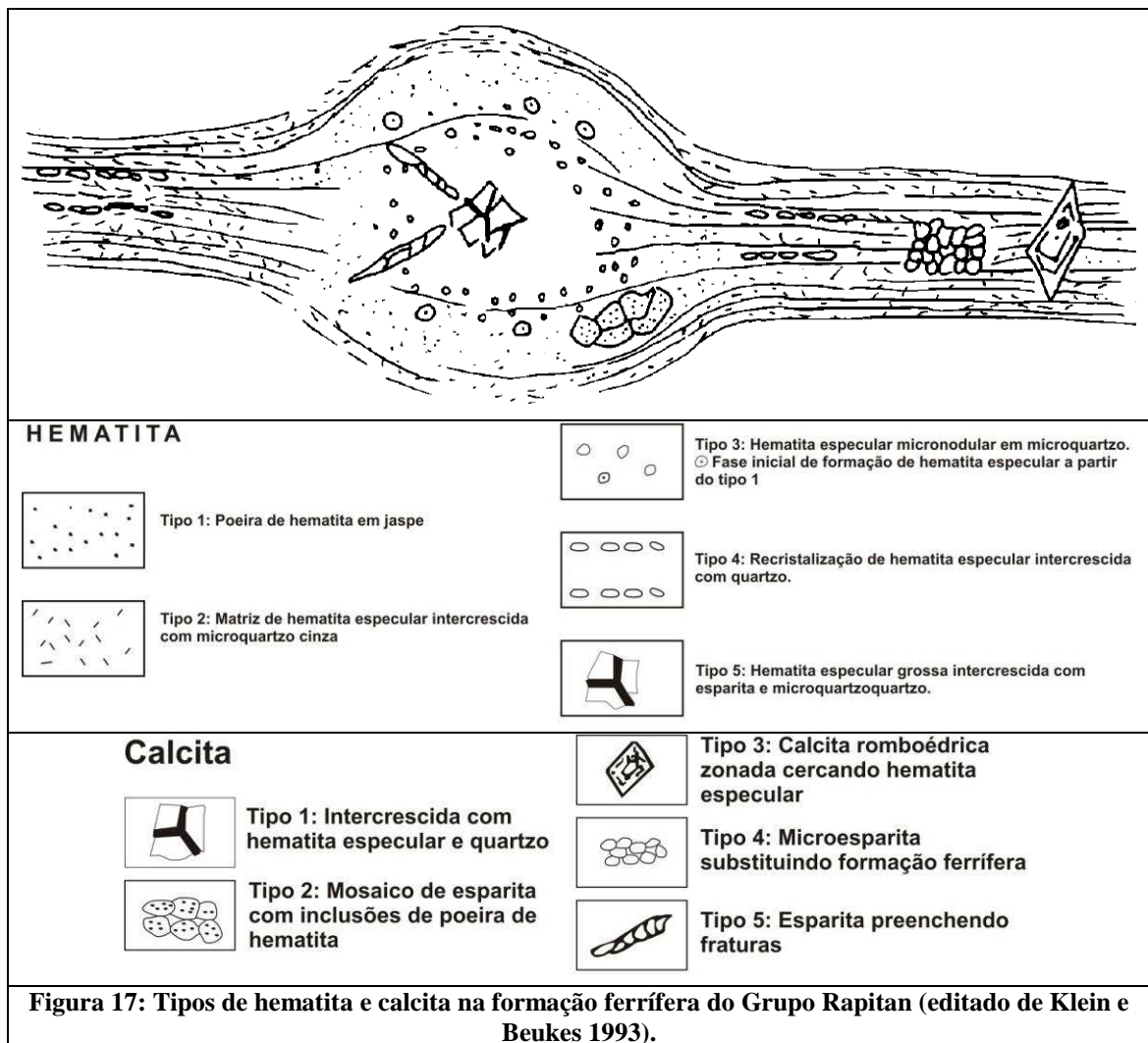


Microscopicamente, a formação ferrífera apresenta pouca variação, estando presente principalmente microquartzo (na forma de jaspe ou chert) e hematita (Figura 16 A, B, C e D). Pode ter textura maciça à finamente laminada (Figura 16 B e C), com nódulos de chert, jaspe e hematita, sendo os que os dois primeiros são considerados como características do começo da diagênese devido à compactação diferencial da laminação ao seu redor (Figura 16 C e D).



Apesar da mineralogia simples, basicamente quartzo e hematita, esta última formação ferrífera (Fig. 16C e D) tem cinco variedades de hematita, denominadas tipo 1, tipo 2, tipo 3, tipo 4 e tipo 5 (Figura 17). O tipo 1, o mais fino, composto por pó de hematita em nódulos de jaspe, ocorre em laminações menos compactadas pela diagênese e representa o sedimento primário. O tipo 2, variedade mais abundante, é constituído por hematita especular de granulometria fina ou uma matriz de agulhas de hematita especular intercrescida entrelaçadamente com microquartzo, geralmente em laminações mais compactadas. O tipo 3 é constituído por pequenos pseudoclastos de hematita em cimento de microquartzo. Os tipos 2 e 3 são do início da diagênese, correspondendo a compactação e cimentação por quartzo, respectivamente. O tipo 4 parece ser produto da recristalização do tipo 2, caracterizado por hematita especular de granulação mais grossa intercrescida com quartzo, e é interpretado como sendo da diagênese tardia. O tipo 5 é a variedade mais grossa, composto por palhetas de hematita especular intercrescida com calcita e microquartzo, todos três são substituições tardias de nódulos de chert e indica alteração pós deposicional.

Além de quartzo e hematita, há também cinco variedades de carbonato, todos de substituição tardia (Figura 17). O tipo 1 é representado por esparita euédrica a subédrica intercrescida com agulhas de especularita. O tipo 2 forma mosaico de esparita que substituiu jaspe ou quartzo, assim como o tipo 4 (no entanto, esse último trata-se de microesparita). O tipo 3 ocorre como esparita euédrica com hematita especular. O tipo 5 se caracteriza por esparita que preenche fraturas.



Análises geoquímicas de amostras das formações ferríferas acima descritas, apresentadas por Klein & Beukes (1993), revelam quantidades significativas somente de SiO_2 , Fe_2O_3 e CaO . Essa composição química reflete a mineralogia simples da formação ferrífera, composta essencialmente por quartzo, hematita e calcita. O aumento na quantidade de Al_2O_3 resulta do fornecimento de material detrítico em rochas siliciclásticas (Figura 18). As análises

de elementos terras raras (ETR) nas amostras de formação ferrífera mostram enriquecimento nos ETR pesados, sem anomalia de európio e com anomalia muito baixa de cério (Figura 19). Esse padrão é semelhante à composição da água do mar e sugere significativa diluição de soluções hidrotermais que seriam a fonte do ferro.

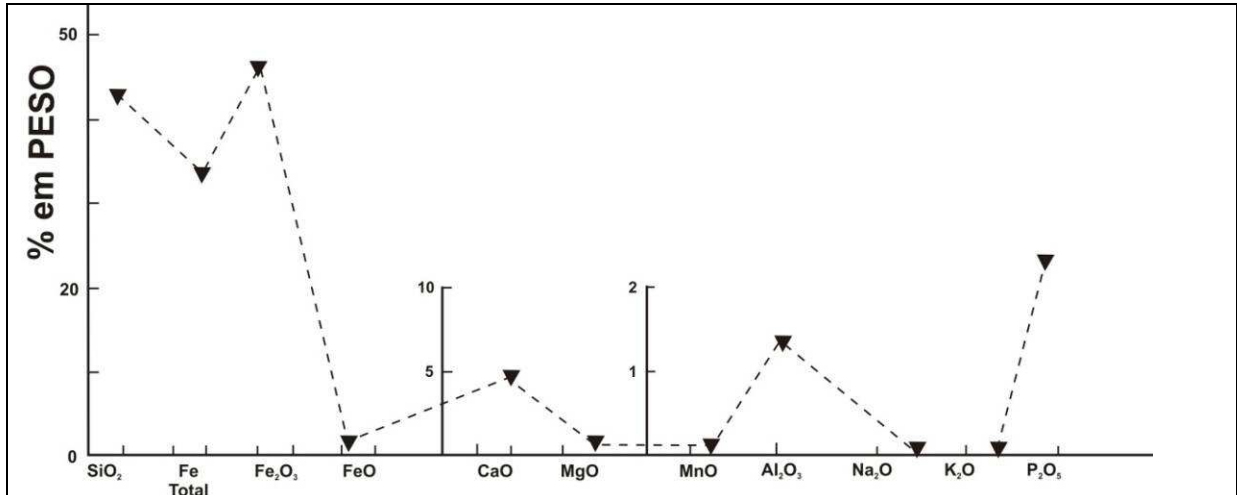


Figura 18: Distribuição dos elementos maiores da formação ferrífera do Grupo Rapitan (Klein & Beukes 1993).

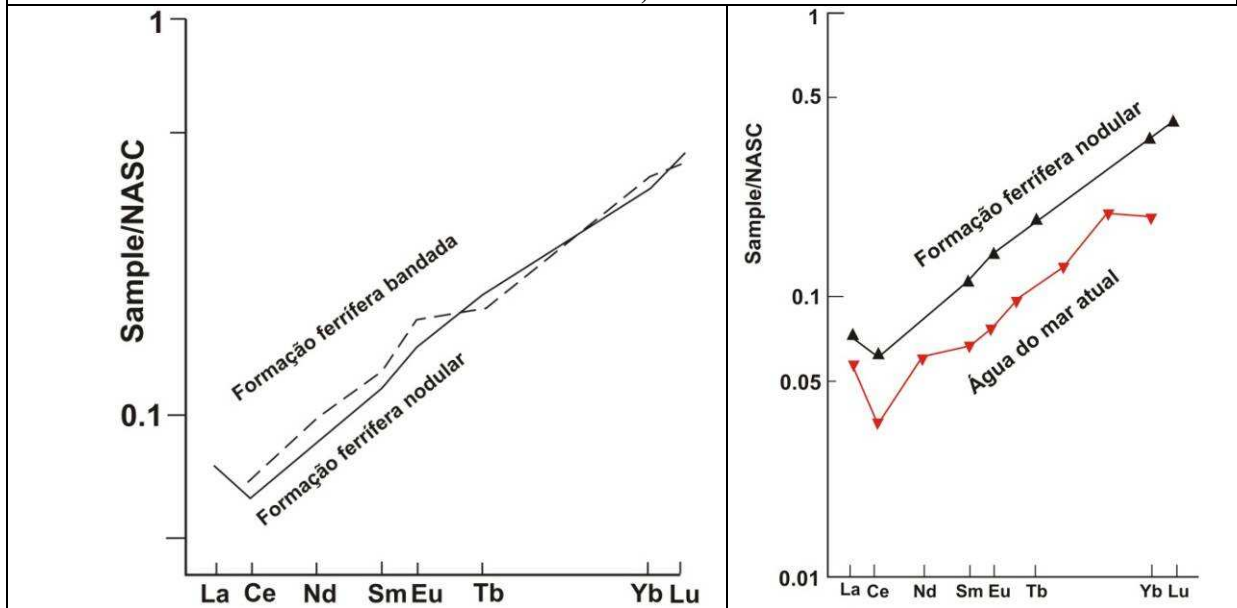
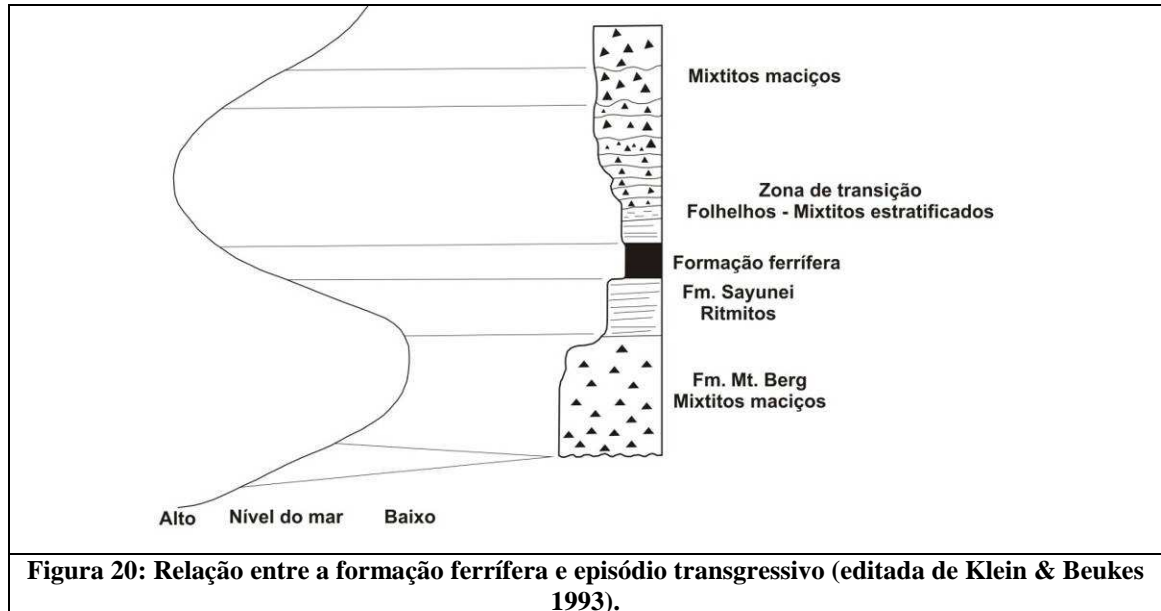


Figura 19: Distribuição dos elementos terras raras da formação ferrífera do Grupo Rapitan (editada de Klein & Beukes 1993).

Assim como a interpretação de Young (1976), Klein & Beukes (1993) também afirmam que a presença de clastos pingados e clastos facetados na formação ferrífera é evidência suficiente para sugerir deposição em ambiente glaciogênico. Ademais, a extensão espacial dos depósitos e a ausência de evidências de fechamento das fácies sugerem condições

glacio-marinhas para a formação do Grupo Rapitan. A deposição da formação ferrífera ocorre com a transgressão no nível do mar como consequência do degelo (Figura 20).



3.2 - Grupo Umberatana

Outro exemplo de formação ferrífera do Neoproterozóico são as ocorrências do Grupo Umberatana no Geossinclinal Adelaide, situado no Sul da Austrália (Figura 21). O Geossinclinal Adelaide é uma bacia sedimentar neoproterozóica a cambriana que contém registros de duas glaciações desse período, Sturtiana e Marinoana (Preiss, 1987; Preiss *et al.* 1993 todos *in* Lottermoser & Ashley 2000). O Grupo Umberatana representa a glaciação Sturtiana (Preiss *et al.* 1998 *in* Lottermoser & Ashley 2000), caracterizada por diamictitos, siltitos laminados e quartzitos, localmente intercalados por unidades ferruginosas e dolomíticas.

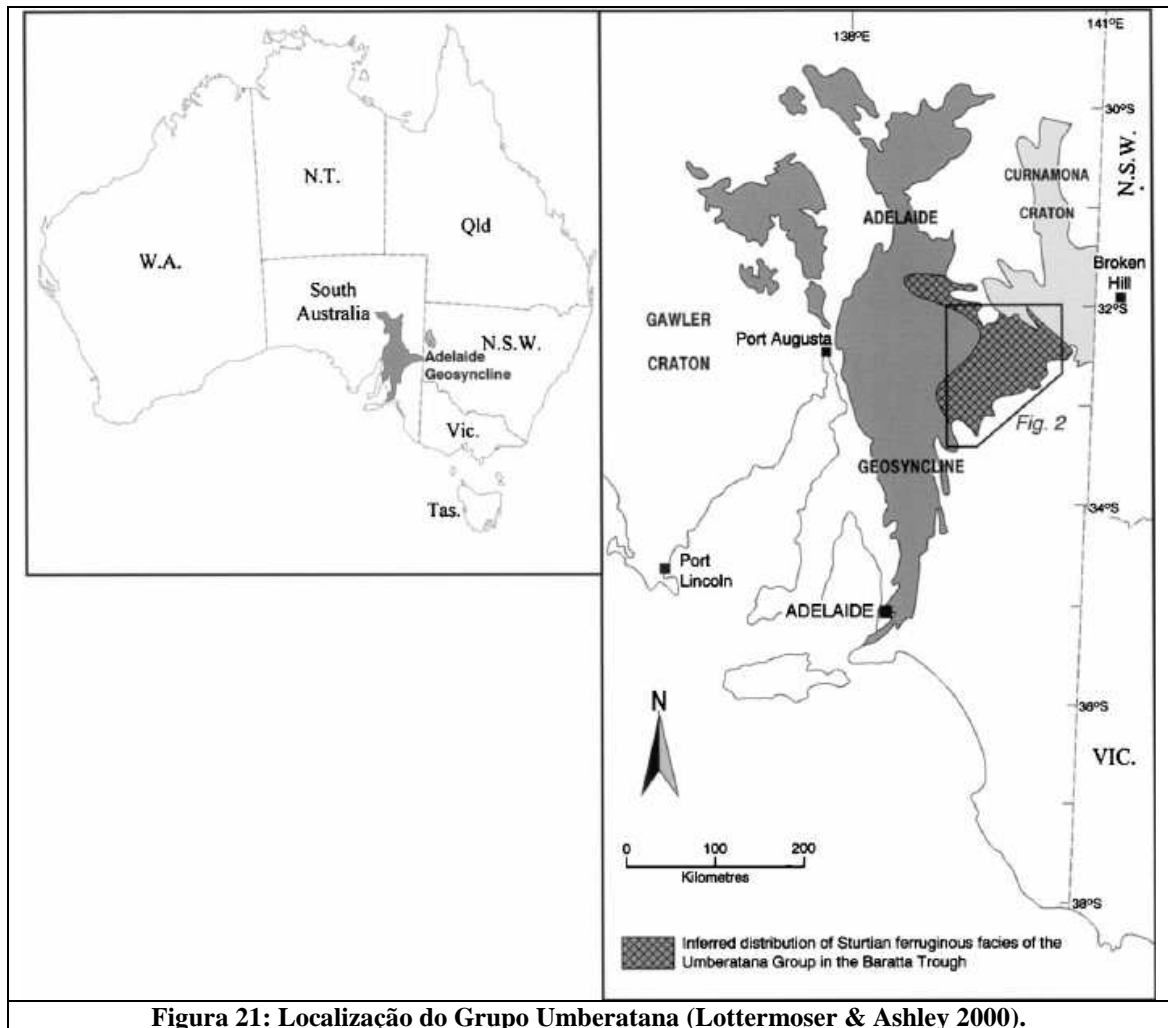
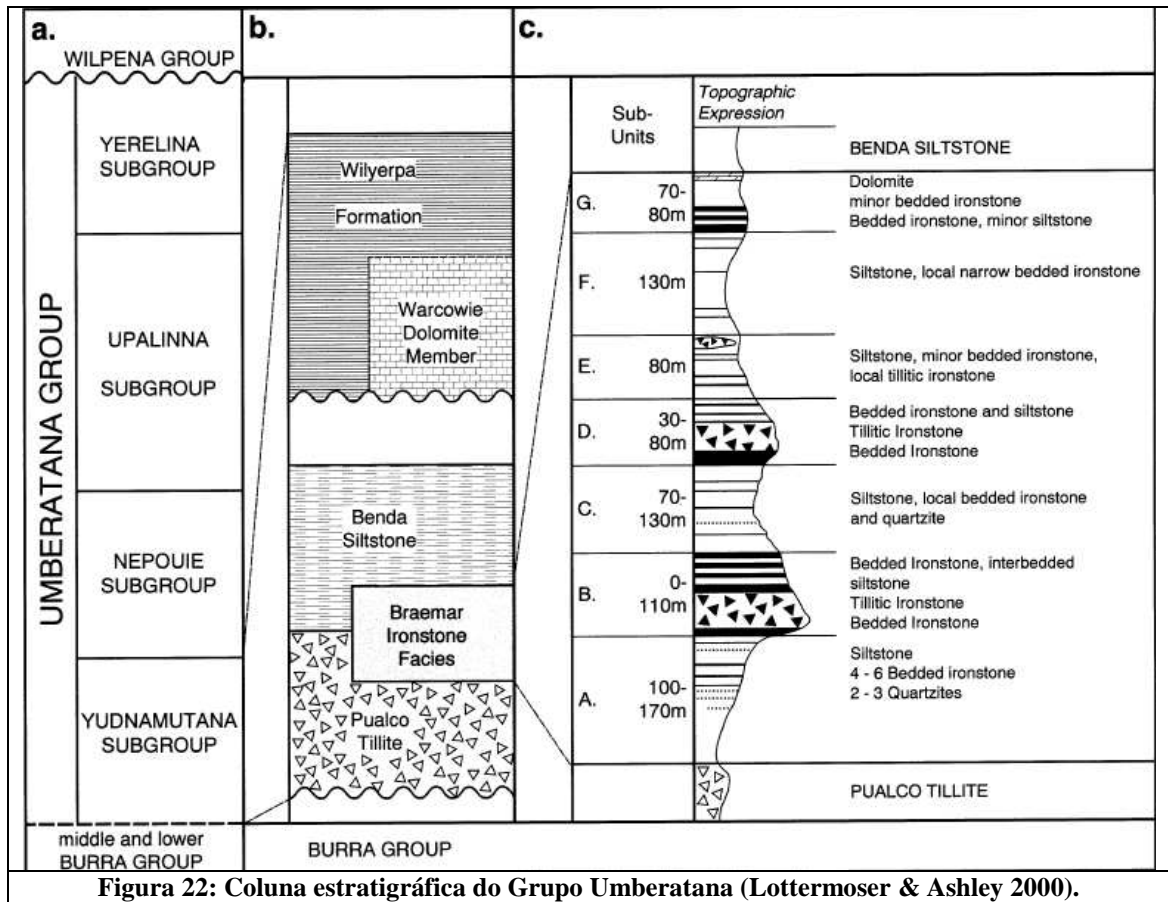


Figura 21: Localização do Grupo Umberatana (Lottermoser & Ashley 2000).

O Grupo Umberatana é composto, da base para o topo pelos subgrupos Yudnamutana, Nepoque, Upalina e Yerelina. As rochas com ferro estão na unidade intermediária do Subgrupo Yudnamutana (Figura 22). Esse subgrupo é composto na base pelo Tilito Pualco e no topo pelo Silito Benda, ambas as unidades passam lateralmente para a unidade ferruginosa Braemar.

Na unidade Tilito Pualco, com aproximadamente 3300m, predomina diamictito e quartzito, enquanto a unidade Silito Benda, com cerca de 260m, é dominada por silito e arenito.



A unidade ferruginosa Braemar é composta por diamictito com matriz ferruginosa (Figura 23A) e rocha ferrífera laminada (Figura 23B), que são similares a despeito da presença de clastos. Pode conter até seis lentes de rochas com ferro, que gradam para diamictito e siltito encaixantes, com diminuição progressiva na quantidade de minerais de ferro, com intercalações de dolomito e quartzito (Whitten 1970 *in* Lottermoser & Ashley 2000). As rochas ferruginosas podem ocorrer, ainda, associadas à siltito manganésífero.

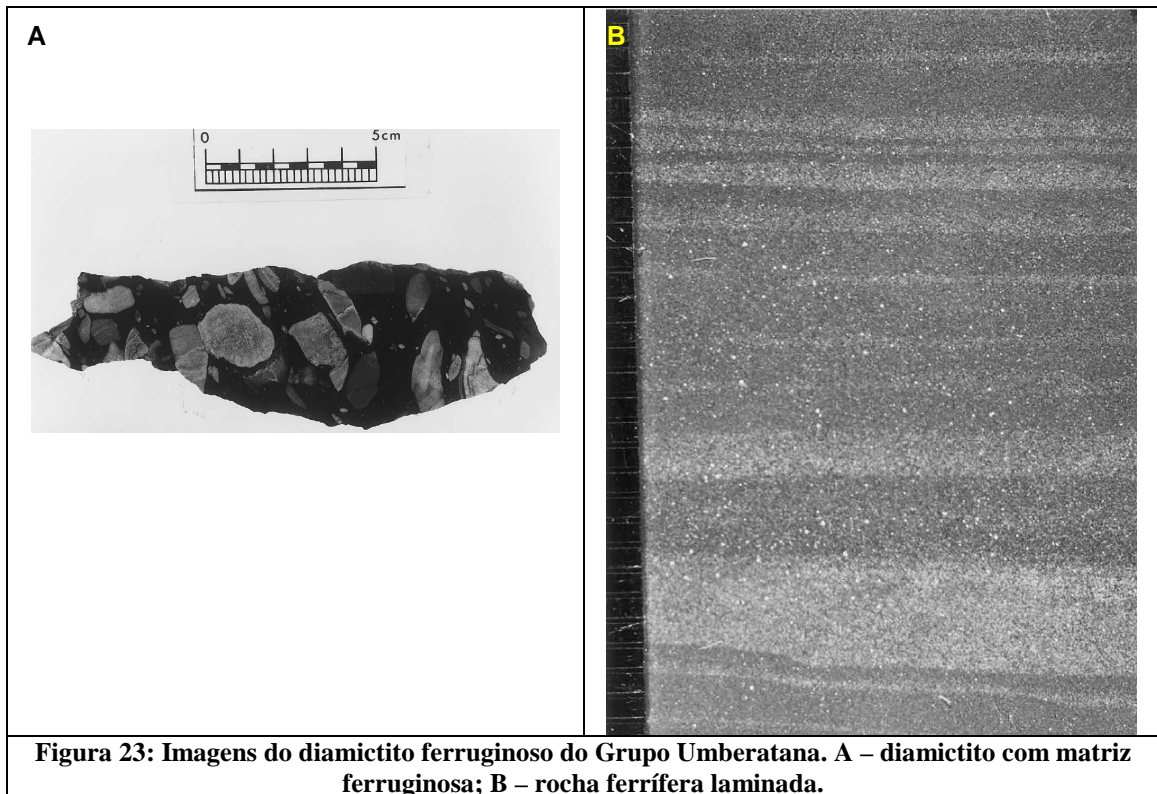
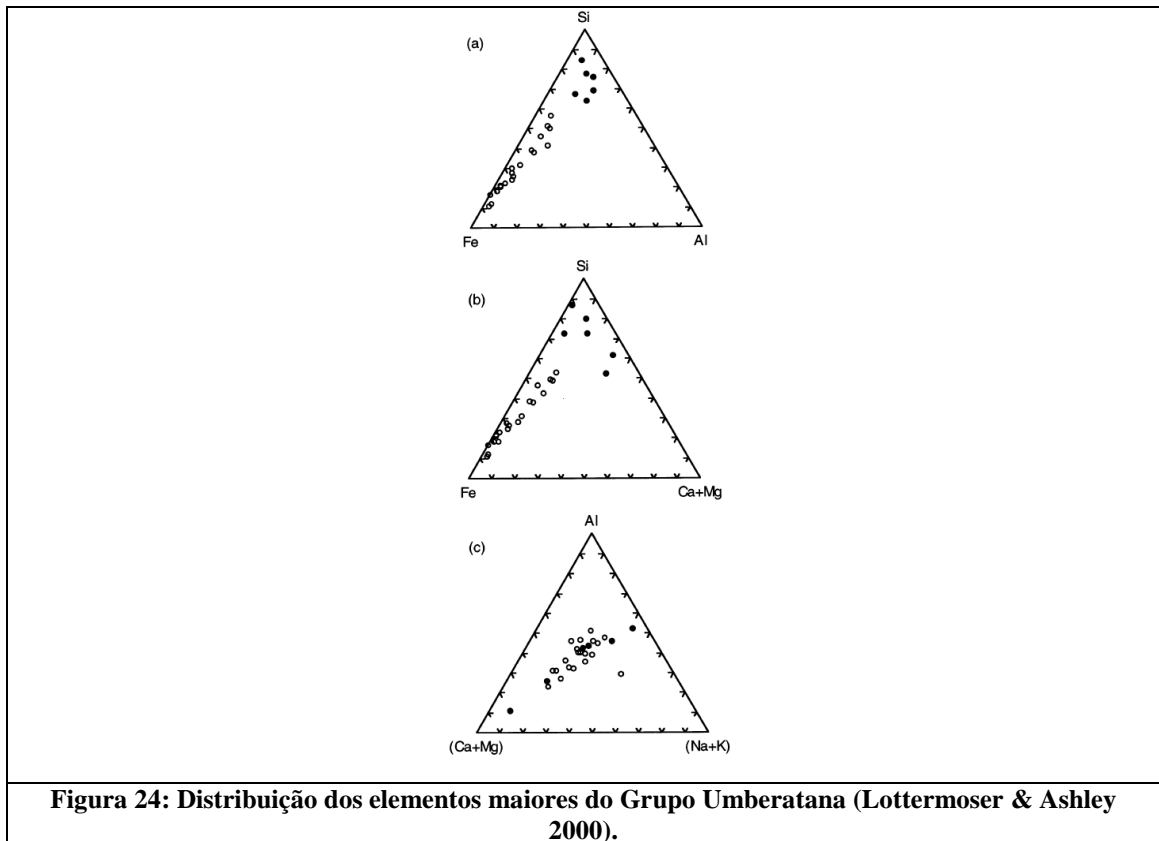


Figura 23: Imagens do diamictito ferruginoso do Grupo Umberatana. A – diamictito com matriz ferruginosa; B – rocha ferrífera laminada.

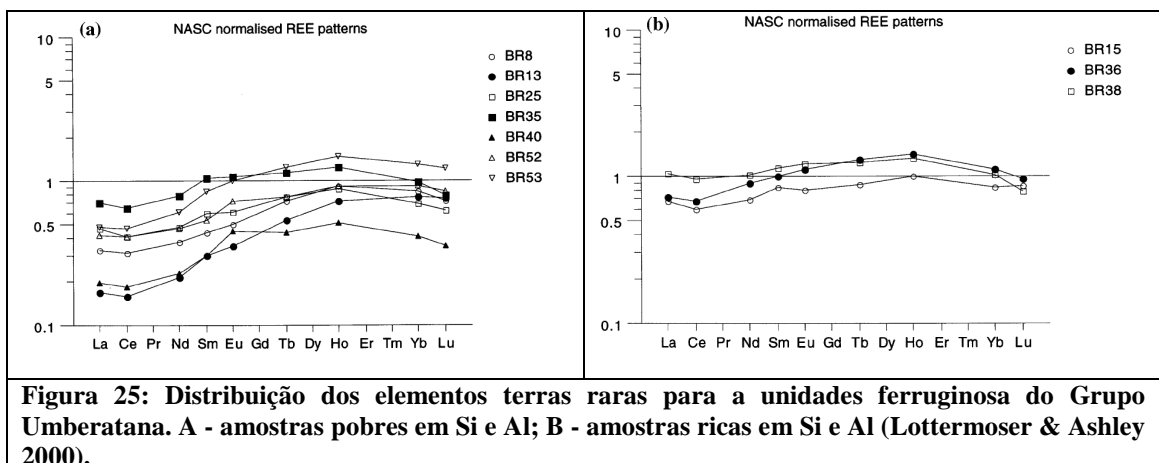
Mineralogicamente, a matriz do diamictito e a rocha ferrífera laminada têm granulação fina (<0,05 mm) e são essencialmente compostas por magnetita, hematita e quartzo, com menor quantidade de muscovita, clorita, biotita, carbonato, apatita, plagioclásio e turmalina.

As rochas na unidade Braemar foram submetidas ao metamorfismo regional e deformação. A presença de porfiroblastos subédricos de magnetita, junto com a ocorrência de veios com hematita e magnetita e, ainda, hematita foliada, indicam que pelo menos parte dos óxidos de ferro é de origem metamórfica.

Os dados geoquímicos mostram grande variação na composição das rochas. Os elementos principais, silício e ferro, compõem mais de 70% das amostras analisadas ($\text{SiO}_2 + \text{Fe}_2\text{O}_3 > 70\%$), com Fe_2O_3 variável de 22,94% a 78,91%. A presença de grande quantidade de material clástico influencia na concentração dos demais elementos. As rochas ferríferas com maior quantidade de Si tendem a ter maior concentração de Al e Ca+Mg. As rochas clásticas associadas tem menor teor de Fe, maior quantidade de Si, Al e Ca+Mg e concentrações similares de Na+K (Figura 24). Em síntese, Lottermoser & Ashley (2000) interpretam que a composição química das rochas ferruginosas da unidade Braemar indicam precipitação química predominante com contribuição detrítica.



As análises dos elementos terras raras foram separados em dois grupos, um pobre em sílica e alumínio (Figura 25A) e outro rico em sílica e alumínio (Figura 25B). A similaridade do padrão de ETR das rochas ferruginosas ricas em Si e Al com o NASC (*North American Shale Composite*) indica que os ETR foram fornecidos por material detrítico, enquanto que nas amostras pobres em Si e Al o distinto padrão dos ETR sugere que esses elementos foram adquiridos durante a precipitação química (Lottermoser & Ashley 2000).



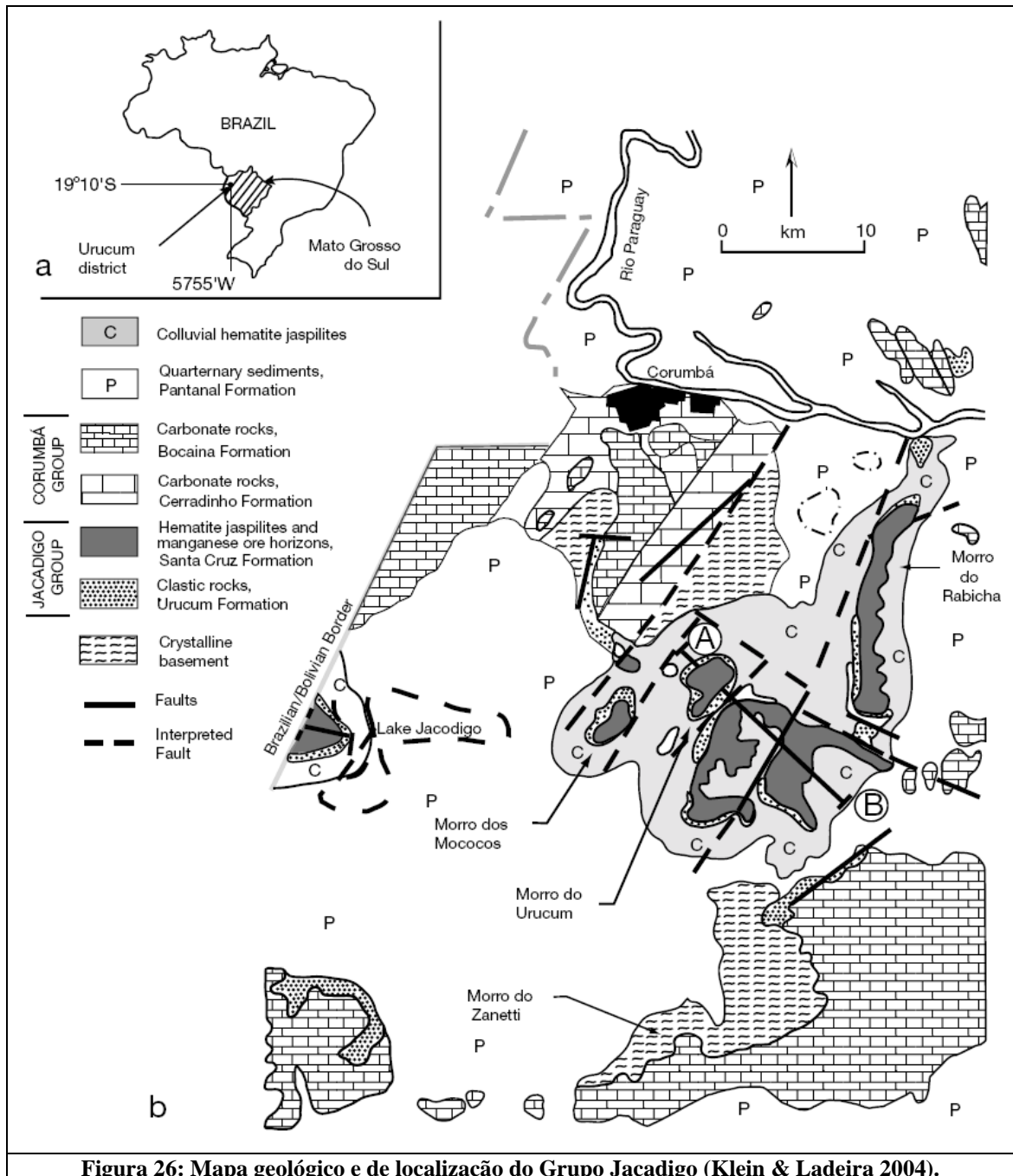
Lottermoser & Ashley (2000) interpretam então que as formações ferríferas da unidade Braemar depositaram-se em períodos de transgressão, devido ao degelo em ambiente glácio-marinho costeiro.

3.3 - Grupo Jacadigo

No Brasil, o exemplo mais estudado são as ocorrências de ferro e manganês no distrito de Urucum, Mato Grosso do Sul (Figura 26). Essas ocorrências estão associadas a formações ferríferas bandadas e rochas de origem glacio-marinhas com clastos pingados.

Os depósitos de ferro e manganês estão localizados nas rochas neoproterozóicas do Grupo Jacadigo. A época de deposição dessa unidade é balizada pela idade de *ca.* 600 Ma (Rb-Sr) de rochas carbonáticas posteriores ao Grupo Jacadigo (ver Klein & Ladeira, 2004) e, também, pela presença de macrofóssils Seyphozoa, subclasse Corumbelata (Klein & Ladeira, 2004), típicos do Período Ediacarano (*ca.* 635-542 Ma).

O Grupo Jacadigo inclui a Formação Urucum, na base, e a Formação Santa Cruz, no topo, com o minério contido nessa última. A Formação Urucum é composta por conglomerados, siltitos e arenitos. A Formação Santa Cruz é subdividida em inferior, com um horizonte manganésífero e arenito ferruginoso contendo clastos pingados, e superior, com quatro horizontes manganésíferos recobertos por uma camada homogênea de formação ferrífera bandada hematítica (Figura 27).



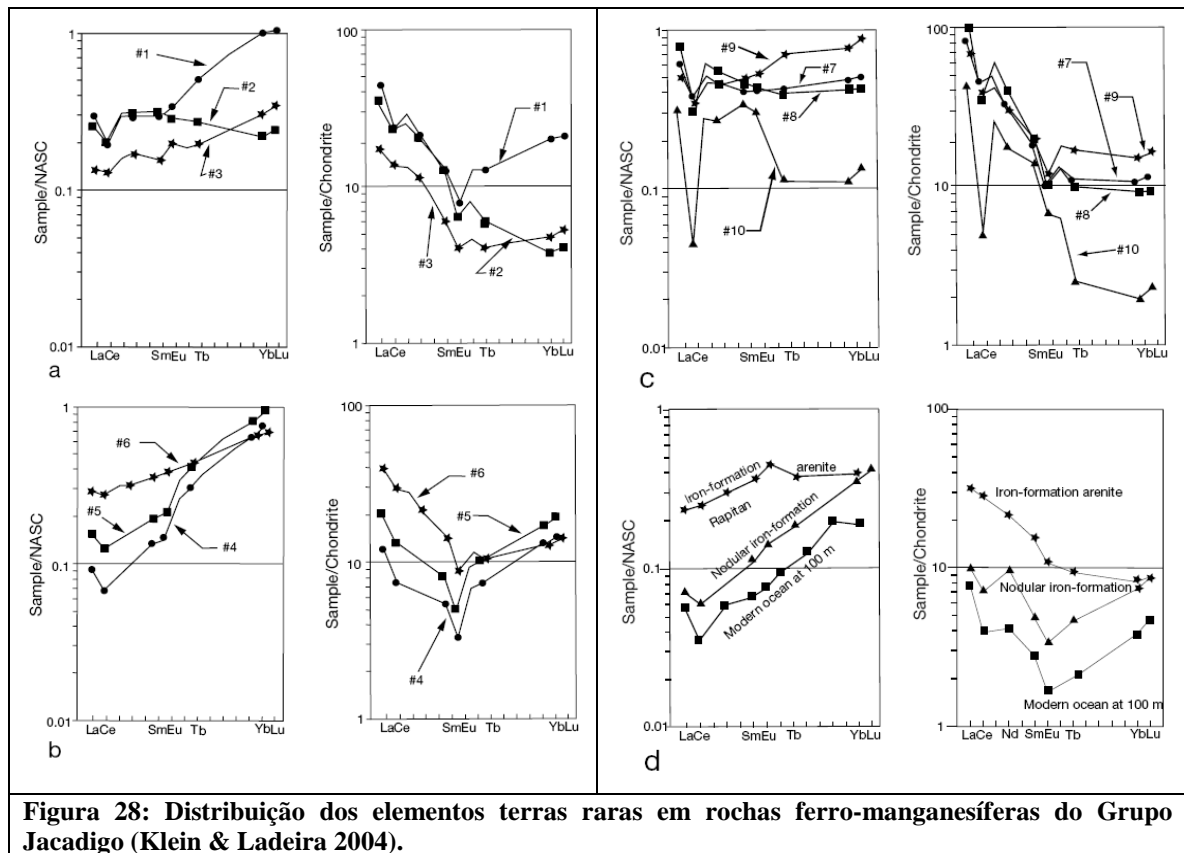
P R E C A M B R I A N	QUATERNARY	COLLUVIUM		Cones of hematite-jaspilitic breccias			
		PANTANAL FORMATION		Sands, sills, clays, conglomerates			
	UNCONFORMITY						
	NEOPROTEROZOIC	CORUMBÁ GROUP	BOCAINA FORMATION		Limestone, dolomites		
			CERRADINHO FORMATION		Limestone, dolomites		
		UNCONFORMITY					
		JACADIGO GROUP		SANTA CRUZ FORMATION		UPPER	Hematite jaspilites* Manganese ore horizon Mn4 Manganese ore horizon Mn 3a+b Manganese ore horizon Mn 2
						LOWER	Ferruginous sandstones Manganese ore horizon Mn1**
			URUCUM FORMATION		Sandstones, siltstones, conglomerates		
	UNCONFORMITY						
ARCHEAN	BASAL COMPLEX (Crystalline basement)		Basic intrusive rocks Granites Gneisses, amphibolites, quartzites				

Figura 27: Coluna estratigráfica do Grupo Jacadigo (Klein & Ladeira 2004).

Mineralogicamente, as amostras de FFB são compostas principalmente por hematita e jaspe criptocristalino, com carbonato subordinado. O reflexo dessa mineralogia simples é a composição dos elementos maiores, basicamente SiO₂ (20 a 40%) e Fe₂O₃ (28 a 70%).

As amostras ricas em manganês apresentam mineralogia mais variada, e, portanto, composição química mais completa. A mineralogia é composta por proporções variadas de criptomelano, hematita, braunita, pirolusita, litioforita, manganita e quartzo. Os elementos maiores são MnO (50 a 61%) e SiO₂ (9 a 26%), com pequena quantidade de Na₂O (até 3%) e K₂O (até 4%), refletindo a presença de egirina e criptomelano.

O padrão dos elementos terras raras é semelhante para as FFB e para as amostras ricas em manganês (Figura 28). No gráfico normalizado ao NASC as amostras de FFB mostram depleção em ETR leves, anomalia negativa de Ce fraca e ausência de anomalia positiva de Eu clara, semelhante ao padrão de ETR de folhelhos. Os gráficos normalizados ao condrito mostram anomalia positiva de Eu e enriquecimento nos ETR leves. Para as amostras ricas em manganês observa-se anomalia de Ce pouco mais pronunciada e inclinação mais suave em direção aos ETR pesados.



Klein & Ladeira (2004) interpretam a sucessão rica em ferro e manganês como sendo de origem glácio-marinha, devido à presença de clastos pingados, e sugerem fonte hidrotermal de oceano profundo, mas muito mais diluída que nos períodos mais antigos. Consideram, também, a hipótese de Graf *et al.* (1994) de que teria existido influência de água continental ou que os fluidos hidrotermais oceânicos foram empobrecidos em ETR devido à interação com rochas crustais ricas em minerais máficos e/ou vidro vulcânico (que apresentam anomalias negativas de Eu).

3.4 - Grupo Macaúbas

As ocorrências de ferro do Grupo Macaúbas são conhecidas desde o início da década de 1970, através de pesquisas prospectivas da Companhia Vale do Rio Doce. Os resultados dessas pesquisas foram divulgados por Viveiros *et al.* (1978) e Vilela (1986). O mapeamento

geológico regional em escala 1:100.000 foi realizado pelo Projeto Espinhaço (Roque *et al.*, 1997 e Mourão & Grossi-Sad, 1997).

Viveiros *et al.* (1978) subdividiram o Grupo Macaúbas nas formações Rio Peixe Bravo, na base, e Nova Aurora, no topo, esta última contendo os depósitos de ferro do Membro Riacho Poções (Figuras 1 e 29). A Formação Rio Peixe Bravo é composta por filito, quartzito e filito grafitoso. A Formação Nova Aurora consiste predominantemente de metadiamicrito, com quartzito e filito subordinados, e inclui uma unidade ferruginosa, o Membro Riacho Poções, formado por metadiamicrito, quartzito e filito hematíticos (Figura 7). Viveiros *et al.* (1978) consideram que o Membro Riacho Poções mostra transição entre o metadiamicrito comum e o metadiamicrito hematítico, com aumento gradacional na quantidade de hematita da matriz, sendo a presença do óxido a única diferença entre os diamictitos (Figura 9).

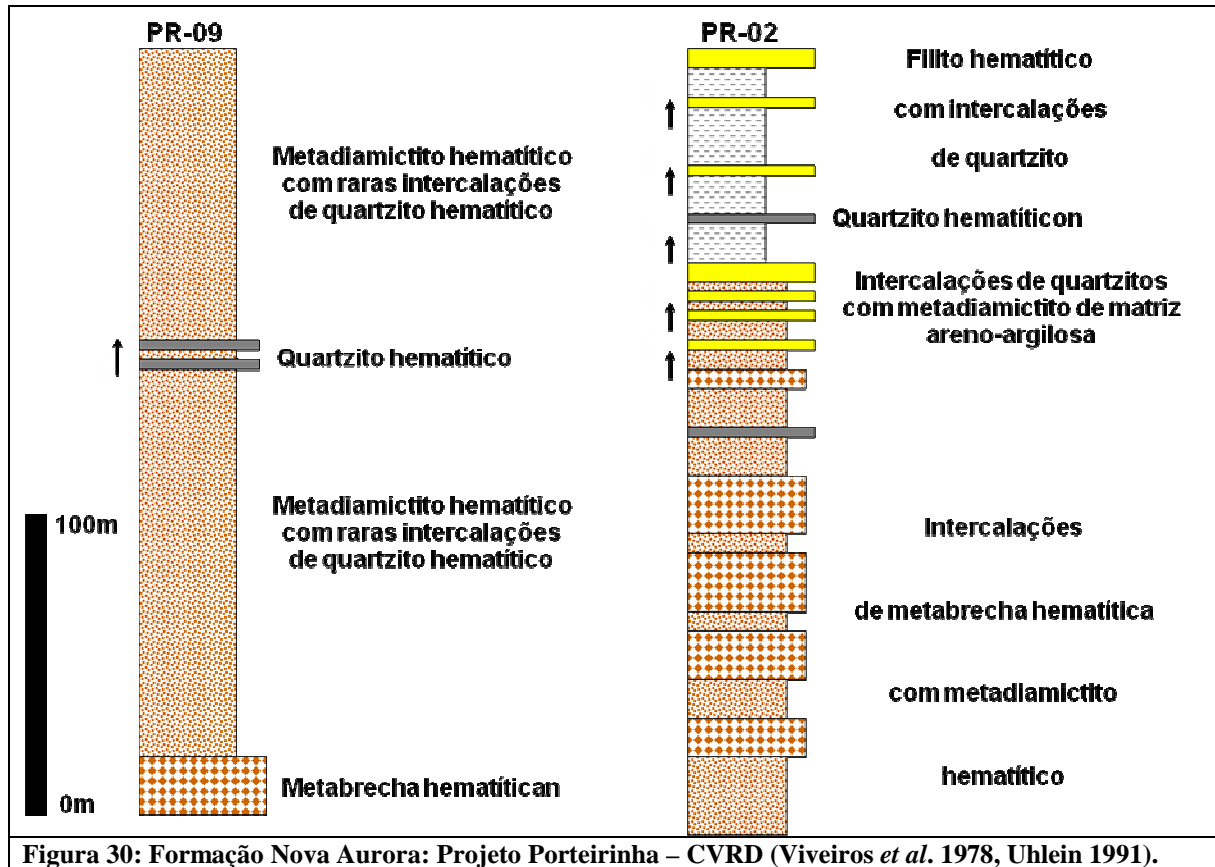
Grupo Macaúbas	Fm. Nova Aurora diamictitos e quartzitos predominantes, filitos subordinados	Membro Riacho Poções diamictitos cinza e diamictitos hematíticos predominantes, quartzitos hematíticos e xistos hematíticos subordinados
	Fm. Rio Peixe Bravo filitos predominantes, quartzitos e filitos grafitosos subordinados	
Super-Grupo Espinhaço: quartzitos		

Figura 29: Coluna estratigráfica na região do Projeto Porteirinha (Viveiros *et al.* 1978).

Os metadiamicritos são compostos por matriz com quartzo, biotita, muscovita, clorita, epidoto, feldspato e turmalina, e no Membro Riacho Poções apresenta hematita e magnetita, com clastos de quartzo, carbonato, quartzito e rocha granitóide.

Uhlein (1991) re-descreveu dois furos de sonda do projeto Porteirinha da CVRD, PR-09 e PR-02 (Figura 30). O furo PR-09 é composto por metadiamicrito com uma intercalação de metabrecha hematítica na base e intercalações de quartzito hematítico com estratificação gradacional na porção intermediária. O furo PR-02 mostra, da base para o topo, metadiamicrito, ferrífero ou não, com metabrechas hematíticas, sobrepostos por um pacote de sericita xistos hematíticos, quartzitos hematíticos, filitos e quartzitos. O pacote do topo apresenta, geralmente, estratificação gradacional.

As rochas da Formação Nova Aurora são interpretadas e amplamente aceitas como sendo de origem glácio-marinha em ambiente de rifte continental durante o Neoproterozóico (ver item 2.2.1 – Formação Nova Aurora, CAPÍTULO 2 – GEOLOGIA REGIONAL).

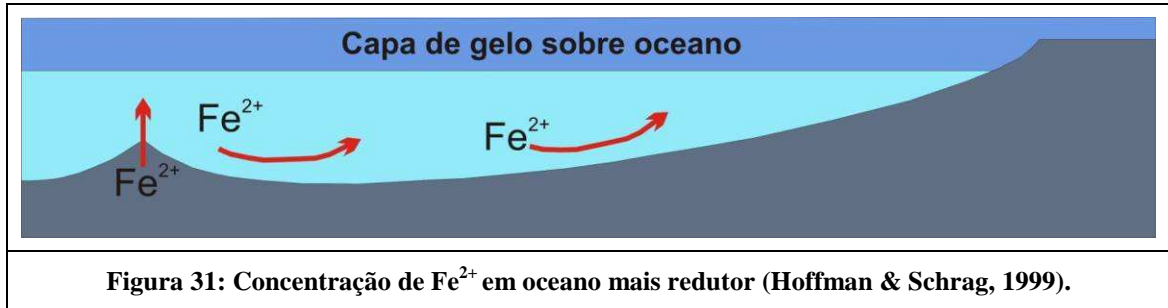


3.5 - Formação dos depósitos de ferro do Neoproterozóico

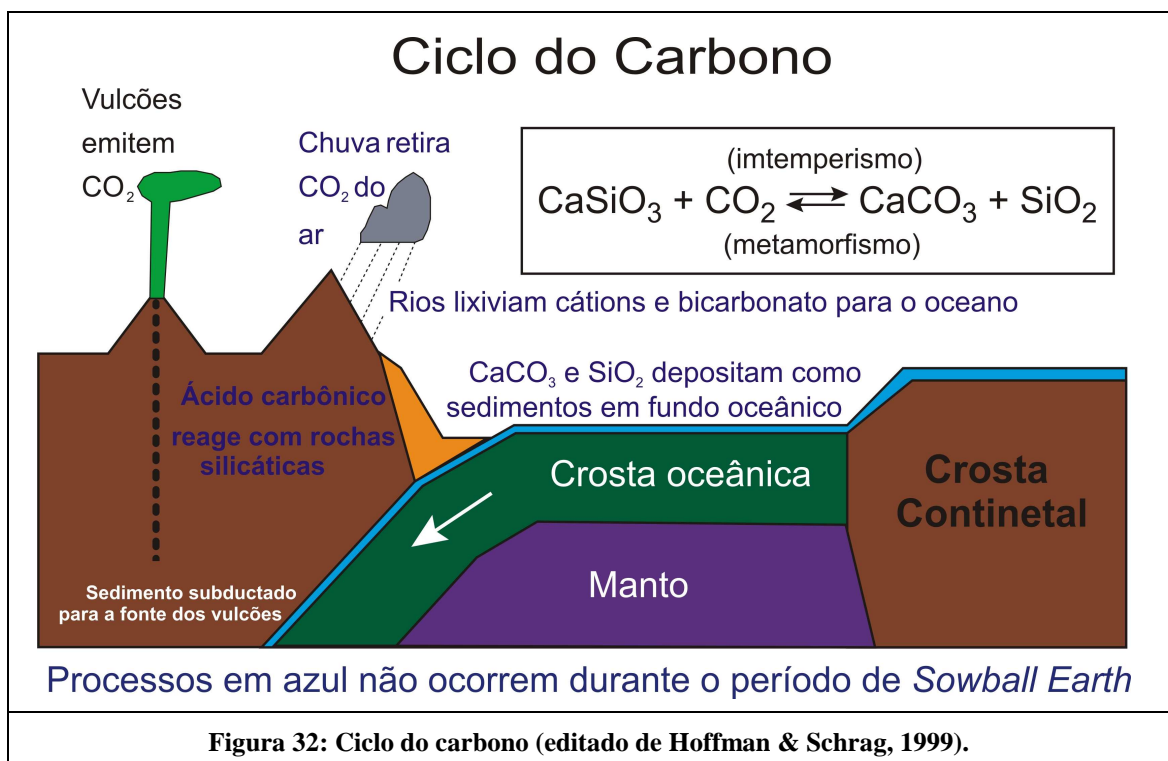
A presença de clastos pingados e/ou com feições de abrasão por gelo, dentre outras evidências, em formações ferríferas acima citadas não deixam dúvidas que elas se formaram durante eventos glaciais. Klein & Beukes (1993) levantaram a hipótese de que as formações ferríferas do Grupo Rapitan foram depositadas no Neoproterozóico, como consequência do degelo de um evento glacial. Klein & Beukes (1993) apóiam a teoria de que durante o Neoproterozóico a Terra se encontrava sobre condições extremas de glaciação, com geleiras cobrindo os continentes e oceanos, assemelhando-se à uma bola de neve (*snowball Earth* - Kirschvink *et al.* 2000, Hoffman & Schrag 1999, Hoffman 2009 e Hoffman & Li 2009) e que final de desse evento seria o gatilho para a precipitação do ferro.

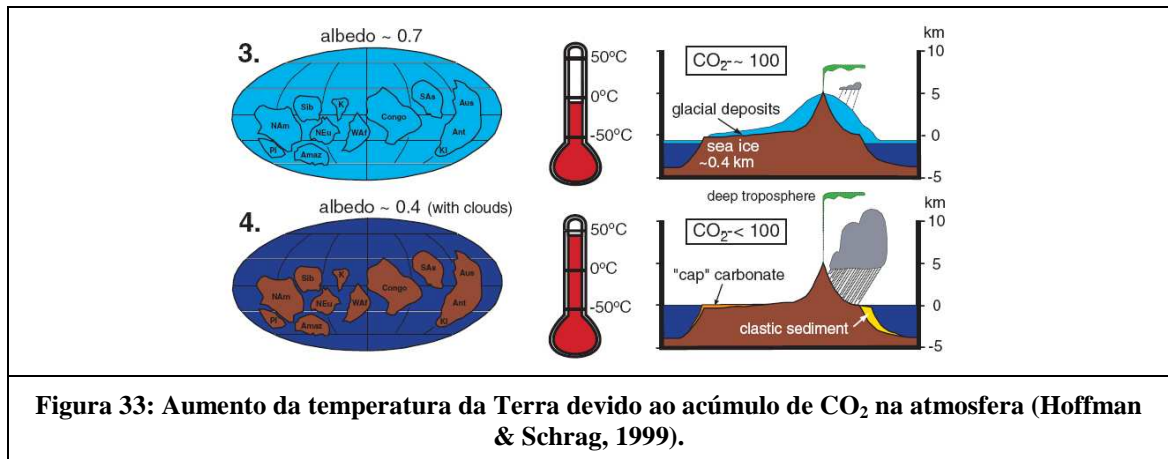
A teoria da “Terra Bola de Neve” (<http://snowballearth.org/cause.html>) propõe que durante o Neoproterozóico, devido à concentração dos continentes na região dos trópicos, onde o clima é quente e úmido, o intemperismo das rochas silicáticas é mais intenso, consumindo quantidades de CO₂ maiores do que o normal (Figura 32). Com a diminuição desse gás na atmosfera, o efeito estufa seria menor, permitindo temperaturas mais baixas, inclusive nas regiões mais próximas ao Equador. Com as temperaturas mais baixas as geleiras polares avançam em direção às regiões tropicais. Como o gelo reflete a radiação solar de maneira mais eficiente do que a água, a absorção do calor do sol é também reduzida, possibilitando, assim, condições de temperaturas que congelariam todo o globo terrestre. Durante o período em que a Terra encontrava-se congelada a troca de gases entre água do mar e atmosfera foi interrompida, consequentemente águas mais profundas tornaram-se anóxicas, permitindo a concentração de elementos expelidos de fumarolas hidrotermais em suas formas reduzidas (Hoffman & Schrag 1999, Hoffman & Li 2009), entre eles o ferro, como Fe²⁺ (Figura 31).

Como mostrado nos subitens anteriores de capítulo, as análises geoquímicas realizadas nas formações ferríferas neoproterozóicas (Klein & Beukes 1993, Lottermoser & Ashley 2000, Klein & Ladeira 2004) fornecem informações de que o ferro é proveniente de fonte hidrotermal muito dissolvida por água do mar.

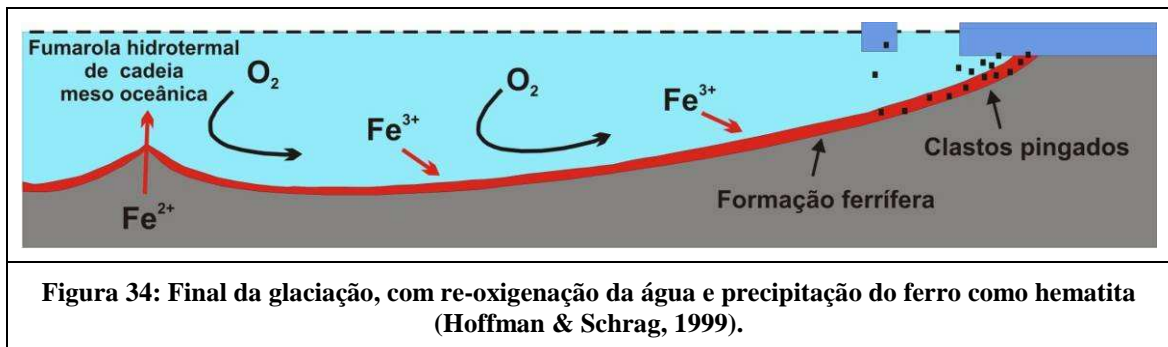


Durante os milhões de anos em que a superfície da Terra está completamente recoberta por gelo, o ciclo intempérico é reduzido (Figura 32), ou seja, o carbono expelido por vulcões se acumula na atmosfera mais rapidamente do que seu consumo nas atividades intempéricas. Esse aumento na concentração de CO_2 tem como consequência um aumentando no efeito estufa, permitindo maior absorção da radiação solar. A absorção de radiação solar pelo carbono na atmosfera compensa a radiação perdida, refletida pelo gelo, e conseqüentemente a temperatura alcança o ponto de fusão do gelo (Figura 33). Como a água absorve radiação de maneira mais eficiente que o gelo, o derretimento desde é cada vez mais rápido. Modelos climáticos sugerem que o degelo (final da “Terra Bola de Neve”) poderia acontecer em até 2000 anos (<http://snowballearth.org/end.html>).





Com o final da glaciação ocorre re-oxigenação da água do mar, tornando-a mais oxidante e transformando o Fe^{2+} acumulado em Fe^{3+} (Figura 34), e depositado como hematita (Hoffman & Schrag, 1999). Outra característica importante da fase de degelo é que, ao reiniciar o ciclo do carbono, esse elemento torna-se abundante nos processos de sedimentação, formando pacotes de rochas carbonáticas (*cap dolostones*) sobre as seqüências glaciais (Hoffman & Schrag, 1999).



Essa teoria explica a associação de formações ferríferas do Neoproterozóico em seqüências glaciais em diversas localidades no mundo.

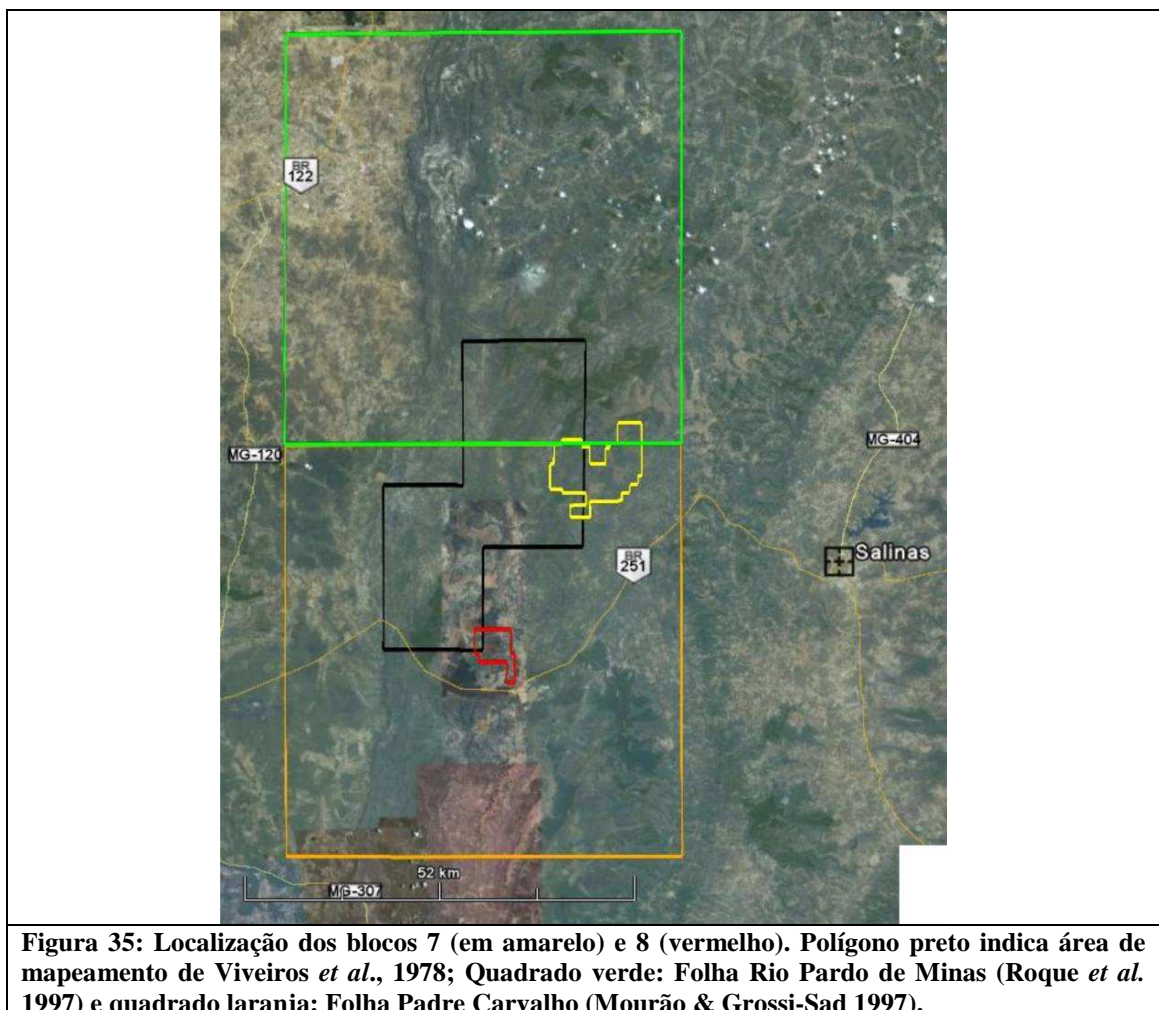
Apesar de explicar pontos-chave para a formação dos depósitos de ferro do Neoproterozóico, a teoria de uma glaciação que recobriu toda a superfície da Terra (*snowball Earth*), assim como sua contribuição para a deposição do ferro, é contestada por Young (2002). Uma das evidências usada por esse autor é a pequena expressão das formações

ferríferas em relação à grande quantidade de rochas glaciogênicas neoproterozóicas. Young (2002) ainda argumenta que no caso do modelo *snowball Earth*, devido à grande quantidade de carbono na atmosfera durante o término da glaciação, as primeiras rochas siliciclásticas formadas após a glaciação deveriam ser muito intemperizadas, com normalização da taxa de intemperismo nas próximas seqüências. A análise de amostras da Formação Gowganda, no Grupo Rapitan, mostra o oposto. Também no caso do Grupo Rapitan, Young (2002) aponta que as unidades ricas em ferro estão abaixo dos diamictitos glaciais, o que indicaria a formação do depósito antes do degelo.

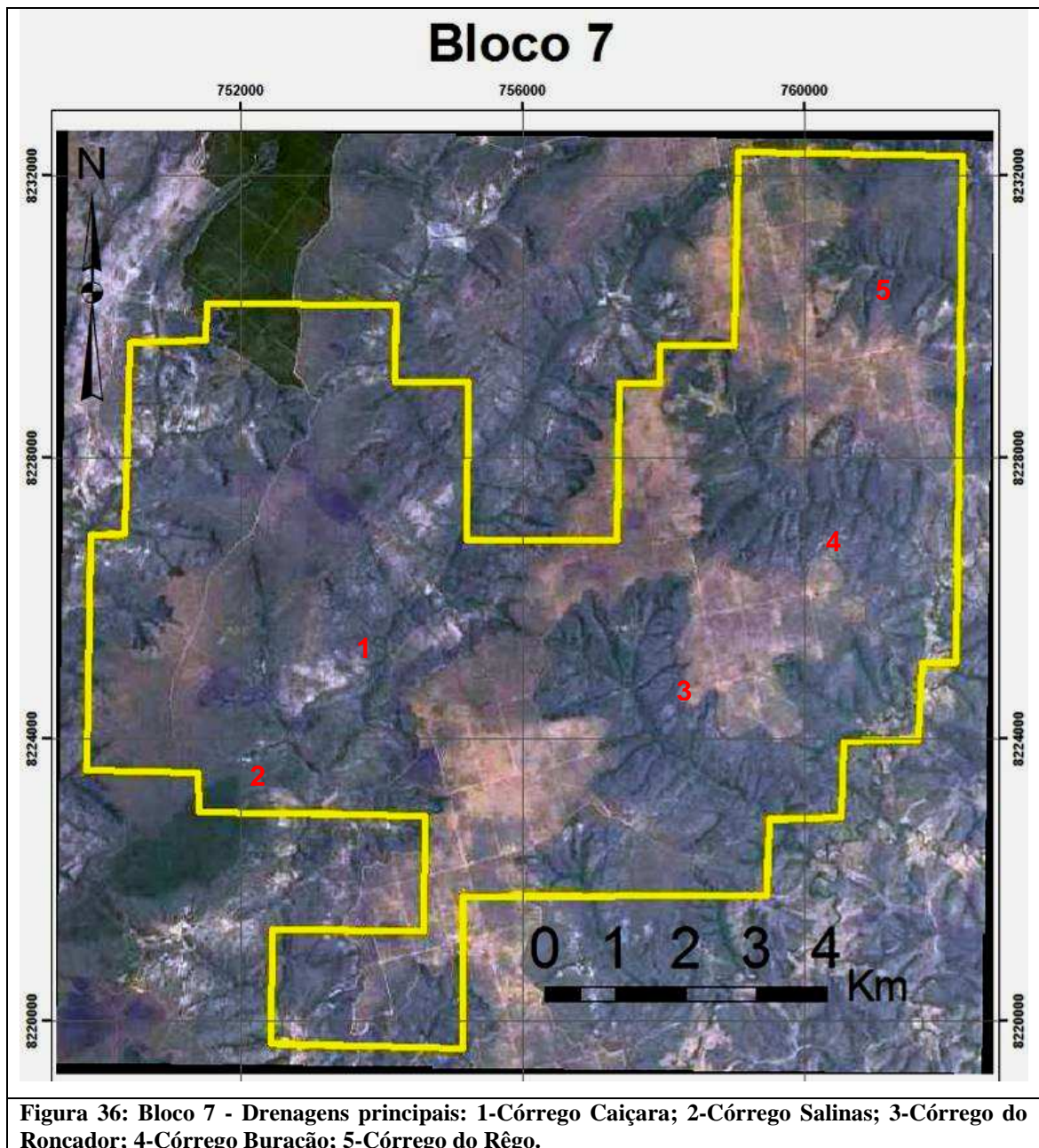
CAPÍTULO 4 - GEOLOGIA, PETROGRAFIA E MINERAGRAFIA DE DEPÓSITOS DE FERRO DA FORMAÇÃO NOVA AURORA (BLOCOS 7 E 8 DA SUL AMERICANA DE METAIS S/A)

4.1 – Introdução

O estudo para esta dissertação foi realizado na região a oeste de Salinas, norte de Minas Gerais, em duas áreas de requerimento da empresa Sul Americana de Metais S/A (SAM), denominadas de Bloco 7 e Bloco 8 (Figura 35). Ambas as áreas encontram-se no domínio de grandes chapadas. Por isto, em maior parte apresentam relevo plano, localmente dissecado por vales íngremes de drenagens perenes e intermitentes, nas quais ocorre a grande maioria dos afloramentos. Extensos eucaliptais ocupam estas chapadas. Ambas as áreas têm como substrato a Formação Nova Aurora, incluindo o Membro Riacho Poções.

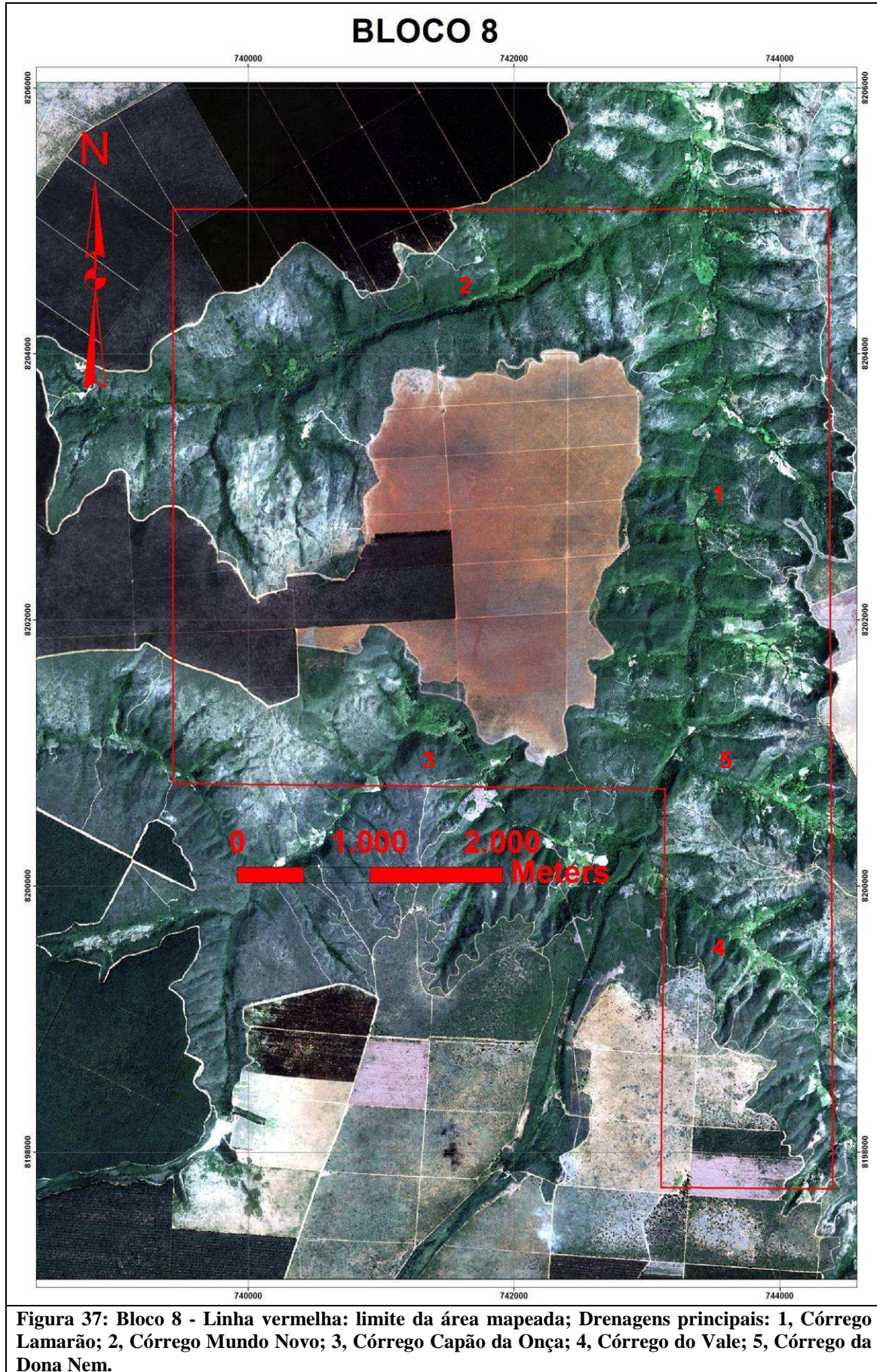


O Bloco 7 é a maior das duas áreas estudadas e tem aproximadamente 100km² (Figura 36). Possui cinco drenagens principais: Córrego Caiçara, com direção NE-SW; Córrego Salinas, no extremo sudoeste da área, também com direção NE-SW; Córrego do Roncador, quase no extremo sudeste do Bloco 7, com direção NW-SE; Córrego do Buracão, no centro-leste da área, formado por segmentos aproximadamente NW-SE e NE-SW; e Córrego do Rêgo, a nordeste, com direção NE-SW.



O Bloco 8 apresenta a forma de um quadrado, a oeste, unido a um retângulo, a sudeste, totalizando cerca de 28km² (Figura 37). A área situa-se quase toda em uma extensa chapada, ocupada por amplo eucaliptal. Esse chapadão é delimitado ao norte pelo Córrego Mundo Novo, de direção WSW-ENE, encaixado em um vale profundo, estreito, escarpado em ambos os lados. O limite leste do eucaliptal é uma escarpa de direção N-S, a qual apresenta o Córrego Lamarão em sua base, de mesma direção, mas, mais sinuoso que a linha da escarpa. O principal afluente deste último, dentro da área mapeada, o Córrego do Vale, situa-se a sudeste da chapada central e corre de SE para NW. A leste do Córrego Lamarão a encosta é menos íngreme, formando um vale mais aberto e assimétrico. Ao sul a chapada é limitada pelo córrego Capão da Onça. Nessa região, córrego e chapada apresentam a forma de um “V” invertido, com as “pernas” nas direções NW-SE e NE-SW.

Ambas as áreas possuem, ainda, várias drenagens menores, geralmente intermitentes, que deságuam nos córregos principais. Esses pequenos afluentes encontram-se, quase sempre, de forma perpendicular a seus córregos coletores, caracterizando um sistema de drenagem com alto controle estrutural.



4.2 – Petrografia

Nos blocos 7 e 8 foram identificados nove litotipos, sendo que alguns foram encontrados somente em um deles, enquanto outros foram observados em ambos. Esses litotipos são (em ordem decrescente de abundância): metadiamicitito, metadiamicitito hematítico, metadiamicitito magnetítico cinza, metadiamicitito magnetítico verde, quartzito branco, quartzito micáceo branco, quartzito micáceo amarelo, filito e rocha carbonática. Quase todos os litotipos com óxidos de ferro foram encontrados em ambas as áreas de estudo, com exceção do metadiamicitito magnetítico verde, observado somente em furos de sonda do Bloco 7.

No Bloco 7 (Figura 38, Anexo 1) foram identificados, em campo, os seguintes litotipos: metadiamicitito, metadiamicitito hematítico, metadiamicitito magnetítico cinza e quartzito. Em testemunhos de furos de sonda (Figura 39) ocorrem metadiamicitito, metadiamicitito hematítico, metadiamicitito magnetítico cinza, metadiamicitito magnetítico verde e lentes de rocha carbonática.

No Bloco 8 (Figura 40, Anexo 2) afloram metadiamicitito, metadiamicitito hematítico, quartzito branco, quartzito micáceo branco, quartzito micáceo amarelo e filito. O metadiamicitito magnetítico cinza só foi identificado em furos de sonda e o metadiamicitito magnetítico verde não foi observado. Rocha carbonática também só foi observada em furos de sonda (Figura 41). Além de metadiamicitito magnetítico cinza e rocha carbonática, metadiamicitito e metadiamicitito hematítico também foram descritos em testemunhos de sondagem.

Apresenta-se adiante a descrição de cada litotipo identificado, com base em suas características macroscópicas e microscópicas.

4.2.1 - Metadiamicitito

Em ambas as áreas, o metadiamicitito estéril (*i.e.*, sem quantidade significativa de hematita e/ou magnetita) ocorre tanto na base como no topo da sucessão litológica que contém a mineralização de ferro, sendo mais espesso no topo. Apresenta matriz de cor predominantemente bege a branca (Figura 42A e B), menos freqüentemente verde (Figura 42D), e clastos (grânulos, seixos, e raros blocos e matacões) de quartzo, quartzito, filito,

carbonato (este geralmente tem cor marrom a ocre por alteração intempérica) e granitóide (na maior parte das vezes caulinizado).

A matriz do metadiamiccito estéril (Figura 43) tem granulação fina a média (de 0,2mm a <0,01mm) e é composta predominantemente por grãos de quartzo, muscovita, clorita e biotita (podendo predominar qualquer um dos três filossilicatos), com carbonato e feldspato subordinados.

O quartzo apresenta-se recristalizado, com formas poligonais, estando os menores cristais mais afetados e os maiores podendo apresentar algumas características sedimentares, como, por exemplo, formas arredondadas a elipsoidais (essa última como resultado da deformação) orientados segundo a foliação.

Os filossilicatos (muscovita, clorita e biotita) tem habito fibroso a ripiforme, definem a foliação e envolvem os demais cristais da matriz e clastos.

O carbonato da matriz é na maior parte das vezes metamórfico, com formas poligonais, e geralmente está orientado segundo a foliação. Poucos cristais de carbonato, vistos na matriz, tem características detríticas, mas clastos de carbonato tamanho grânulo e seixo são comumente encontrados em amostras de testemunho e em afloramento.

O feldspato (predominando plagioclásio sobre feldspato potássico) é, via de regra, detrítico, ainda com formas arredondadas bem preservadas, embora ligeiramente estirada, e bordas sinuosas. A maior parte dos cristais está fraturada.

Os minerais acessórios da matriz são epidoto, apatita e turmalina. O epidoto, de origem metamórfica, está sempre estirado e envolto por muscovita fibrosa. A apatita detrítica se apresenta em grãos arredondados e fraturados. Apatita metamórfica é rara, tem hábito prismático, com seção basal hexagonal euédrica, e está orientada segundo a foliação. A turmalina, também de origem detrítica, tem formas arredondadas e encontra-se na porção mais fina da matriz.

Quando prevalece clorita e biotita, em relação à muscovita, o metadiamiccito é verde e contém sulfetos (pirita, pirrotita e raramente calcopirita com até 2mm de comprimento) disseminados na matriz e estirados segundo a foliação. Ocorrem porfiroblastos de granada que chegam a ter mais de 1mm de diâmetro. O metadiamiccito verde apresenta menor quantidade de clastos, os quais não ultrapassam o tamanho seixo.

A matriz dos diamicritos descritos acima envolve clastos de quartzo, quartzito, filito, rocha carbonática, granitóide e xisto, cujo tamanho varia de grânulo a matacão. Preferencialmente, os clastos de quartzo e quartzito se encontram estirados paralelamente à direção do mergulho da foliação S1, realçando a lineação de estiramento associada a esta

foliação. Os clastos das outras rochas estão mais deformados, às vezes achatados paralelamente à foliação principal e não se prestam a indicadores cinemáticos. Em zonas de menor deformação, observadas em raros afloramentos do Bloco 7 e em alguns testemunhos de sondagem, os clastos podem estar completamente preservados, e apresentam formas angulares a arredondadas, sem nenhuma orientação.

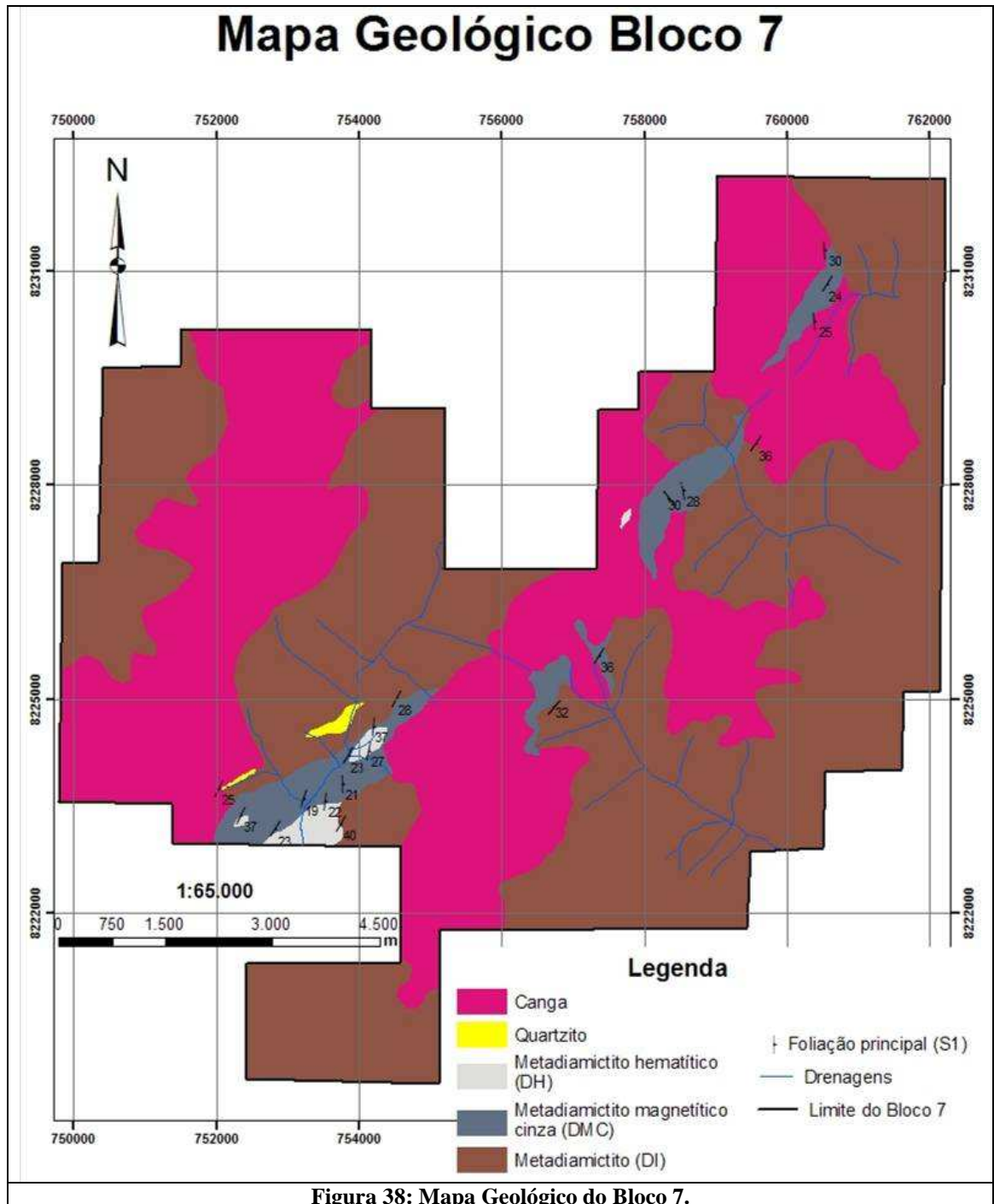


Figura 38: Mapa Geológico do Bloco 7.

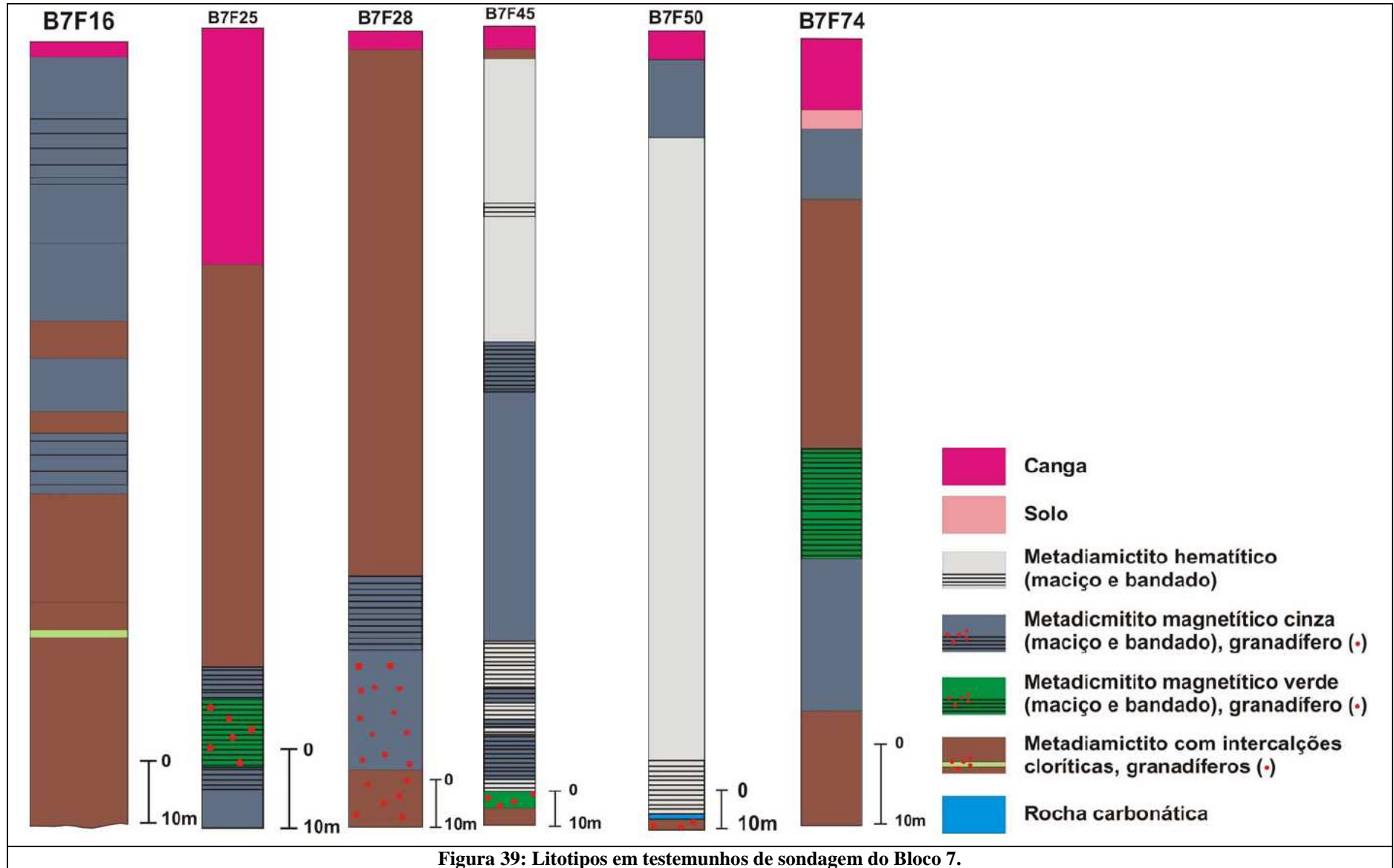


Figura 39: Litotipos em testemunhos de sondagem do Bloco 7.

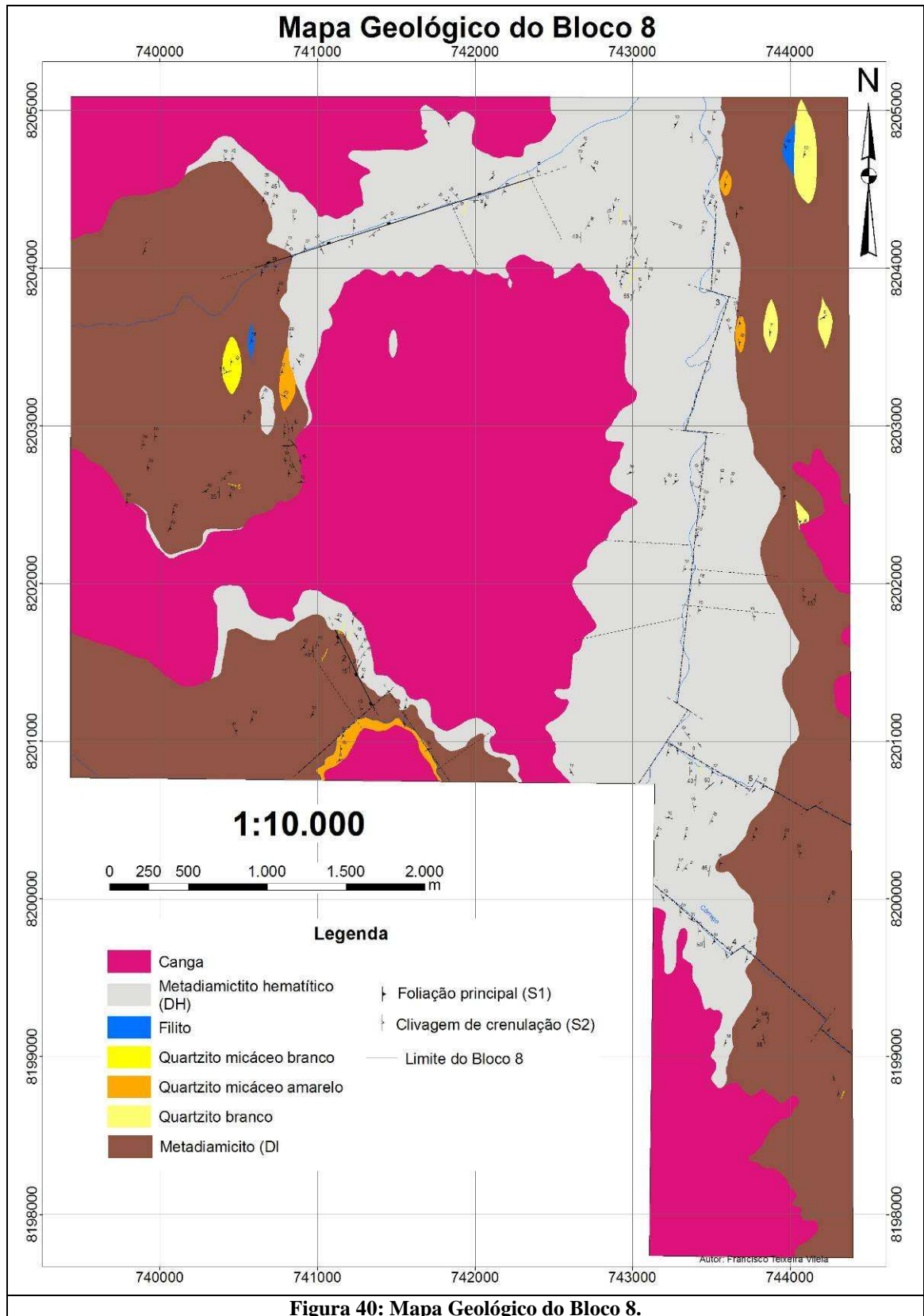


Figura 40: Mapa Geológico do Bloco 8.

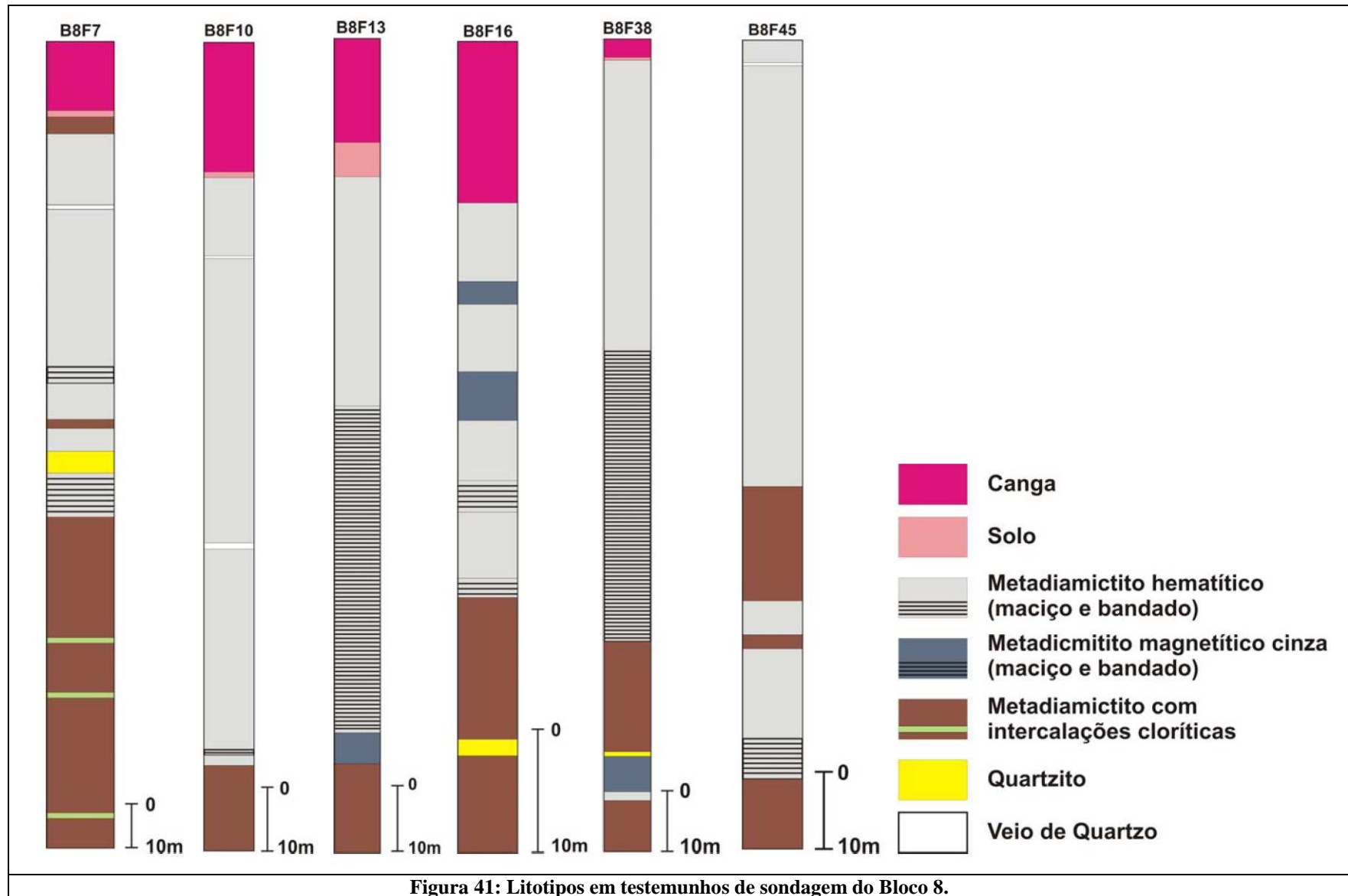
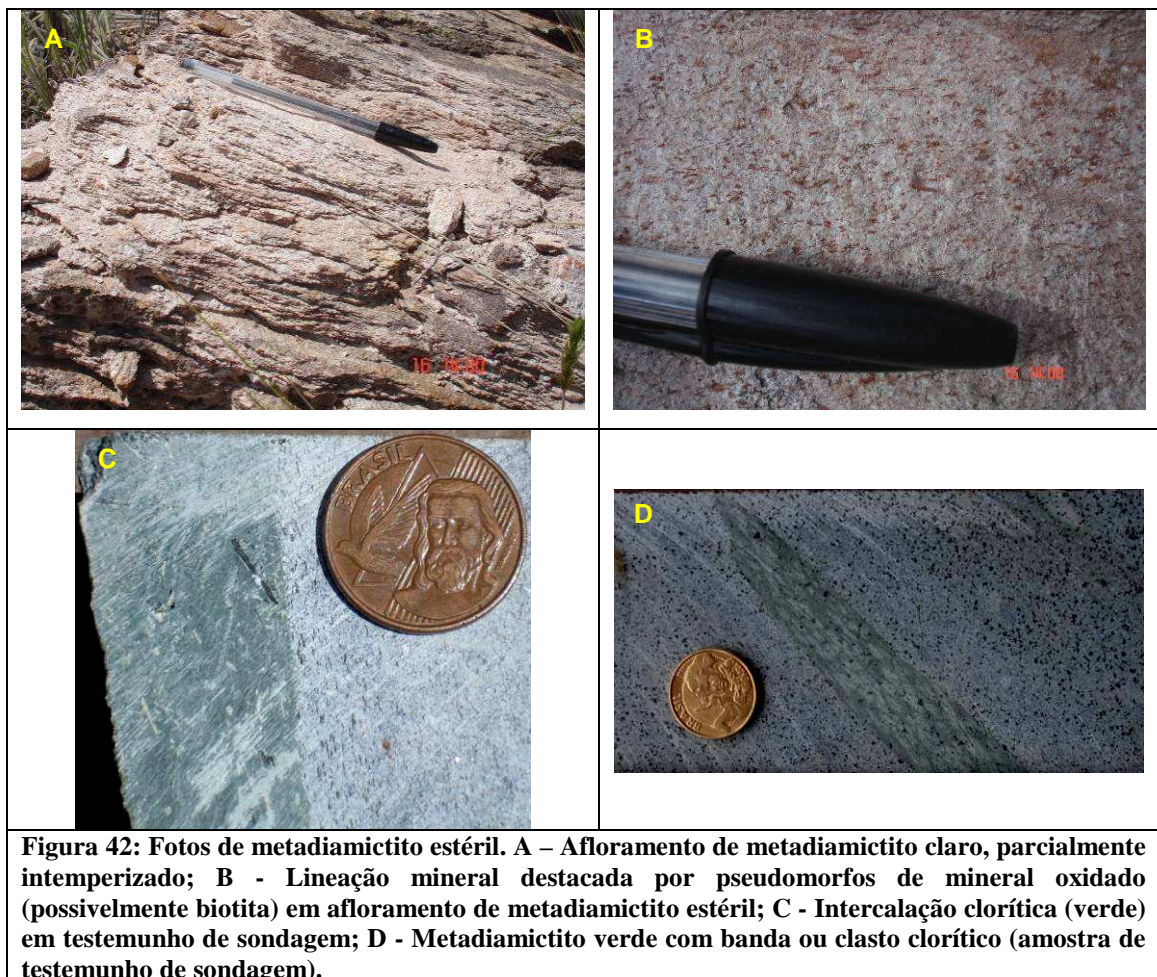
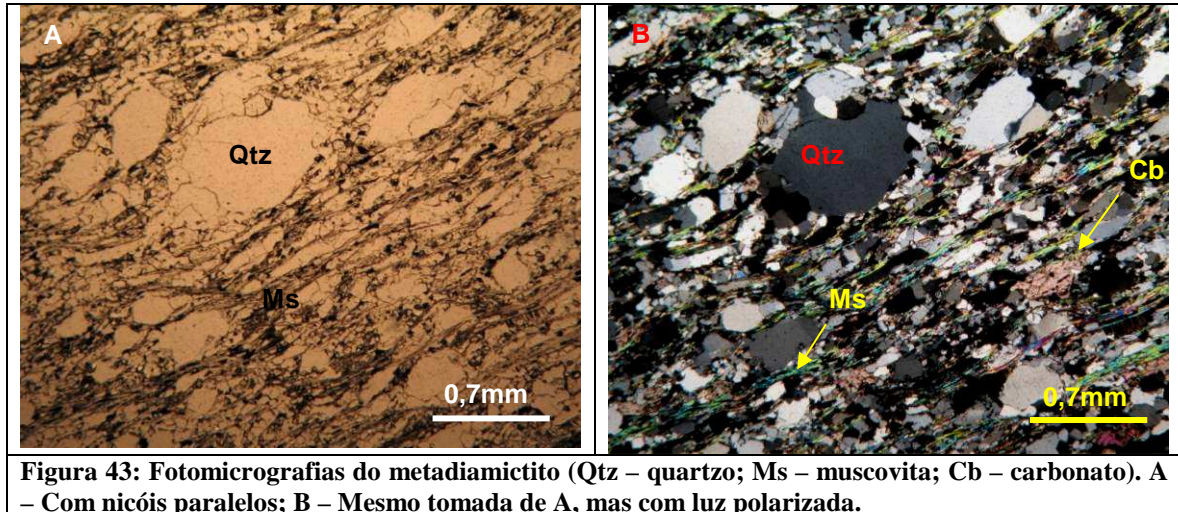


Figura 41: Litotipos em testemunhos de sondagem do Bloco 8.

Nos testemunhos de sondagem foram observadas intercalações centimétricas compostas, essencialmente, por clorita com sulfetos (pirita, pirrotita e raramente calcopirita; Figura 42C). No metadiamicictito verde essas intercalações são menos compactas, apresentando menos clorita e têm quantidades pequenas dos demais minerais da matriz, principalmente quartzo. Essas intercalações são descontínuas e, às vezes, se assemelham a clastos estirados paralelamente ao mergulho da foliação S1 (Figura 42D).

A foliação de crenulação S2 está registrada em intercalações ricas em minerais micáceos, caulinitizados ou não, bem como nas intercalações cloríticas previamente mencionadas.





4.2.2 - Metadiamic tite hematítico

Nos blocos 7 e 8 o metadiamic tite hematítico apresenta variação de 5 a 60% na quantidade de hematita presente na matriz. Por isso, a tonalidade de cinza varia de claro, quando a rocha é pobre neste mineral, a cada vez mais escuro, à medida que o conteúdo de hematita cresce. Essa variação é observada tanto em afloramentos como em furos de sonda.

A matriz do metadiamic tite hematítico possui textura similar à do metadiamic tite estéril. Mas, esta matriz, além dos minerais presentes na do metadiamic tite estéril, contém hematita fina orientada segundo a foliação S1, e hematita especular concentrada em bandas que correspondem aos planos das foliações S1 e S2. A matriz apresenta, também, duas variedades de magnetita, parcial a totalmente martitizadas; uma porfiroclástica, encontrada nas bandas de hematita especular, e outra, porfiroblástica, disseminada pela matriz. O conteúdo total de magnetita é menor que 1%. A hematita fina e micas orientam-se de forma anastomosada, envolvendo os grãos de quartzo, feldspato e carbonato da matriz.

A magnetita porfiroclástica que ocorre nas bandas de hematita especular, correspondentes a S1 e S2, está deformada, rotacionada e subgranulada. Por sua vez, a magnetita porfiroblástica, disseminada na matriz, é subédrica e está intercrescida na foliação, onde pode se apresentar rotacionada. Hematita e muscovita ocorrem em concentrações inversamente proporcionais.

Em afloramentos onde predomina a hematita, em relação à muscovita, podem ocorrer concentrações desse óxido de ferro em lentes centimétricas, paralelas à foliação S1 e em superfícies que correspondem à foliação de crenulação S2 (Figura 44). Nas lentes paralelas a

S1 a hematita é lamelar e tem granulação maior que a hematita da matriz. Quando a concentração de hematita ocorre em S2 a rocha adquire um bandamento metamórfico, discordante de S1. Este bandamento é dado pela alternância de bandas compostas por quartzo, muscovita e hematita, semelhantes à composição da matriz, e bandas compostas predominantemente de hematita especular (Figuras 44). Nos afloramentos onde a quantidade de hematita é menor, a foliação de crenulação S2 fica registrada em intercalações (lentes e/ou clastos) muito ricas em caulim, paralelas à foliação (Figuras 45). O protólito dessas intercalações caulíníticas é de natureza incerta, mas seriam rochas ricas em silicatos de alumínio e pobres em ferro (*e.g.*, mica branca e feldspato).

No Bloco 8 pode-se observar diminuição na quantidade de hematita de oeste para leste. Localmente, nos afloramentos da margem direita do Córrego Lamarão, a NE e E desse bloco, e às margens dos córregos do Vale e da Dona Nem, o metadiamicrito hematítico possui magnetismo forte, devido à presença de cristais de magnetita com até 1mm. No total, a fração magnética é de aproximadamente 10%.

Quando observado nos furos de sonda, o metadiamicrito hematítico é mais compacto e duro, em relação aos afloramentos. Em testemunhos de sondagem os clastos de rocha carbonática reagem mais facilmente com ácido clorídrico, mas os minerais da matriz permanecem iguais às amostras de superfície.



Figura 44: Afloramento de metadiamicrito hematítico, mostrando bandamento (S0) paralelo à foliação S1 (linha branca –S0//S1) e hematita concentrada em S2 (linha amarela), discordante de S0//S1.



Figura 45: Afloramento de saprolito de metadiamicrito hematítico com pouca hematita, com S2 (linha amarela) registrada em lente caulínítica (micas intemperizadas?).

4.2.2.1 - Quartzito Hematítico

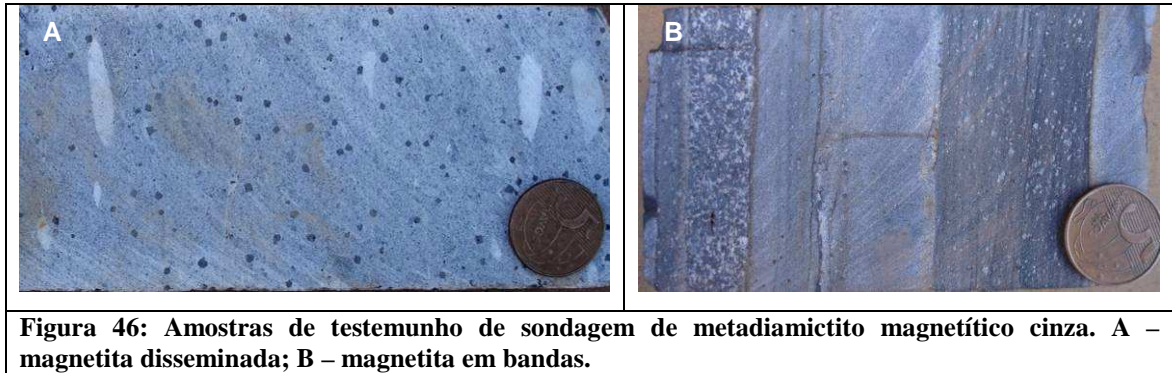
A variedade descrita como “quartzito hematítico” na bibliografia (Viveiros *et al.* 1978, Uhlein 1991, Mourão e Grossi-Sad 1997, Roque *et al.* 1997) foi observada em raros afloramentos no Bloco 8 ao longo do Córrego Mundo Novo. “Quartzito hematítico” é o nome utilizado para descrever uma rocha muito compacta, com matriz cinza, rica em quartzo com feições de recristalização, e com hematita fina e magnetita, subordinadas. Tem quantidades muito pequenas de outros minerais, estando os filossilicatos quase ausentes. A hematita fina do “quartzito” ocorre de forma semelhante à hematita fina do metadiamictito hematítico, enquanto a magnetita ocorre de forma semelhante à do metadiamictito magnetítico cinza. Grande parte das amostras de “quartzito hematítico” está muito contaminada por hidróxidos de ferro, dificultando uma melhor caracterização da rocha.

Destaca-se que o “quartzito hematítico” também contém poucos grânulos e seixos de quartzo, estirados paralelamente ao mergulho de S1, e cristais de magnetita disseminados. Essa unidade parece ser uma variação lateral do metadiamictito hematítico mais homogêneo e sem muscovita. Assim, o “quartzito hematítico” é aqui incluído na unidade metadiamictito hematítico.

4.2.3 - Metadiamictito magnetítico cinza

A matriz do metadiamictito magnetítico cinza (Figura 72) caracteriza-se pela inversão na quantidade de hematita (que pode nem estar presente) e magnetita, e também no estado de deformação desse último mineral. A textura dessa rocha é semelhante à textura do metadiamictito estéril. Apesar da deformação vista nos minerais constituintes da matriz, a magnetita está pouco ou nada deformada, mas, quando alongada, está orientada paralelamente à foliação S1. A hematita é igual à hematita fina do metadiamictito hematítico e está orientada paralelamente a direção de estiramento dos cristais da matriz.

A magnetita pode estar disseminada pela matriz, como porfiroblastos euédricos com hábito cúbico, de até 1mm de diâmetro (Figura 46A). O metadiamictito magnetítico cinza pode ser bandado, com bandas compostas por quartzo e muscovita, semelhante à composição da matriz, e bandas cinza compostas predominantemente por magnetita com tamanho variado, desde fina a porfiroblastos de 1mm (Figura 46B). Quando a magnetita está concentrada em bandas observa-se aumento na quantidade de hematita especular.



4.2.4 - Metadiamictito magnetítico verde

O metadiamictito magnetítico verde só pôde ser observado em amostras de furos de sonda do Bloco 7. Possui textura bandada (Figura 47B, 72A) a maciça (Figura 47A, 72B).

Quando bandada, a rocha tem bandas esverdeadas compostas por magnetita, associada à clorita e biotita (predominando uma ou outra); e bandas brancas, ricas em quartzo, com quantidades muito menores de magnetita, as quais são mais delgadas do que as bandas com os filossilicatos (Figura 73A). Nas bandas ricas em clorita e biotita, a magnetita pode ter até 0,5mm e apresenta hábito poligonal, preferencialmente cúbico, euédrico a subédrico. Apesar de estarem pouco deformados, os cristais de magnetita alongados estão orientados paralelamente ao bandamento e foliação.

Nas partes maciças, onde clorita e biotita são componentes significativos da matriz, porfiroblastos de magnetita estão disseminados, com hábito cúbico euédrico e tamanhos menores do que a magnetita concentrada nas bandas de clorita e biotita.

No metadiamictito magnetítico verde maciço, e em bandas clorítico-biotíticas mais espessas e com menor quantidade de magnetita, pode-se observar porfiroblastos de granada com textura poiquiloblástica (Figura 73D). Esses poiquiloblastos apresentam contornos bem definidos e possuem inclusões de todos os minerais já citados, inclusive dos óxidos de ferro.

Tanto no metadiamictito magnetítico verde bandado como no maciço os clastos são escassos e têm tamanhos de grânulo a seixo.



Figura 47: Amostras de testemunho de sondagem de metadiamicito magnetítico verde. A – maciço; B – bandado.

4.2.5 - Quartzito Branco

O quartzito branco aflora como raras lentes descontínuas, envolvidas pelo diamictito estéril, no domínio leste do Bloco 8, onde esta rocha é muito friável. O quartzito branco é composto quase exclusivamente por quartzo de granulação fina, límpido, bem arredondado, com argilominerais intersticiais (provavelmente, produtos do intemperismo de mica).

4.2.6 - Quartzito Micáceo Branco

Uma única lente de quartzito micáceo branco foi encontrada intercalada no diamictito estéril da porção oeste do Bloco 8. Este quartzito tem granulação fina a média e muita muscovita compondo a foliação S1. O quartzito micáceo contém lentes caulínicas, paralelas à foliação, que marcam o acamamento sedimentar e registram a foliação de crenulação S2. O protolito dessas lentes caulínicas é interpretado como rocha rica em minerais micáceos, hoje intemperizados.

4.2.7 - Quartzito Micáceo Amarelo

O quartzito micáceo amarelo aflora no Bloco 8, sempre no domínio do metadiamicito estéril, onde ocorre na forma de lentes a leste do Córrego Lamarão e a oeste da chapada central. Ao longo da margem direita do Córrego Capão da Onça os vários afloramentos delimitam uma camada maior. O quartzito micáceo é amarelo a bege. É composto por

quartzo, de granulação fina a média, e muita muscovita. Tanto o quartzo quanto a muscovita estão orientados segundo a foliação S1.

4.2.8 - Filito

Esta rocha ocorre como lentes descontínuas e isoladas em meio ao metadiamiccito estéril, no Bloco 8. Em todos os afloramentos, o filito aparece como saprolito marrom a amarelo, podendo conter cristais de magnetita milimétricos em concentrações menores que 5%, sempre com feições de oxidação intempérica. O filito mostra-se muito quebradiço, mas não se identificam as estruturas que causam este efeito.

4.2.9 - Rocha carbonática

Intercalações de rocha carbonática, com espessura menor que 2m, estão presentes em furos de sonda do bloco 7. Nelas predomina a composição calcítica e a cor branca (Figura 48). A amostra de composição dolomítica (que reage menos com ácido clorídrico) tem porfiroblastos de granada e sulfeto (aparentemente pirita).

As intercalações carbonáticas ocorrem entre o metadiamiccito estéril e o metadiamiccito hematítico ou magnetítico, mas também foram observadas no meio dos pacotes desses litotipos. Quando estão no meio do pacote de metadiamiccito hematítico ou magnetítico essas intercalações são bandadas, com bandas mais quartzosas e bandas carbonáticas. Neste caso podem estar mineralizadas (Figura 49), com teores menores de 10% em magnetita. Dobras assimétricas são destacadas pelo aumento no teor de magnetita.

A rocha carbonática é composta principalmente por carbonato calcítico de granulação fina, com média de 0,03mm, que envolve massas de carbonato subgranulado, com forma elipsoidal de eixo maior com até 1cm de comprimento (Figura 50B).

Esta rocha possui também quantidades variadas de cristais de quartzo com formas arredondadas a elipsoidais (Figura 50A). Os cristais elipsoidais, tanto de carbonato quanto de quartzo, estão orientados segundo uma foliação.



Figura 48: Rocha carbonática de composição calcítica.



Figura 49: Rocha carbonática dobrada e mineralizada em magnetita.

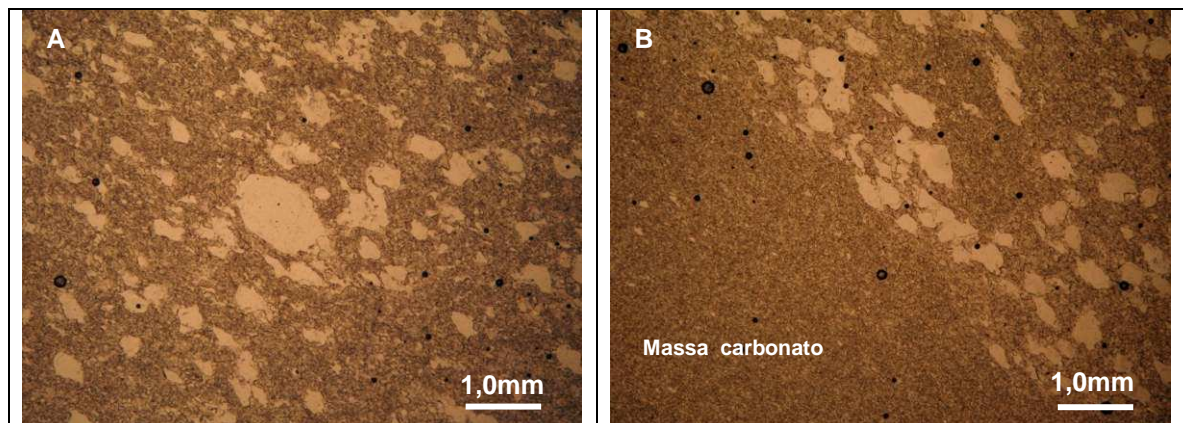


Figura 50: Fotomicrografia de rocha carbonática. A - grãos estirados de quartzo; B - Massa de carbonato;

Duas seções delgadas de lentes de rocha carbonática que não reagiram tão facilmente ao ácido clorídrico foram descritas em microscópio. Essas amostras serão referidas como “dolomito” e “amostra B7F50Am5”.

Na amostra dolomítica há alternância de bandas muscovíticas e bandas carbonáticas, com porfiroblastos de granada que englobam as duas bandas (Figura 51). Nas bandas muscovíticas a reação é completa e a granada apresenta textura maciça e nas bandas carbonáticas a reação é incompleta e a granada tem textura poiquiloblástica. Essas granadas apresentam inclusões de carbonato, sulfeto (pirita) e em um cristal foi observado inclusão de ilmenita.

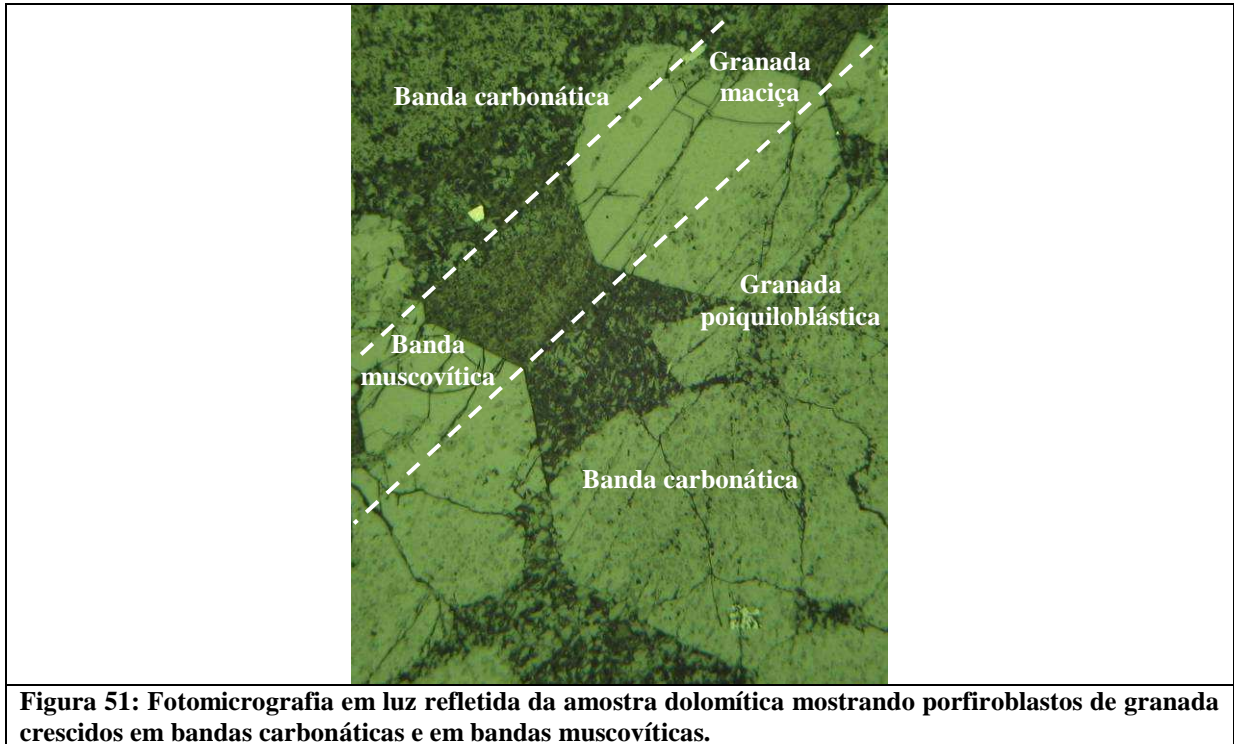


Figura 51: Fotomicrografia em luz refletida da amostra dolomítica mostrando porfiroblastos de granada crescidos em bandas carbonáticas e em bandas muscovíticas.

Cristais de carbonato e os porfiroblastos de granada foram analisados em microsonda. O carbonato é constituído principalmente por CaO (1,7-25,7%), $\text{FeO}_{(t)}$ (9,8-23%), MnO (11,3-24,5%) e MgO (5,5-10,1%), predominando cristais com maior quantidade de FeO e MnO (aproximadamente 20%), com MgO (mais ou menos 6%) e CaO (2,5%) em menor quantidade, e também cristais com mais CaO (22%) com os demais em torno de 10% cada.

Os porfiroblastos de granada contidos na rocha dolomítica têm variação na textura conforme a banda na qual estão intercrescidos. Nas bandas muscovíticas a granada é porosa, enquanto nas bandas carbonáticas a granada é maciça. Alguns cristais de granada estão crescidos em cima das duas bandas, com variação textural em um mesmo cristal. Apesar dessa variação não há mudança na composição química nas diferentes texturas. A granada tem composição na série da almandina-espessartita, sendo constituída de SiO_2 (36,6-37,2%), Al_2O_3 (21-21,3%), MnO (21,9-23,9%), $\text{FeO}_{(t)}$ (13,8-16,3%) e CaO (2-2,6%).

Como a amostra B7F50Am5 esta mineralizada em magnetita sua descrição microscópica está na seção 4.5 “Minerografia e Química Mineral dos Metadiamicritos Ferruginosos”.

4.3 - Geologia Estrutural e Metamorfismo

As duas áreas estudadas possuem os três conjuntos de estruturas que são conhecidos regionalmente e se relacionam às deformações D1, D2 e D3. Ou seja, a foliação principal (S1), a foliação de crenulação (S2) e os sistema de fraturas de direção NE-SW e NW-SE.

Quando é possível observar contatos entre litotipos e/ou variação composicional em uma mesma rocha, que evidenciam o acamamento (S0), este está paralelo à S1 (Figura 58).

4.3.1 - Fase D1

A foliação principal (S1) é evidente em todos os litotipos mapeados (Figura 52). No entanto, S1 é de difícil identificação em alguns afloramentos de quartzito.

Essa foliação principal possui uma lineação mineral (de hematita, mica e quartzo), paralela à lineação de estiramento de clastos dos metadiamicritos. Essa lineação está sempre paralela (*down-dip*) ou subparalela à direção do mergulho, com no máximo 10° de obliquidade (Figuras 53, 55 e 57). Em geral, o estiramento dos clastos é simétrico. Mas, onde há assimetria, os porfiroclastos indicam transporte tectônico da capa para oeste, concordantemente com a cinemática regional. A direção e o mergulho de S1 têm variações, mas não há um padrão preferencial para essas variações (Figura 54 e 55). O mergulho de S1 varia de 10° a 70°, sendo mais comuns os mergulhos de baixo ângulo. O máximo observado para a foliação S1 é 090/22° (Figuras 56 e 57).

A direção de S1 possui variação em torno de NE e SE (Figura 54), mas ocasionalmente pode ter a inversão do mergulho, caindo para W e formando sinclinais e anticlinais, como na parte central do Bloco 7 (Figura 38, Anexo 1) e nas partes oeste e nordeste do Bloco 8 (Figura 40, Anexo 2), respectivamente. É importante ressaltar que nas proximidades dos córregos Mundo Novo, Lamarão e da “Dona Nem”, no Bloco 8, a foliação está perturbada em decorrência de transposição por zonas de cisalhamento. Dobras dessa primeira fase de deformação (D1) são muito raras, pois foram quase que completamente transpostas pela segunda fase de deformação (Figura 58).

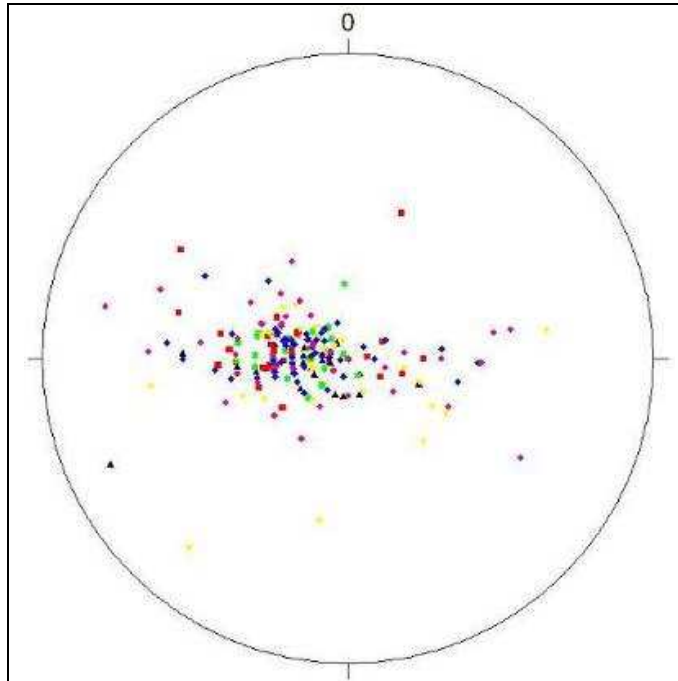


Figura 52: Distribuição da foliação S1. Triângulo preto – E; quadrado vermelho – NE; estrela verde – NW e N; triângulo invertido amarelo – S; losango azul – SE; círculo rosa – W.

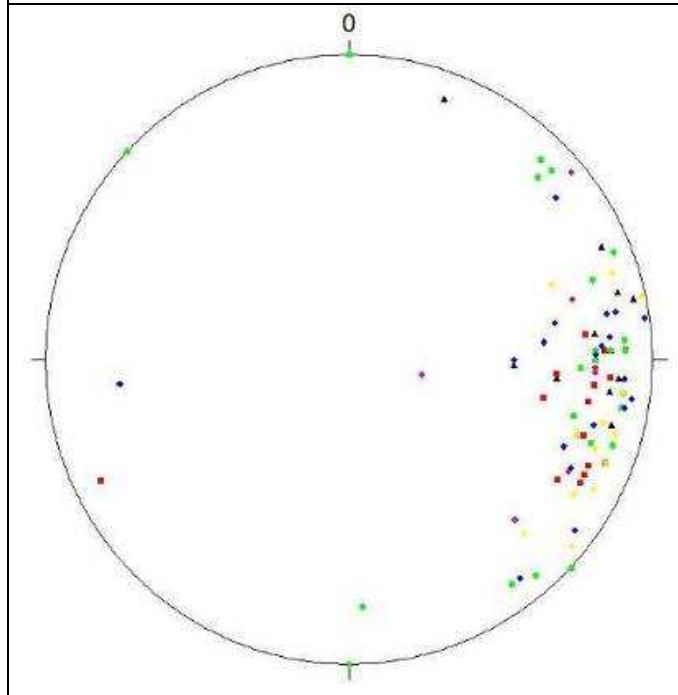
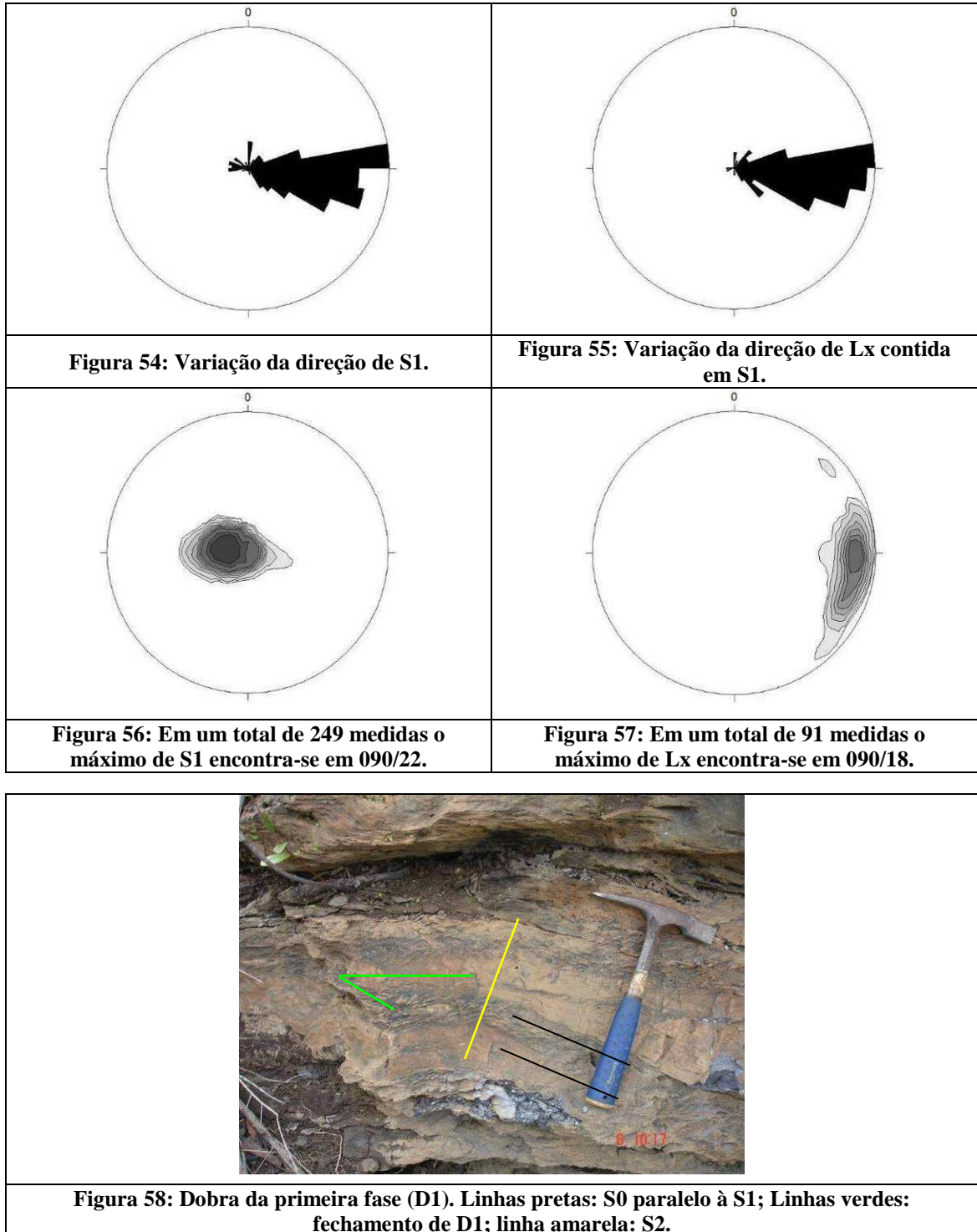


Figura 53: Distribuição da lineação de estiramento de seixos. Triângulo pretos– E; quadrado vermelho – NE; estrela verde – NW e N; triângulo invertido amarelo – S; losango azul – SE; círculo rosa – W.



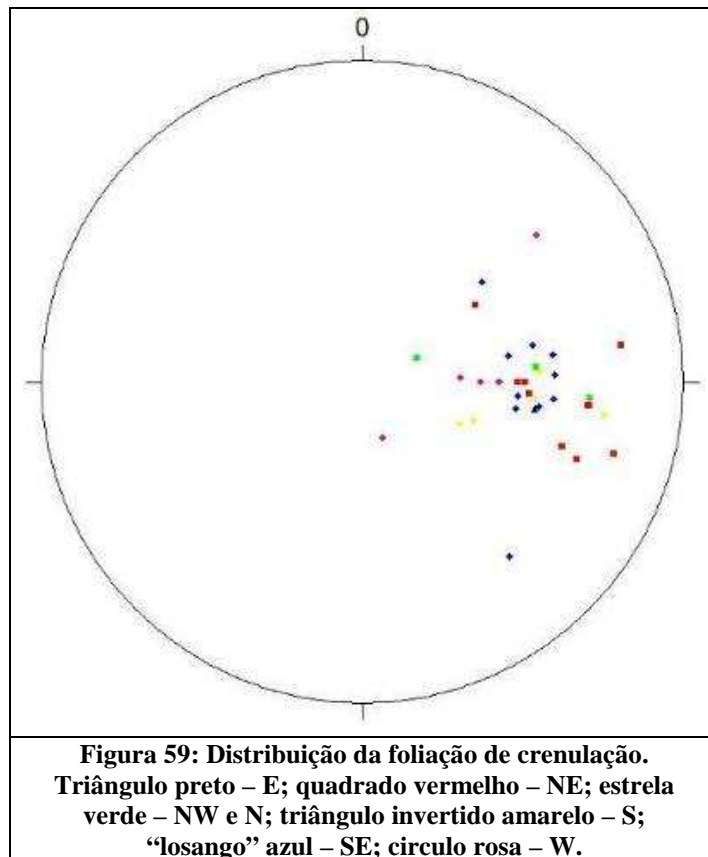
A paragênese da fase D1 é caracterizada pelos principais minerais da matriz que compõe a foliação principal S1: quartzo + hematita + magnetita + mica branca + clorita + biotita + carbonato + epidoto + apatita. As zonas de cisalhamento dessa fase são responsáveis pela reconcentração tectônica do ferro, através da remoção dos minerais ganga e formação de hematita especular.

4.3.2 - Fase D2

A foliação de crenulação (S2) é observada com menos frequência (Figura 59) que S1, e é mais comum no Bloco 8. Essa foliação S2 ocorre sempre nos diamictitos ricos em muscovita ou hematita. Invariavelmente, S2 mergulha para oeste (Figura 61), mas com valores variáveis entre 15° e 80°. O máximo de S2 é 274/42° (Figura 63).

No metadiamictito hematítico, a hematita tende a se concentrar na foliação de crenulação S2. Este processo pode ser muito marcante, levando à formação de um segundo bandamento composicional (Figura 44).

Tanto no metadiamictito estéril quanto no hematítico, a foliação de crenulação é plano axial de dobras assimétricas com vergência para leste: as dobras d2 (figuras 65, 66 e 67). As dobras D2 têm eixo com caimento baixo, preferencialmente para n, mas também é freqüente caimento para sul (figuras 60, 62, 64 e 67). Em amostras de testemunho e em afloramentos as dobras D2 apresentam envoltória em cascata mergulhante para leste (Figuras 65 e 66).



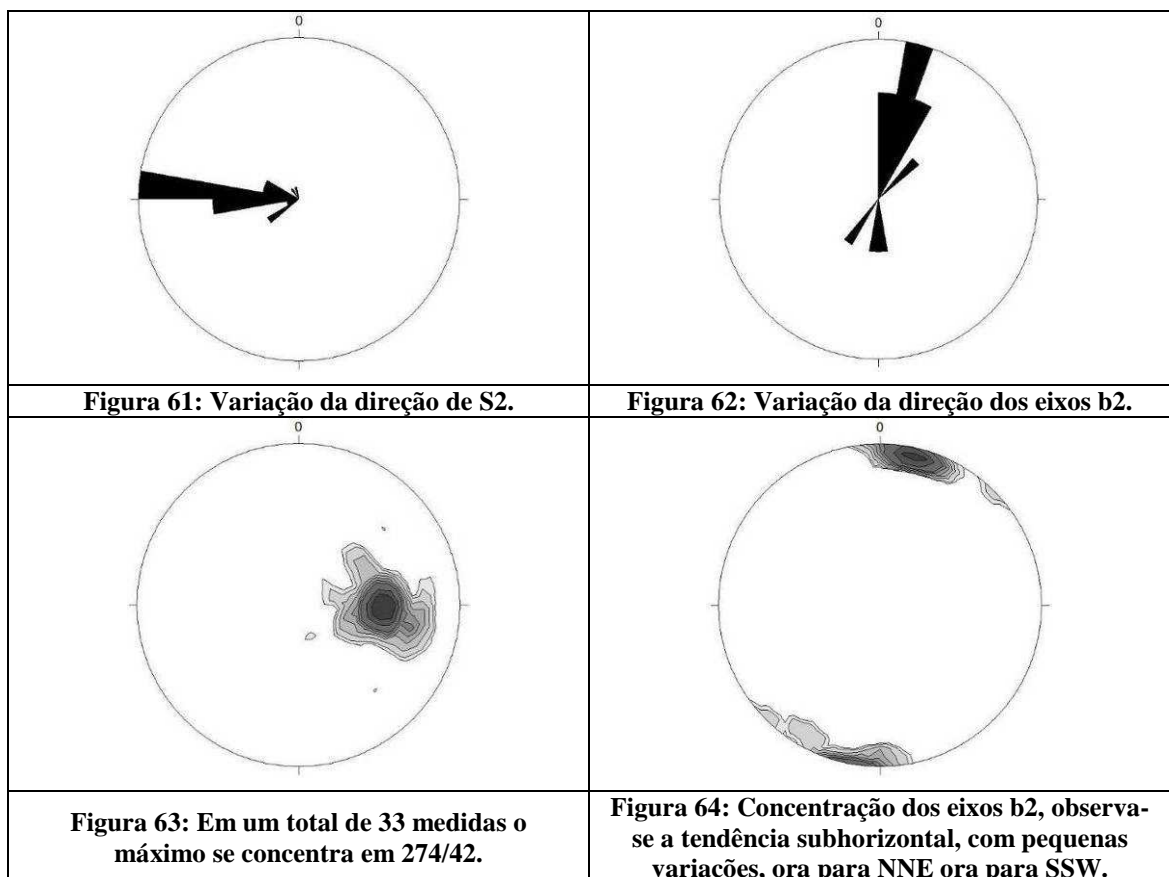
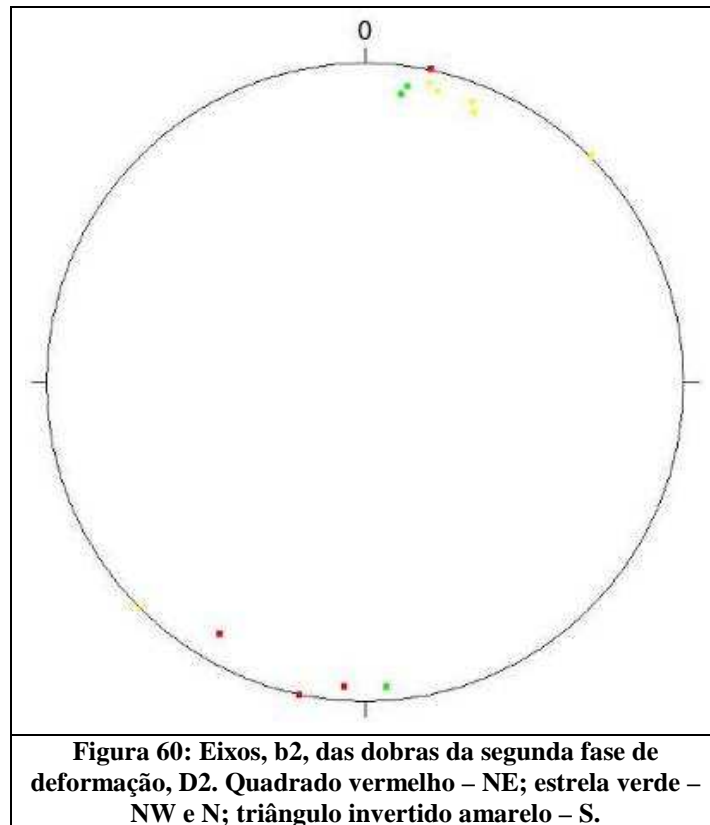




Figura 65: Dobra da segunda fase de deformação (D2) em cascada, em amostra de testemunho.



Figura 66: Dobras da segunda fase de deformação (D2,) em cascata, em afloramento.



Figura 67: Variação no caimento do eixo das dobras D2 em escala de afloramento.

A fase D2 é caracterizada pela concentração de hematita especular em zonas de cisalhamento e na foliação de crenulação, e muscovita e clorita somente em S2. A paragênese dessa fase é composta por hematita especular + magnetita + mica branca + clorita + biotita + granada.

4.3.3 - Fase D3

Das drenagens principais somente o Córrego Lamarão, no Bloco 8, possui direção aproximada N-S, grosseiramente paralela às direções de S1 e S2, e dos grandes empurrões regionais. As demais drenagens parecem estar controladas pelos conjuntos de fraturas regionais, de direção NW-SE e NE-SW, as quais causariam a inflexão do Córrego Capão da Onça, também no Bloco 8. Apesar de quase todas as drenagens estarem alinhadas segundo as direções regionais, somente ao longo dos córregos Mundo Novo, do Vale e da Dona Nem, todos no Bloco 8, foram medidos planos de fraturas subverticais paralelos a essas direções principais.

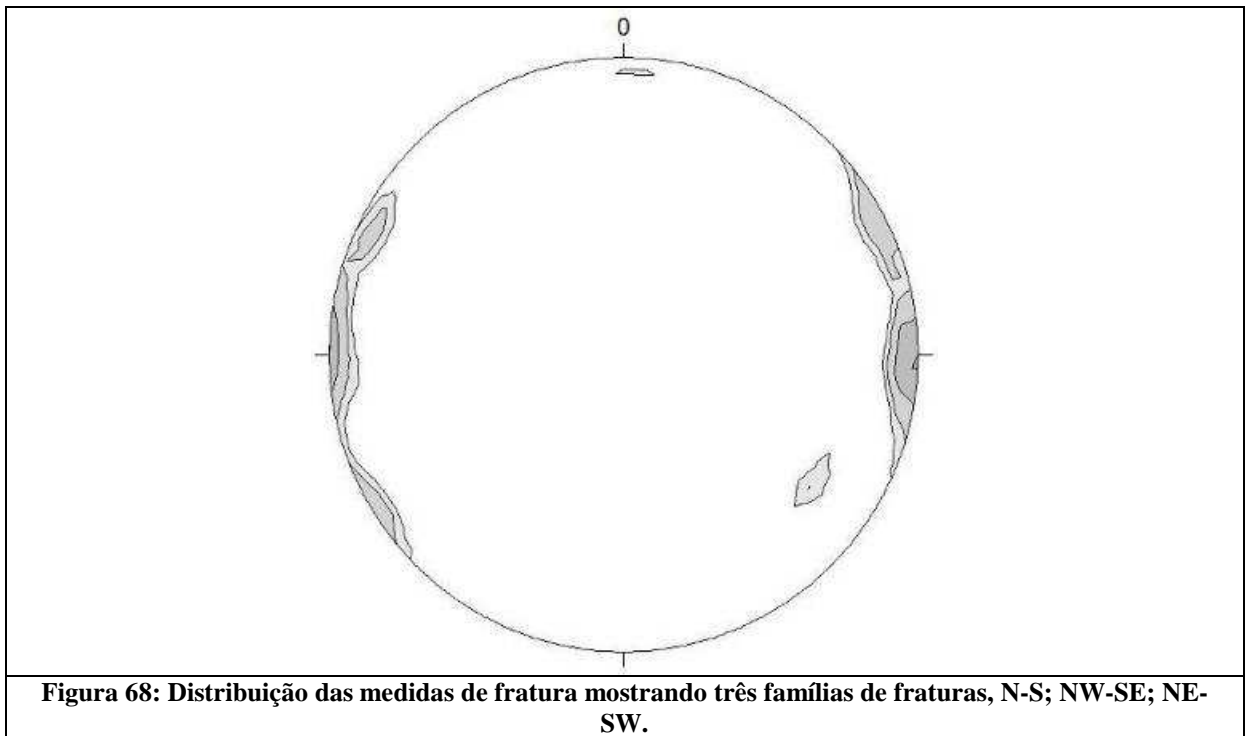
Degraus e espelhos de falha só foram observados nos planos de fratura do Bloco 8, possibilitando inferir a movimentação de blocos da seguinte maneira: o bloco a norte do Córrego Mundo Novo foi rebaixado, assim como o bloco a sudoeste do Córrego Capão da Onça.

Os planos presentes no Córrego da Dona Nem não possuem degraus e, por isso, não foi feita nenhuma sugestão quanto ao bloco abatido ou soerguido. Nas margens dos afluentes a NW do Córrego Capão da Onça, que apresentam direção NW-SE, existem veios de quartzo, indicando possível sistema de fraturamento paralelo à direção dos córregos.

Apesar de encontrar-se alinhado aproximadamente na direção N-S, o Córrego Lamarão é composto por vários seguimentos NW-SE, NE-SW e ainda um terceiro conjunto N-S (Figura 68). Essa característica em escala de mapa se repete em escala de afloramento ao longo do córrego, que tem planos de fratura nessas três direções. A existência desses planos atesta os sistemas de fraturamento, mas, a ausência de degraus ou outros indicadores impossibilita inferir se houve movimentação entre os blocos a leste e a oeste desse córrego.

Ocorre flexura da foliação nas proximidades dos córregos onde foram medidos os planos de fratura. Essa flexura pode ser consequência do fraturamento e/ou indicar grandes

blocos basculados, cujas feições em afloramento estão mascaradas por processos intempéricos e geomorfológicos.



4.3.4 - Metamorfismo

A paragênese mineral observada, tanto da fase D1 como da fase D2, é relativamente bem hidratada indicando metamorfismo regional na fácies xisto verde alto.

A interpretação das relações mineralógicas e texturas das lâminas sugerem que os minerais tenham se formado na ordem sugerida na Tabela 1.

Mineral	ESTRUTURA TECTÔNICA					OBSERVAÇÃO
	Pré-S1	Sin-S1	Tardi-S1	Sin-S2	Pós-S2	
Hidróxido de Ferro [Fe(OH) ₃]	————					Seria o precursor da hematita em S1
Hematita fina	-----	————	-----			Hematita disseminada na matriz do DH orientada segundo S1
Hematita especular		————	————	————		Hematita formada em zonas de enriquecimento em hematita paralelas a S1 e S2
Magnetita porfiroclástica		————	————	————		Porfiroclastos nas bandas de hematita especular
Magnetita na matriz de DH		-----	————	-----		Porfiroblastos subédricos a euédricos na matriz do DH
Magnetita na matriz de DMC		-----	————	-----	-----	Porfiroblastos sem deformação componentes dos DMC
Magnetita em DMV		-----	————	-----	-----	Porfiroblastos sem deformação componentes dos DMV
Clorita fibrosa	-----	————	————	————		Observada na matriz dos metadiamicritos
Clorita lamelar		-----	————	-----	-----	Observada nas bandas enriquecidas em clorita e biotita dos DMV
Biotita fibrosa	-----	————	————	————		Observada na matriz dos metadiamicritos
Biotita lamelar		-----	————	-----	-----	Observada nas bandas enriquecidas em clorita e biotita dos DMV
Carbonato sujo	-----	————	-----			Carbonato euédrico com "poeira" opaca (possível hidróxido de Fe precursor da hematita fina) com bordas calcíticas limpas
Calcita		-----	-----	————		Envolve o carbonato sujo
Granada			-----	-----	————	Blastos com contorno regulares e textura poiquiloblástica

Tabela 1: Relações de cristalização mineral com as fases de deformação.

4.4 - Variação lateral e vertical do Membro Riacho Poções

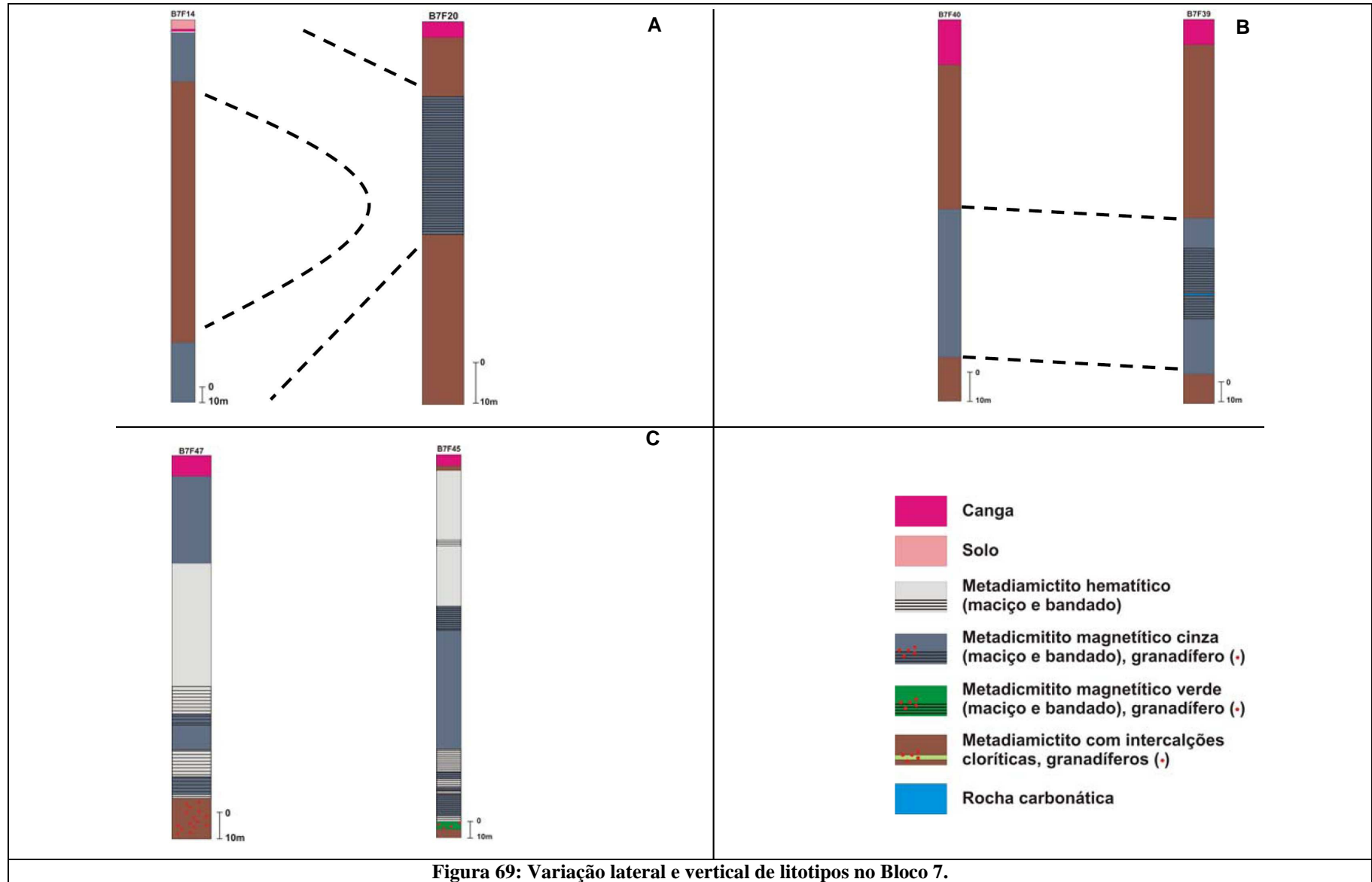
Como o estudo foi realizado em áreas pequenas em relação à ocorrência regional do Membro Riacho Poções, não foi possível a coleta de dados conclusivos sobre a posição estratigráfica de cada litotipo.

Na bibliografia regional ocorre uma divergência quanto à interpretação da configuração estratigráfica e estrutural do Membro Riacho Poções. Viveiros *et al.* (1978) interpretam o Membro Riacho Poções como uma camada ferruginosa dobrada em sinclinal e anticlinal, conjugados. Mourão & Grossi-Sad (1997), por outro lado, consideram o Membro Riacho Poções como dois horizontes hematíticos principais que se mostram dobrados, um deles em sinclinal e anticlinal, e outro, em braquissinclinal.

Essa divergência ainda sustenta o impasse quanto a relação estratigráfica do Membro Riacho Poções em cada bloco. Contudo, as relações entre litotipos, e suas variações laterais são diferentes em cada bloco estudado.

No Bloco 7 o principal litotipo ferruginoso é o metadiamicrito magnético cinza, com intercalações de metadiamicrito hematítico e metadiamicrito magnético verde. As espessuras desses litotipos variam consideravelmente, de tal forma que em alguns furos, localizados na parte sul do bloco, pode prevalecer o metadiamicrito hematítico (Figura 39). O pacote de metadiamicritos ferruginosos pode alcançar espessuras superiores a 100m. Lateralmente, a constituição litológica do pacote é ainda mais variada (Figura 69). A comparação de furos adjacentes na direção leste-oeste sugere a existência de dobras (Figura 69A). Em algumas comparações não foi possível fazer correlações entre os furos devido à grande quantidade de intercalações entre metadiamicrito magnético cinza, metadiamicrito hematítico e metadiamicrito magnético verde (Figura 69C).

O Bloco 8 apresenta configuração muito mais simples (Figura 70). O Membro Riacho Poções é representado por pacote de metadiamicrito hematítico, com espessura de até 90 a 100m, e intercalações localizadas de metadiamicrito magnético cinza com até 10m de espessura (Figura 70). O metadiamicrito hematítico apresenta continuidade lateral, de leste para oeste, ao longo de toda a chapada central, enquanto as intercalações de metadiamicrito magnético cinza parecem ser restritas nessa mesma direção. Metadiamicrito estéril é observado tanto na base como no topo do pacote e, ocasionalmente intercalado no metadiamicrito hematítico (Figura 41).



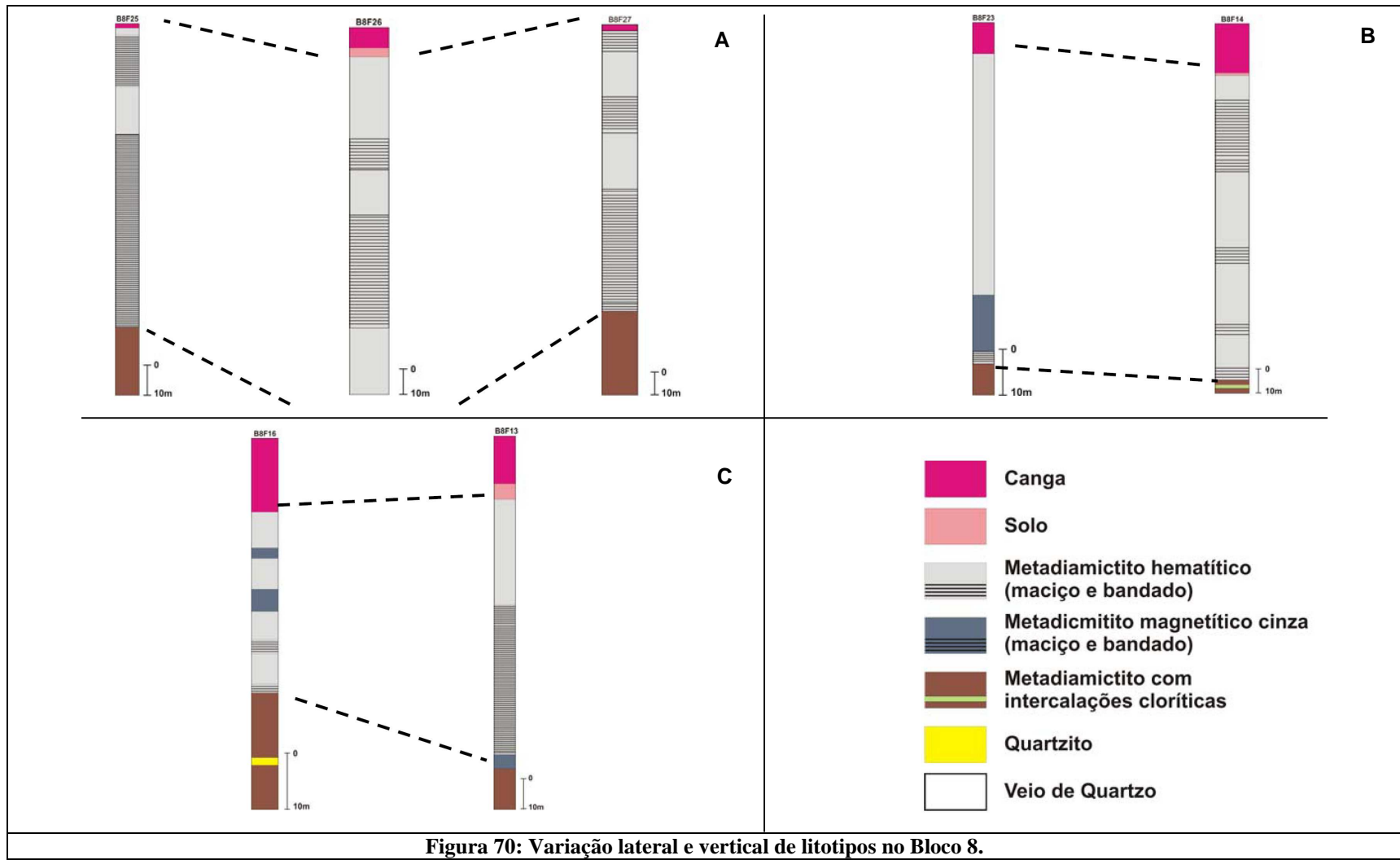


Figura 70: Variação lateral e vertical de litotipos no Bloco 8.

4.5 - Minerografia e Química Mineral dos Metadiamictitos Ferruginosos

Nesse capítulo apresenta-se a descrição detalhada dos litotipos ferruginosos: metadiamictito hematítico, “quartzito hematítico”, metadiamictito magnetítico, metadiamictito magnetítico verde, e também da amostra de rocha carbonática mineralizada.

4.5.1 - Metadiamictito hematítico

O metadiamictito hematítico possui, além dos minerais presentes na matriz do metadiamictito estéril, hematita fina, hematita especular, e duas variedades de magnetita (que somam menos de 1% e estão ambas parcial a totalmente martitizadas).

A hematita fina (Figura 71A) está exclusivamente na matriz compondo a foliação S1. Essa variedade de hematita raramente excede 0,1mm de comprimento e pode apresentar hábito prismático a granular anédrico. Os cristais de hematita fina estão em volta dos granulares cristais da matriz, podendo apresentar variação na sua direção conforme a forma desses cristais.

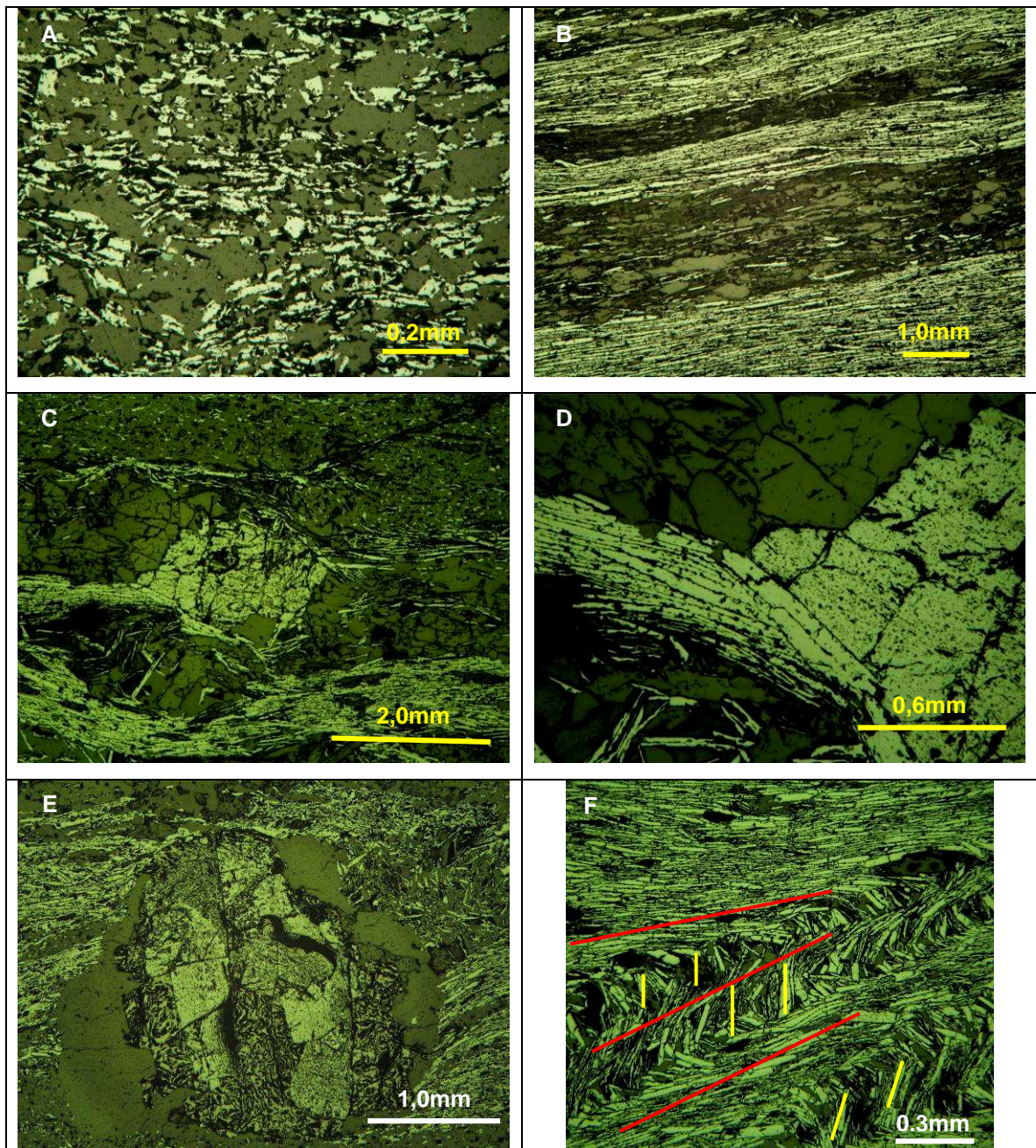
A hematita especular (Figura 71B) é observada em bandas com até 1cm de espessura, correspondentes aos planos de S1 ou S2, podendo alcançar até 1mm de comprimento. Essas bandas podem ser compostas quase que exclusivamente por hematita especular, mas não raramente contem quartzo, carbonato, muscovita e biotita, subordinados, e sempre muito deformados e orientados paralelamente à banda.

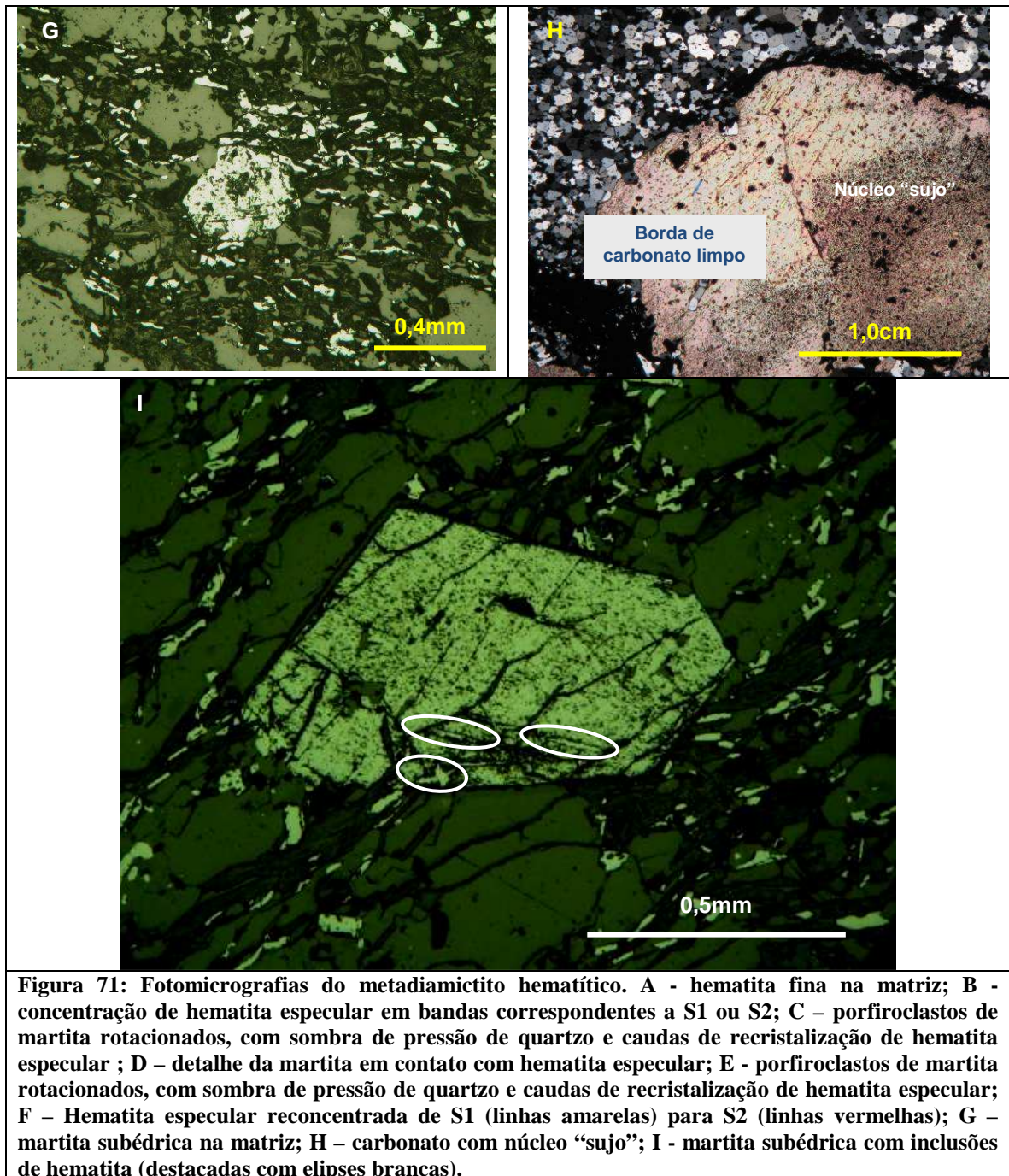
Nessas bandas também há porfiroclastos de martita (Figura 71C), em quantidades <1%, com até 0,5cm de diâmetro, rotacionados, com sombra de pressão de quartzo e/ou carbonato e caudas de recristalização de hematita especular. Em algumas dessas martitas, a hematita especular está em contato com o grão (Figura 71D), dando a impressão de que a especularita cresceu a partir dessa martita. Essa variedade de martita possui quantidade significativa de inclusões e os cristais são subgranulados.

A outra variedade de martita está disseminada pela matriz (Figura 71E), com hábito subédrico e tamanho geralmente maior que a média da granulação da matriz (até 0,6mm). Apesar de apresentar menor quantidade de inclusões que a primeira variedade de martita, esses porfiroblastos crescem na foliação, englobando a hematita fina da matriz. Apesar de não estar presente na matriz a hematita especular é observada dentro dos porfiroblastos (Figura 71I). Embora menos deformada pode-se observar, pela inflexão da foliação, que esses

porfiroblastos estão rotacionados. Somando todos os óxidos de ferro tem-se uma variação de 5 a 60% na composição da rocha.

É interessante ressaltar que alguns cristais de carbonato no metadiamicrito hematítico, tanto o envolto pela matriz como os cristais menores na matriz, exibem núcleo de carbonato euédrico a subédrico “sujos” por partículas pretas com bordas de carbonato limpos (Figura 71F). O núcleo parece não ter sido afetado, ou ter sido menos afetado pela deformação na rocha.





4.5.2 - Metadiamicrito magnético cinza

O metadiamicrito magnético cinza (Figura 72) caracteriza-se pela inversão na quantidade de hematita (que pode nem estar presente) e magnetita, e também no grau de deformação desse último mineral.

A hematita fina encontra-se orientada segundo a foliação e com textura e formas iguais à hematita fina contida no metadiamictito hematítico. A quantidade de hematita não ultrapassa 5%.

A magnetita tem hábitos poligonais, euédricos a subédricos, podendo alcançar 2mm de diâmetro. No entanto, predomina a granulação pouco maior que a da matriz (0,7mm). Os menores cristais são geralmente livres de inclusões e os maiores porfiroblastos contêm menos inclusões do que as magnetitas presentes no metadiamictito hematítico. Apesar dos grãos da matriz estarem estirados, os porfiroblastos de magnetita não apresentam nenhuma, ou pouca, evidência de deformação ou mesmo de rotação; mas, quando alongadas, são paralelas à foliação.

Quase todos os cristais de magnetita estão parcialmente a totalmente martitizados.

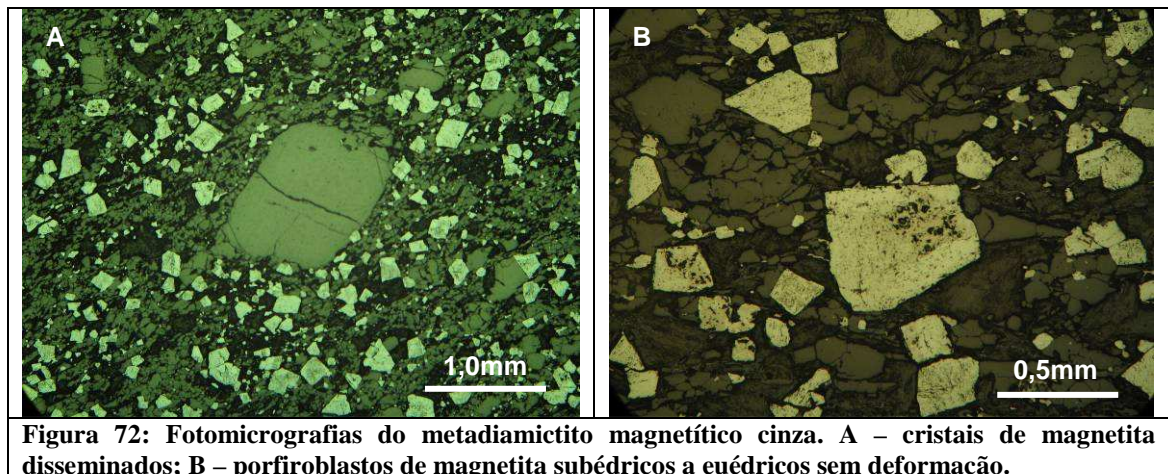


Figura 72: Fotomicrografias do metadiamictito magnetítico cinza. A – cristais de magnetita disseminados; B – porfiroblastos de magnetita subédricos a euédricos sem deformação.

4.5.3 - Metadiamictito magnetítico verde

O metadiamictito magnetítico verde tem essa cor devido à maior quantidade de clorita e biotita, com tamanhos e formas diferentes das ocorrências na matriz dos demais metadiamictitos com óxidos de ferro. A textura fibrosa da clorita e biotita, comum aos metadiamictito estéril e metadiamictito hematítico, é substituída pela textura mais maciça desses minerais, que tendem a se concentrar em bandas, no metadiamictito magnetítico verde.

Porfiroblastos de magnetita estão associadas a essas bandas clorítico-biotíticas (Figura 73A). Os cristais de magnetita tem hábito poligonal (Figura 73B), predominantemente cúbico, mas também mostram forma retangular, hexagonal e triangular, com inclusões em todos os grãos (Figura 73C). Os porfiroblastos tem até 5mm, e quando possuem hábitos alongados

estão orientados paralelamente ao bandamento e direção de estiramento dos cristais da matriz. Semelhantemente ao metadiamicrito magnetítico cinza os grãos da matriz estão estirados, mas os porfiroblastos de magnetita não apresentam nenhuma ou pouca evidência de deformação.

Nas bandas clorítico-biotíticas mais espessas e com menor quantidade de magnetita pode-se observar porfiroblastos de granada com textura poiquiloblástica (Figura 73D). Esses porfiroblastos apresentam contornos bem definidos e possuem inclusões de todos os minerais já citados, inclusive os óxidos de ferro.

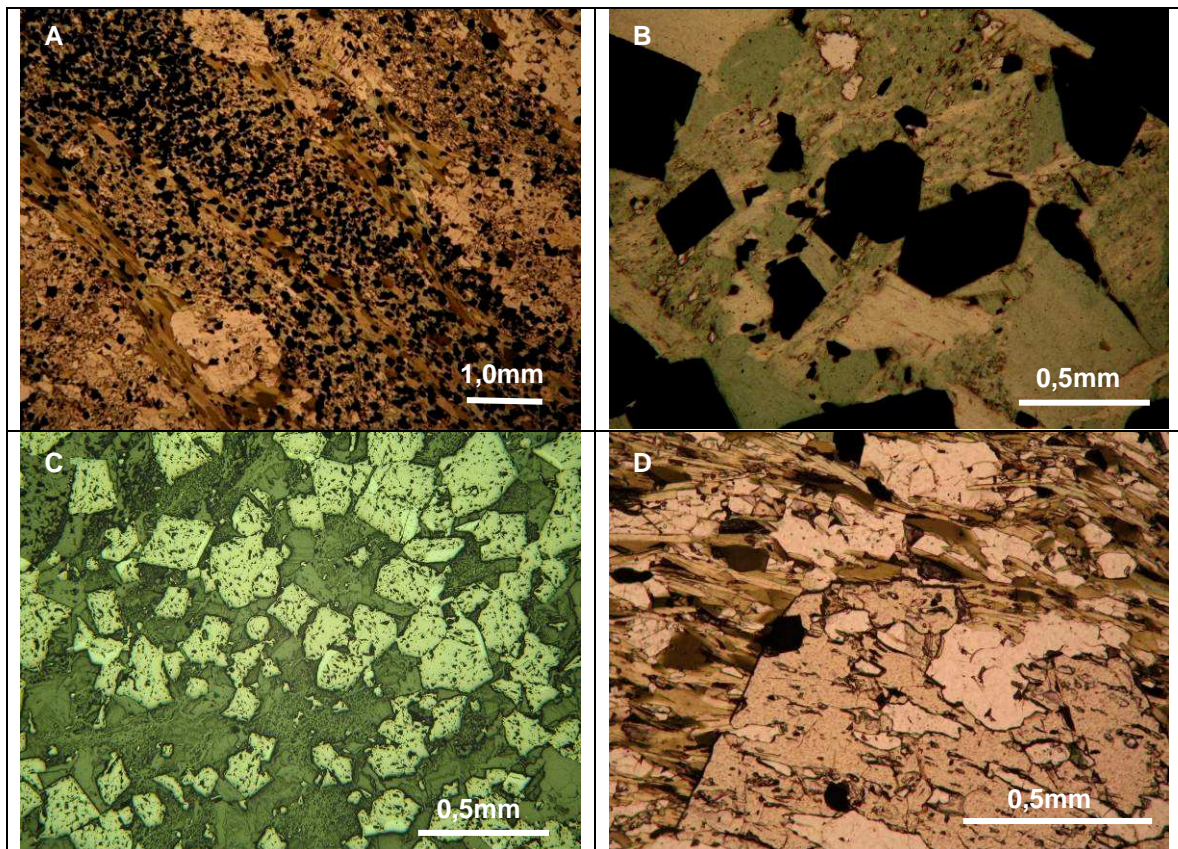


Figura 73: Fotomicrografias do metadiamicrito magnetítico verde. A – banda clorítica-biotítica com cristais euédricos de magnetita; B – porfiroblastos de magnetita em banda clorítica; C – cristais de magnetita com inclusões e parcialmente martitizados; D – poiquiloblastos de granada.

4.5.4 - Rocha carbonática

Na amostra B7F50Am5 o bandamento é mais variado. São observadas bandas quartzosas, bandas de carbonato fino, bandas de carbonato limpo de granulação intermediária e bandas de carbonato grosso “sujo” com partículas pretas.

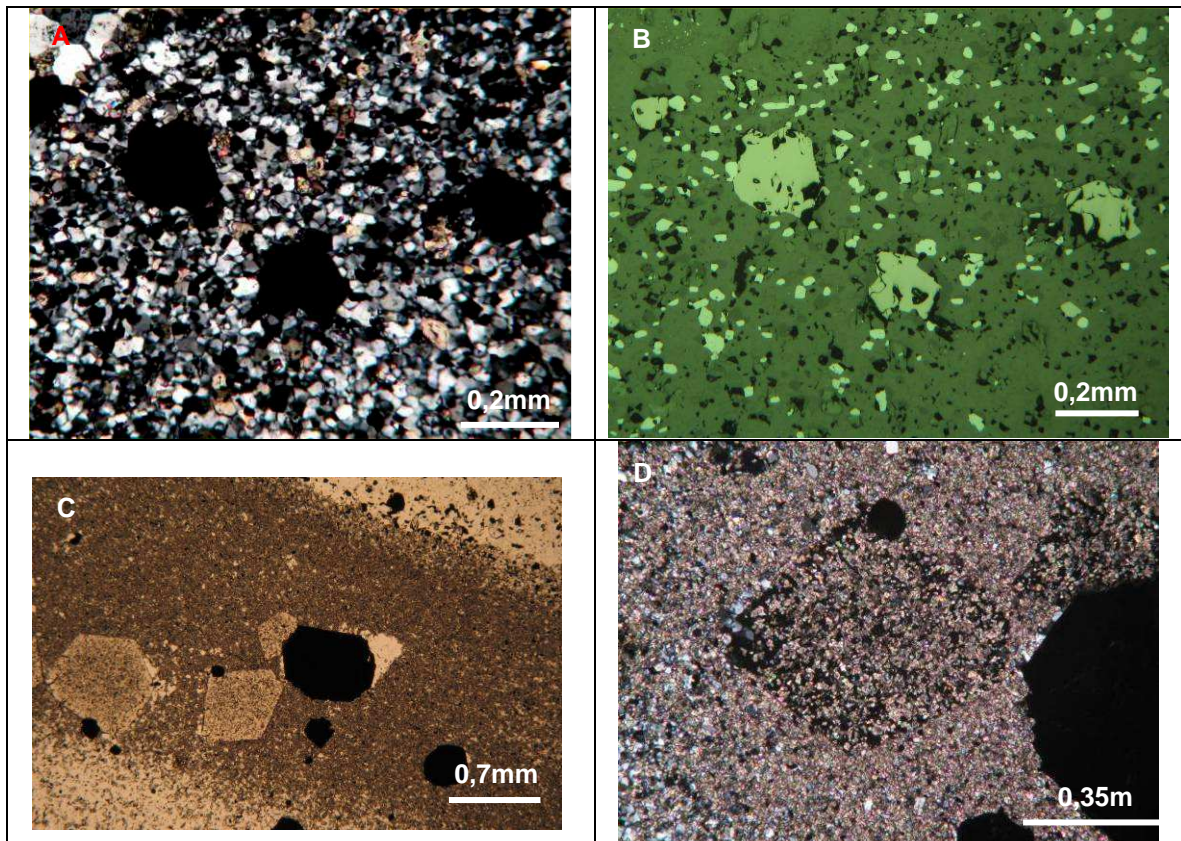
Nas bandas quartzosas (Figura 74A), além de quartzo, há cristais de carbonato com tamanho semelhante ao do quartzo (0,03mm), hematita fina orientada segundo a foliação e porfiroblastos de magnetita subédricos a anédricos (Figura 74B).

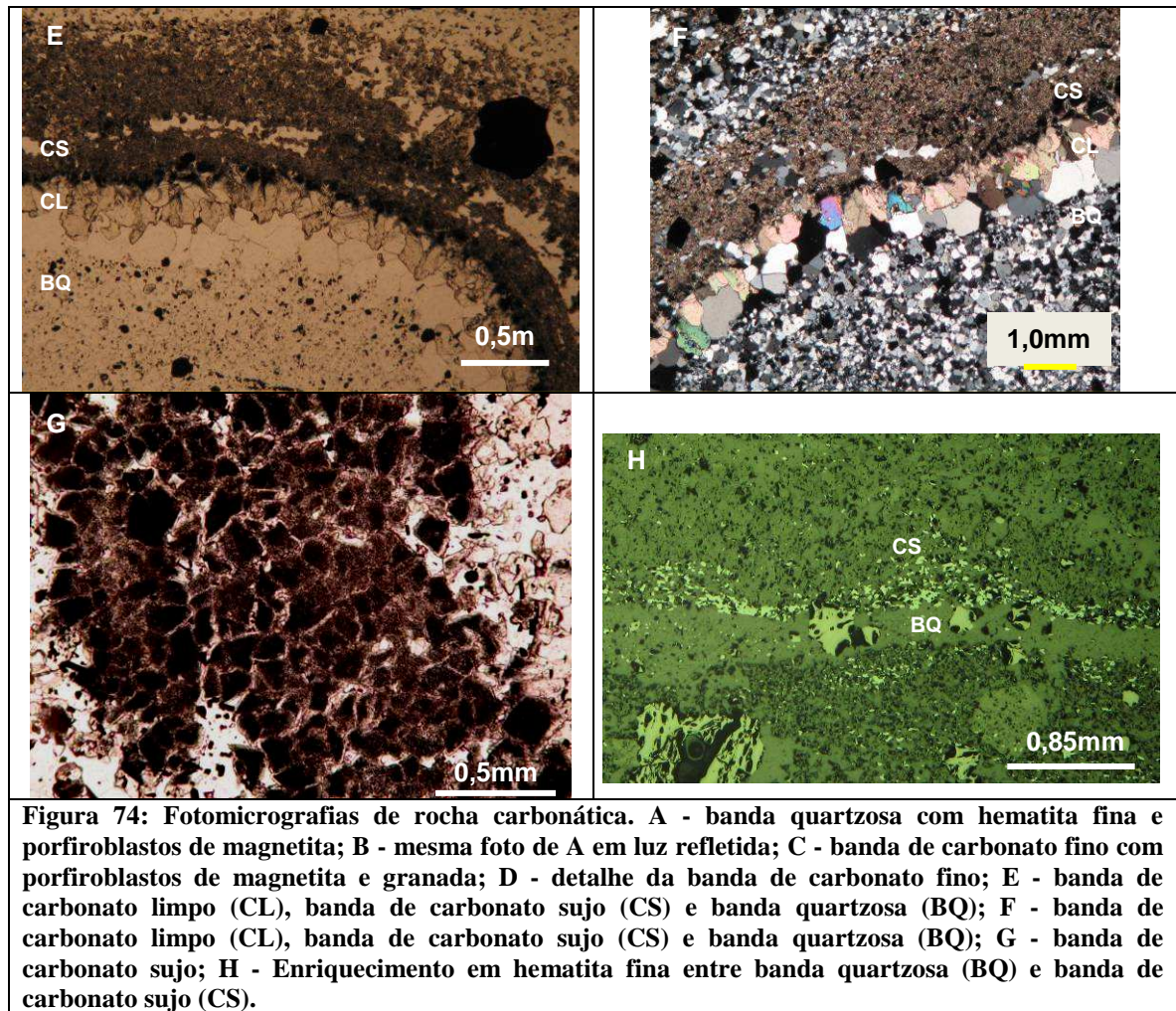
Nas bandas de carbonato fino (Figura 74C) a granulação é semelhante às bandas quartzosas. Ocorre a inversão na quantidade de quartzo e carbonato. Nessas bandas tem-se a formação de porfiroblastos de magnetita subédrica e porfiroblastos de granada euédrica que englobam os cristais de carbonato, quartzo e os menores cristais de magnetita (Figura 74D).

As bandas de carbonato limpo (Figura 74E e F) são menos comuns e, também, menos espessas. São compostas essencialmente por carbonato com contatos poligonais. São as únicas bandas sem a presença de óxidos de ferro. Quando essas bandas estão em contato com as bandas quartzosas ocorre aumento na granulação do quartzo no contato.

As bandas de carbonato sujo (Figura 74G) são compostas essencialmente por carbonato. O carbonato sujo tem granulação ligeiramente maior que o carbonato nas bandas limpas, mas mantêm o hábito e contato poligonal entre os grãos. Quando os grãos de carbonato sujo não estão em contato entre si apresentam cimento de carbonato fino.

Entre as bandas quartzosas e bandas carbonáticas ocorre leve enriquecimento em hematita fina (Figura 74H).





4.5.5 – Química Mineral

Análises de microsonda foram realizadas em amostras de metadiamicrito hematítico e metadiamicrito magnetítico cinza para caracterização da hematita fina e magnetita porfiroclástica e porfiroblástica, incluindo as martitas (Anexo 3).

Foi observado que a hematita tem quantidades variadas de titânio, de 0,1 a 9,3%, sendo que na amostra onde foram obtidas as maiores concentrações (7,83 e 9,3%) foram identificados, no aparelho de microsonda, minerais com habito acicular, possivelmente de rutilo, inclusos na hematita. Além disso, hematita fina, encontrada na matriz do metadiamicrito hematítico, contém teores maiores de TiO_2 (0,67 a 5,06%) do que a hematita especular (0,03 a 0,70% TiO_2), concentrada nos planos da foliação de crenulação S2.

A magnetita, porfiroblástica ou porfiroclástica, contém em sua estrutura concentrações de manganês entre 0,1 e 0,3%, sendo que quanto mais avançada a martitização, maior é a sua

concentração. As martitas podem conter até 0,4% de silício que, aparentemente, não é correlacionável às concentrações de manganês. Os outros elementos analisados nas magnetitas (FeO , Al_2O_3 , MnO , MgO , SiO_2 , TiO_2 , V_2O_3 , Cr_2O_3) apresentam variações muito pequenas, e não tem nenhum padrão para essa variação.

O fosfato presente nos metadiamicritos ferruginosos é a apatita. Como visto na petrografia a apatita pode ser detrítica (Figura 75A), com formas arredondadas a elipsoidais, e os cristais estão fraturados, ou metamórfica (Figura 75B), exibindo hábito prismático com seção basal hexagonal.

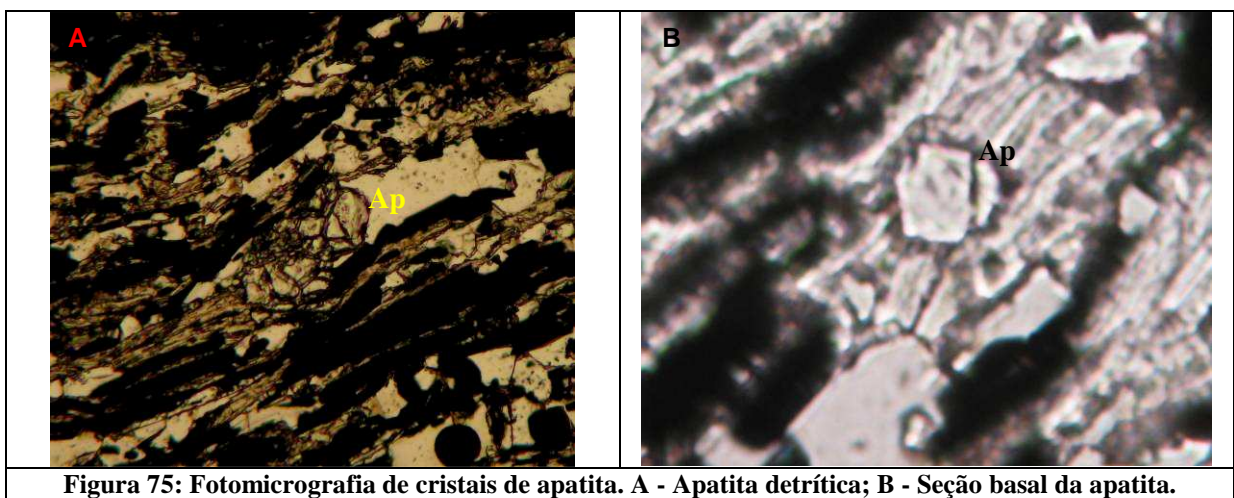


Figura 75: Fotomicrografia de cristais de apatita. A - Apatita detrítica; B - Seção basal da apatita.

Análises de microsonda foram realizadas em cristais de apatita, tanto detrítica quanto metamórfica. Apesar da nítida diferença entre a origem dos cristais a apatita não apresenta variação química (Tabela 2).

Al_2O_3	P_2O_5	MnO	Na_2O	K_2O	Fe_2O_3	MgO	CaO	SiO_2
0,001	45,483	0,054	0,036	0,003	0,143	0,000	57,299	0,012
0,017	45,278	0,040	0,024	0,000	0,234	0,005	56,905	0,055
0,000	45,162	0,067	0,039	0,000	0,175	0,000	58,083	0,019
0,015	45,138	0,034	0,001	0,000	0,264	0,012	58,208	0,000
0,000	45,104	0,064	0,000	0,001	0,002	0,000	59,959	0,014
0,038	44,446	0,075	0,016	0,000	0,056	0,008	58,103	0,043
0,013	43,902	0,082	0,000	0,000	0,375	0,000	58,067	0,156
0,002	43,779	0,059	0,057	0,006	0,250	0,000	56,577	0,250
0,002	43,769	0,088	0,016	0,008	0,339	0,000	56,513	0,005
0,016	43,695	0,047	0,032	0,003	0,102	0,000	56,219	0,023
0,009	43,625	0,117	0,017	0,000	0,208	0,000	56,717	0,032
0,009	43,419	0,090	0,036	0,017	0,209	0,010	56,865	0,049
-	-	-	-	-	FeO	-	-	-
0,004	44,921	0,091	0,031	0,006	0,151	0,000	52,849	0,013
0,010	43,795	0,142	0,027	0,071	0,273	0,000	56,300	0,007
0,019	43,676	0,152	0,000	0,000	0,196	0,000	56,685	0,030
0,000	43,397	0,114	0,013	0,020	0,083	0,005	54,240	0,027
0,000	42,960	0,024	0,000	0,000	0,339	0,000	55,982	0,016

Tabela 2: Composição química da apatita.

CAPÍTULO 5 - GEOQUÍMICA DOS LITOTIPOS FERRUGINOSOS E SUAS ENCAIXANTES

Para as análises geoquímicas foram selecionadas 26 amostras, 14 do Bloco 7 e 12 do Bloco 8. Essas amostras foram selecionadas de maneira a abranger todas as variações de ocorrência dos óxidos de ferro, assim como suas rochas encaixantes. Na seleção das amostras evitaram-se alterações intempéricas, devido à forte influência do intemperismo no enriquecimento supergênico das rochas ferruginosas. Por esse motivo foram escolhidas somente amostras de furos de sonda, cujas seções delgadas ou delgadas polidas não apresentaram alterações. Em todas as amostras de metadiamicritos buscou-se analisar somente a matriz, após rigorosa remoção de clastos. As amostras foram enviadas para o *Acme Analytical Laboratories Ltd* para geoquímica de rocha total e elementos traços, incluindo os elementos terras raras (ETR). Os resultados encontram-se nas tabelas 3, 4, 5 e 6.

	B7F47AM2	B7F57AM8	B7F14AM1	B7F20AM4	B7F29AM4	B7F8AM2	B7F22AM5	B7F28AM8	B7F50 AM4-A	B7F57AM2	B7F50 AM4-B	B7F28AM6	B7F75AM6	B7F50AM5
% Peso														
SiO ₂	88,50	74,54	73,13	71,94	70,09	68,20	64,05	54,05	78,01	54,56	28,89	65,31	60,65	48,83
TiO ₂	0,10	0,65	0,54	0,66	0,59	0,70	0,70	0,45	0,04	0,39	0,48	0,45	0,34	0,20
Al ₂ O ₃	1,46	11,59	9,75	10,77	10,42	12,03	12,04	7,89	0,32	4,79	4,20	7,62	6,06	2,49
Fe ₂ O ₃ (t)	2,12	4,73	7,55	8,16	10,88	4,63	13,11	20,81	17,02	32,55	38,81	16,09	25,91	21,66
MnO	0,43	0,18	0,12	0,11	0,25	0,74	0,16	2,12	1,67	0,12	9,21	0,61	0,45	9,42
MgO	1,37	1,84	1,56	1,48	1,76	2,04	2,24	2,26	0,54	1,58	4,23	1,84	1,71	2,33
CaO	2,24	0,41	1,05	0,68	0,39	2,48	0,99	1,90	0,39	1,85	2,19	1,02	0,99	4,26
Na ₂ O	0,49	0,14	0,67	0,12	0,08	0,08	0,11	0,40	0,04	0,75	0,64	1,75	0,04	0,91
K ₂ O	0,09	3,12	2,66	2,89	1,88	3,79	3,63	1,54	0,08	1,04	0,68	1,54	1,07	<0,01
P ₂ O ₅	0,07	0,11	0,21	0,18	0,26	0,11	0,25	0,25	0,09	0,86	0,27	0,29	0,35	0,09
PF	3,1	2,5	2,6	2,8	3,3	5,0	2,5	8,1	1,8	1,4	10,1	3,3	2,3	9,3
Total	99,98	99,86	99,87	99,85	99,85	99,79	99,82	99,81	99,98	99,88	99,72	99,83	99,88	99,49
TOT/C	0,92	0,28	0,53	0,37	0,15	0,99	0,30	2,52	0,57	0,27	3,15	0,76	0,45	3,29
TOT/S	<0,02	0,26	0,29	0,21	0,38	<0,02	0,46	0,42	<0,02	<0,02	<0,02	0,17	0,05	0,08

Tabela 3: Elementos maiores no Bloco 7: Amostras B7F47Am2, B7F57Am8, B7F14Am1, B7F20Am4, B7F29Am4, B7F8Am2, B7F22Am5 e B7F28Am8 são de metadiamicrito; Amostras - B7F50Am4-A, B7F57Am2 e B7F50Am4-B são de metadiamicrito hematítico; Amostra B7F28Am6 é de metadiamicrito magnetítico cinza; Amostra B7F75Am6 é de metadiamicrito magnetítico verde; e Amostra B7F50Am5 é de rocha carbonática com mineralização em magnetita. (Ferro total expresso na forma de Fe₂O₃(t)).

	FS07 A - 2	FS06 - B	2121	FS06 - A	FS07 A - 1	2570	2091	2120 - B	FS25	2120 - A	2156A	2155
% Peso												
SiO ₂	81,75	79,11	76,65	37,58	34,57	64,01	62,59	57,62	54,22	23,44	13,24	73,95
TiO ₂	0,46	0,57	0,31	2,69	2,28	0,28	0,30	0,06	0,05	0,13	0,09	0,20
Al ₂ O ₃	6,38	7,86	5,09	22,42	23,23	4,31	4,09	0,49	0,51	1,46	0,35	3,65
Fe ₂ O ₃ (t)	3,35	4,15	3,77	14,17	13,51	23,56	26,87	37,75	32,33	65,65	78,02	12,42
MnO	0,06	0,04	0,50	0,11	0,12	0,16	0,12	0,12	0,43	0,21	0,10	0,18
MgO	1,97	1,90	2,37	9,46	11,95	1,45	1,21	0,44	0,28	1,35	1,15	1,50
CaO	1,41	1,11	3,61	0,93	2,04	1,91	1,60	1,42	7,22	2,92	3,24	2,20
Na ₂ O	0,51	0,66	0,08	1,01	0,29	0,07	0,28	<0,01	<0,01	0,02	<0,01	0,07
K ₂ O	2,00	2,37	1,63	4,13	3,84	1,21	1,04	0,13	0,07	0,42	0,06	0,99
P ₂ O ₅	0,06	0,08	0,09	0,42	0,32	0,51	0,31	0,27	0,28	0,75	0,96	0,23
PF	1,9	2,0	5,8	6,6	7,2	2,4	1,5	1,6	4,6	3,5	2,7	4,5
Total	99,85	99,86	99,89	99,58	99,48	99,90	99,90	99,92	99,96	99,87	99,87	99,92
TOT/C	0,41	0,25	1,46	0,09	0,11	0,42	0,38	0,39	1,54	0,81	0,80	0,78
TOT/S	<0,02	<0,02	<0,02	<0,02	<0,02	<0,02	<0,02	<0,02	<0,02	<0,02	<0,02	<0,02

Tabela 4: Elementos maiores no Bloco 8: Amostras FS07A-2, FS06-B e 2121 são de metadiamicrito; Amostras FS06-A e FS07A-2 são de bandas cloríticas associadas ao metadiamicrito; Amostras 2570, 2091, 2120-B e FS25 são de metadiamicrito hematítico; Amostras 2120-A e 2156^a são de bandas de hematita especular em metadiamicrito hematítico; e Amostra 2155 é de metadiamicrito magnetítico cinza (Ferro total expresso na forma de Fe₂O₃(t)).

	B7F47AM2	B7F57AM8	B7F14AM1	B7F20AM4	B7F29AM4	B7F8AM2	B7F22AM5	B7F28AM8	B7F50 AM4-A	B7F57AM2	B7F50 AM4-B	B7F28AM6	B7F75AM6	B7F50AM5
ppm														
La	6,3	29,7	26,5	29,3	28,6	32,7	33,0	26,2	0,9	12,6	21,0	23,6	19,1	9,0
Ce	12,4	61,5	53,9	58,7	58,6	67,8	67,6	54,5	1,7	29,4	43,9	49,5	39,3	22,1
Pr	1,45	6,69	6,23	6,78	6,61	7,67	7,70	6,29	0,30	3,43	5,71	5,61	4,41	2,46
Nd	5,5	25,9	23,3	25,7	24,9	30,4	29,2	24,6	1,5	15,0	23,2	21,6	17,6	10,2
Sm	0,94	4,61	4,41	4,49	4,63	5,29	5,29	4,25	0,41	3,00	4,93	4,05	3,34	2,10
Eu	0,23	0,91	0,86	0,92	0,91	1,02	1,05	0,90	0,11	0,71	1,05	0,81	0,70	0,54
Gd	0,96	3,70	3,74	3,86	3,89	4,28	4,33	4,07	0,55	3,26	5,29	3,61	3,12	2,36
Tb	0,17	0,63	0,64	0,66	0,62	0,71	0,73	0,72	0,11	0,55	0,93	0,60	0,48	0,40
Dy	0,94	3,31	3,49	3,78	3,42	3,83	3,79	4,40	0,69	3,30	5,47	3,34	2,77	2,32
Ho	0,22	0,69	0,68	0,75	0,70	0,78	0,75	1,01	0,13	0,76	1,13	0,67	0,57	0,51
Er	0,62	2,00	1,99	2,16	1,99	2,50	2,25	3,00	0,46	2,39	3,17	2,03	1,78	1,59
Tm	0,11	0,30	0,31	0,32	0,31	0,37	0,35	0,47	0,07	0,35	0,53	0,30	0,26	0,25
Yb	0,65	1,96	1,94	2,28	2,08	2,46	2,37	2,90	0,55	2,37	3,38	2,03	1,72	1,66
Lu	0,11	0,29	0,29	0,33	0,32	0,34	0,34	0,42	0,08	0,35	0,50	0,30	0,27	0,25

Tabela 5: Análises químicas dos elementos terras raras Bloco 7. Amostras B7F47Am2, B7F57Am8, B7F14Am1, B7F20Am4, B7F29Am4, B7F8Am2, B7F22Am5 e B7F28Am8 são de metadiamicrito; Amostras - B7F50Am4-A, B7F57Am2 e B7F50Am4-B são de metadiamicrito hematítico; Amostra B7F28Am6 é de metadiamicrito magnetítico cinza; Amostra B7F75Am6 é de metadiamicrito magnetítico verde; e Amostra B7F50Am5 é de rocha carbonática com mineralização em magnetita.

	FS07 A - 2	FS06 - B	2121	FS06 - A	FS07 A - 1	2570	2091	2120 - B	FS25	2120 - A	2156A	2155
ppm												
La	17,1	21,5	14,6	17,1	20,1	17,1	12,5	7,6	6,9	14,8	11,2	11,2
Ce	38,4	46,0	32,0	38,6	46,3	35,8	27,7	18,7	16,5	35,5	25,6	24,0
Pr	4,19	5,14	3,55	4,47	5,31	4,34	3,20	2,19	1,92	4,35	3,10	2,74
Nd	16,0	20,0	14,4	19,6	23,1	18,4	12,7	9,1	7,7	18,4	14,6	10,3
Sm	3,11	3,83	2,62	4,06	4,86	3,31	2,42	1,83	1,87	3,90	3,03	2,07
Eu	0,72	0,79	0,53	0,88	1,01	0,77	0,52	0,42	0,45	0,93	0,74	0,46
Gd	2,67	3,21	2,21	4,27	4,60	3,42	2,27	1,92	1,97	4,29	3,96	2,01
Tb	0,43	0,54	0,38	0,78	0,78	0,55	0,40	0,34	0,34	0,73	0,70	0,34
Dy	2,26	3,00	2,18	5,11	4,36	3,06	2,49	1,94	2,05	4,44	4,66	1,93
Ho	0,45	0,55	0,44	1,17	0,92	0,65	0,53	0,43	0,48	0,98	1,12	0,40
Er	1,33	1,56	1,29	3,62	2,58	1,92	1,62	1,31	1,55	2,95	3,55	1,25
Tm	0,21	0,22	0,21	0,58	0,38	0,30	0,28	0,20	0,25	0,45	0,53	0,20
Yb	1,30	1,54	1,39	3,48	2,54	1,98	1,73	1,23	1,76	3,18	3,56	1,29
Lu	0,21	0,21	0,21	0,47	0,37	0,30	0,29	0,21	0,28	0,47	0,55	0,20

Tabela 6: Análises químicas dos elementos terras raras Bloco 8: Amostras FS07A-2, FS06-B e 2121 são de metadiamicrito; Amostras FS06-A e FS07A-2 são de bandas cloríticas associadas ao metadiamicrito; Amostras 2570, 2091, 2120-B e FS25 são de metadiamicrito hematítico; Amostras 2120-A e 2156^a são de bandas de hematita especular em metadiamicrito hematítico; e Amostra 2155 é de metadiamicrito magnetítico cinza.

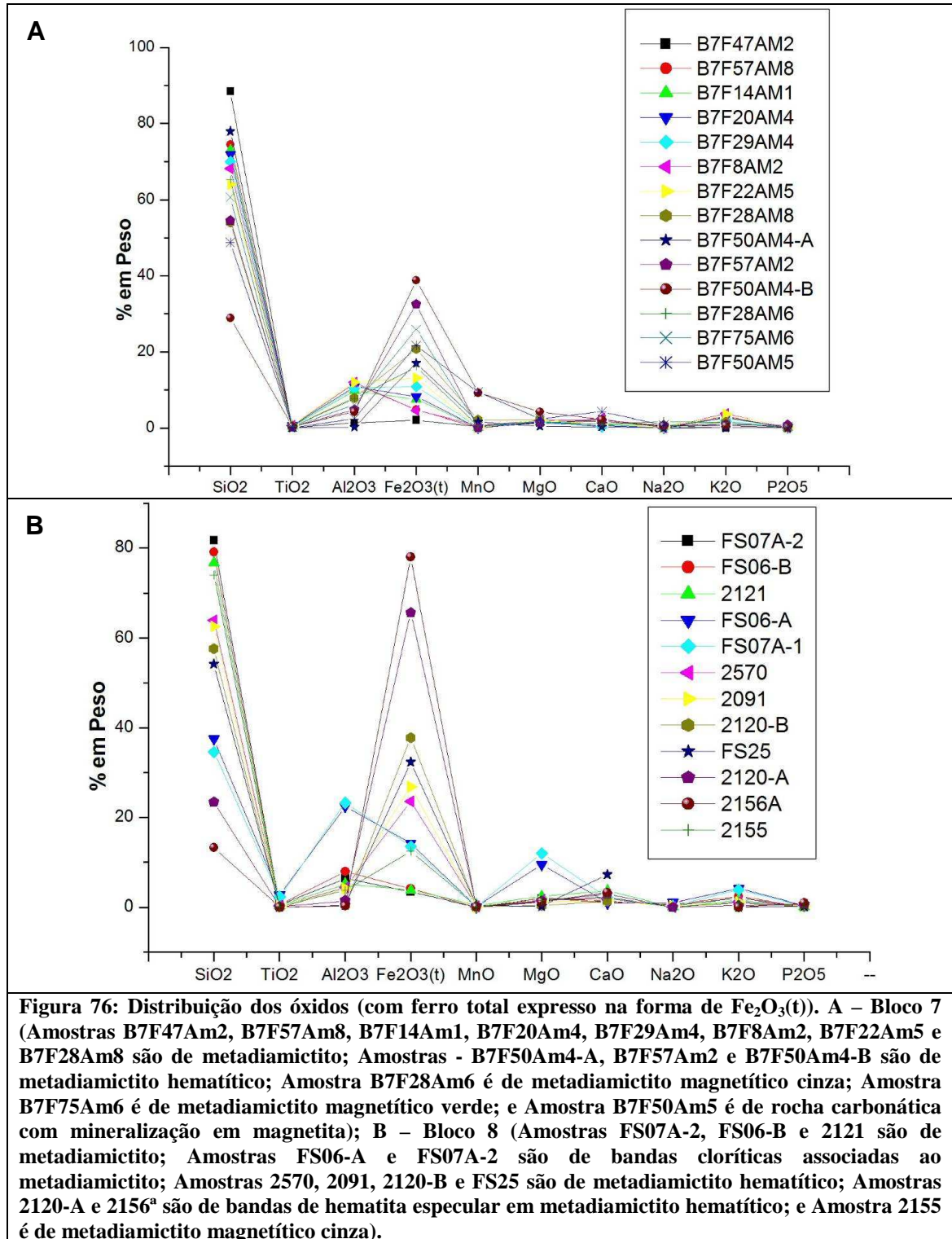
	B7F47AM2	B7F57AM8	B7F14AM1	B7F20AM4	B7F29AM4	B7F8AM2	B7F28AM8	B7F50 AM4-A	B7F57AM2	B7F50 AM4-B	B7F28AM6	B7F75AM6	B7F22AM5	B7F50AM5
ppm														
Ag	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1
As	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	31,8	<0,5	<0,5	1,2	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5
Au	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	3,3	2,1	1,2	3,0	7,1	<0,5	<0,5	<0,5	33,1
Ba	49	572	465	660	580	1024	694	44	262	342	883	421	613	3351
Be	<1	2	2	2	<1	3	<1	<1	1	<1	1	1	2	<1
Bi	<0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,2	0,3	<0,1	0,1	0,2	0,1	<0,1	0,1	<0,1
Cd	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1
Co	3,2	11,3	9,5	10,2	11,5	36,3	63,5	67,5	9,6	614,8	21,1	15,0	15,2	239,6
Cs	<0,1	1,9	2,4	1,3	0,6	1,5	1,1	0,1	1,5	0,9	6,5	0,6	3,1	<0,1
Cu	25,7	28,7	25,4	16,9	28,2	8,5	56,6	7,5	17,5	7,3	24,3	11,4	36,8	18,5
Ga	3,0	14,4	12,3	14,1	13,9	15,1	12,5	4,5	8,3	14,5	11,0	8,2	15,5	11,7
Hf	2,0	5,5	4,8	5,9	5,0	5,4	3,3	0,5	3,0	3,1	4,5	3,8	5,5	1,5
Hg	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01
Mo	0,5	0,8	0,6	0,5	0,4	0,5	0,6	0,4	0,4	0,7	0,6	0,4	0,3	0,7
Nb	2,2	13,4	12,5	14,0	13,5	15,7	11,0	1,1	6,6	10,7	9,1	7,6	14,4	4,8
Ni	3,3	28,8	22,4	24,7	25,5	48,1	41,4	32,6	14,7	90,5	29,2	16,5	33,5	74,9
Pb	3,0	3,9	5,2	5,1	5,3	6,5	9,0	0,8	3,7	6,0	8,3	4,2	7,4	7,0
Rb	2,9	102,1	104,4	91,2	48,3	117,1	56,1	2,4	35,4	23,1	63,4	35,0	160,8	<0,1
Sb	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	0,2	0,2	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1
Sc	2	12	10	12	11	14	10	3	8	13	9	7	13	8
Se	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	1,0	<0,5	1,5	<0,5	<0,5	<0,5	0,6	<0,5	0,6	<0,5
Sn	<1	1	1	1	1	1	1	<1	<1	<1	<1	<1	1	<1
Sr	159,2	37,2	79,6	47,4	54,7	93,2	103,5	32,6	100,7	187,4	107,3	62,7	41,8	350,1
Ta	0,1	0,9	0,9	0,8	0,9	1,1	0,7	<0,1	0,5	0,5	0,7	0,4	1,0	0,2
Th	1,6	10,6	9,2	10,1	9,4	10,6	7,5	<0,2	4,4	5,2	7,4	5,5	11,1	2,5
Tl	<0,1	0,1	0,3	0,2	<0,1	<0,1	0,2	<0,1	<0,1	<0,1	0,4	<0,1	0,6	<0,1
U	0,3	1,5	1,6	1,6	1,5	1,7	1,0	0,3	0,6	1,2	1,1	0,9	1,8	0,6
V	<8	72	65	76	73	84	66	35	73	86	62	55	80	53
W	<0,5	1,4	1,0	1,3	1,4	2,0	0,8	<0,5	<0,5	1,3	0,5	0,5	1,3	0,6
Y	6,5	19,3	20,0	22,0	20,2	22,9	29,6	3,7	22,8	30,2	19,3	16,9	22,8	13,9
Zn	9	53	43	38	54	38	45	16	28	39	49	28	69	23
Zr	67,5	195,6	185,2	198,1	174,6	177,2	126,0	32,4	128,2	148,9	156,2	138,3	201,8	77,2

Tabela 7: Análises químicas dos elementos traços no Bloco 7. Amostras B7F47Am2, B7F57Am8, B7F14Am1, B7F20Am4, B7F29Am4, B7F8Am2, B7F22Am5 e B7F28Am8 são de metadiamicrito; Amostras - B7F50Am4-A, B7F57Am2 e B7F50Am4-B são de metadiamicrito hematítico; Amostra B7F28Am6 é de metadiamicrito magnetítico cinza; Amostra B7F75Am6 é de metadiamicrito magnetítico verde; e Amostra B7F50Am5 é de rocha carbonática com mineralização em magnetita.

	FS07 A - 2	FS06 - B	2121	FS06 - A	FS07 A - 1	2570	2091	FS25	2120 - B	2120 - A	2156A	2155
ppm												
Ag	<0,1	<0,1	<0,1	0,2	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1
As	<0,5	<0,5	<0,5	0,8	<0,5	2,1	1,0	1,0	1,0	2,4	2,6	0,9
Au	<0,5	0,6	<0,5	2,1	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	0,9	<0,5
Ba	837	566	368	1134	1578	282	322	26	15	55	46	318
Be	<1	1	<1	2	2	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1
Bi	<0,1	0,1	<0,1	0,5	0,2	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	0,1	0,1	<0,1
Cd	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1
Co	10,3	10,4	12,0	53,8	67,8	8,5	6,9	1,5	3,2	14,5	1,7	5,7
Cs	2,3	2,6	1,3	2,0	2,0	1,4	0,9	<0,1	0,2	0,3	<0,1	1,1
Cu	18,5	26,1	3,1	70,7	40,1	12,2	4,9	4,8	5,5	2,0	0,1	1,1
Ga	7,5	10,0	7,7	26,3	26,1	6,0	6,2	2,6	2,1	3,8	2,4	6,0
Hf	4,8	5,7	4,5	5,2	3,6	2,9	2,7	0,2	0,4	1,0	0,3	2,7
Hg	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01
Mo	0,3	0,5	0,5	0,4	0,2	0,5	0,5	0,6	0,5	0,5	0,3	0,5
Nb	6,4	8,7	5,3	31,0	22,0	4,6	5,2	1,0	0,6	2,8	2,1	3,7
Ni	20,9	19,2	7,1	94,9	118,0	14,8	11,5	4,5	5,9	22,2	3,9	9,0
Pb	3,0	3,4	2,9	4,6	4,3	2,7	2,3	8,1	2,0	2,7	3,4	3,9
Rb	62,1	71,6	50,0	105,5	93,1	39,3	30,7	2,0	3,9	12,3	1,8	31,0
Sb	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	0,1	0,1	0,1	0,5	<0,1
Sc	9	10	6	41	48	6	6	4	4	7	6	5
Se	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5
Sn	<1	<1	<1	2	1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1
Sr	99,7	82,8	129,2	122,7	277,2	96,3	122,2	197,7	43,2	97,6	170,1	116,2
Ta	0,5	0,7	0,5	1,2	1,0	0,4	0,5	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	0,2
Th	5,3	7,7	5,3	3,8	3,2	4,3	4,1	0,8	0,9	1,6	0,9	3,2
Tl	0,2	0,2	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1
U	0,7	1,2	0,7	2,5	2,5	0,5	0,6	0,2	0,2	0,6	0,3	0,4
V	77	75	68	191	214	53	58	36	81	154	77	35
W	<0,5	<0,5	<0,5	4,8	3,8	<0,5	<0,5	<0,5	0,6	<0,5	0,9	<0,5
Y	12,3	15,6	13,8	30,5	24,0	20,4	17,1	14,8	12,7	30,3	35,3	12,3
Zn	30	34	12	142	137	19	22	8	4	18	6	16
Zr	175,1	191,2	156,6	187,7	147,2	110,4	108,6	13,2	19,8	40,3	20,6	110,5

Tabela 8: Análises químicas dos elementos traços no Bloco 8: Amostras FS07A-2, FS06-B e 2121 são de metadiamicctito; Amostras FS06-A e FS07A-2 são de bandas cloríticas associadas ao metadiamicctito; Amostras 2570, 2091, 2120-B e FS25 são de metadiamicctito hematítico; Amostras 2120-A e 2156^a são de bandas de hematita especular em metadiamicctito hematítico; e Amostra 2155 é de metadiamicctito magnético cinza.

Como observado nas tabelas com os elementos maiores dos blocos 7 e 8 e Figura 76, os metadiamicctitos ferruginosos do Membro Riacho Poções e metadiamicctitos encaixantes da Formação Nova Aurora, são compostos principalmente por SiO_2 e Fe_2O_3 ($48,08 < \text{SiO}_2 + \text{Fe}_2\text{O}_3 < 95,37\%$), com SiO_2 variando de 13,24 a 88,50% e Fe_2O_3 de 2,12 a 78,02%.



Os metadiamicritos ferruginosos do Membro Riacho Poções apresentam teores de SiO_2 de 13,24 a 78,01% e Fe_2O_3 variando de 10,88 a 78,02%, com os maiores teores ocorrendo no Bloco 8, em amostras de DH com enriquecimento em hematita em bandas de especularita com cristais milimétricos de magnetita (Figura 77). Quando não ocorre enriquecimento aparente, os teores de Fe_2O_3 são de 17,02 a 37,75% para o DH, 10,88 a 21,66% para o DMC e 13,11 a 25,91% para o DMV. É interessante ressaltar que para a amostra B7F50Am4 do Bloco 7 (Figura 75A) foi possível analisar parte da amostra sem enriquecimento e uma aureola mineralizada em magnetita (Figura 78). A parte não mineralizada (B7F50Am4-A) corresponde à matriz de DH com aproximadamente 17% de Fe_2O_3 , enquanto para a aureola mineralizada (B7F50Am4-B) o teor de Fe_2O_3 é de quase 39%. No Bloco 8 foi possível individualizar a matriz do DH (amostra 2120-B – Figura 77), não enriquecida, e uma banda enriquecida em especularita e magnetita (amostra 2120-A – Figura 77). Para a matriz do DH o teor de Fe_2O_3 é de quase 38%, enquanto para a banda mineralizada é de aproximadamente 66%.

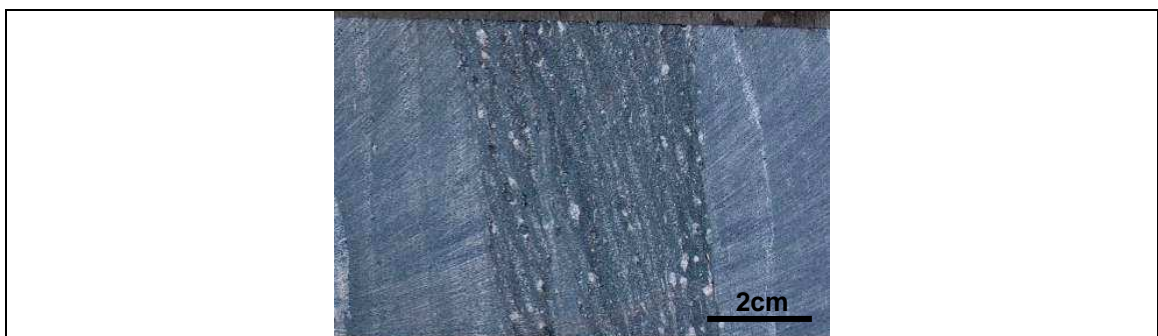


Figura 77: Amostras 2120 – Metadiamicrito hemático com banda enriquecida em especularita e cristais de magnetita deformados.



Figura 78: Amostra B7F50Am4.

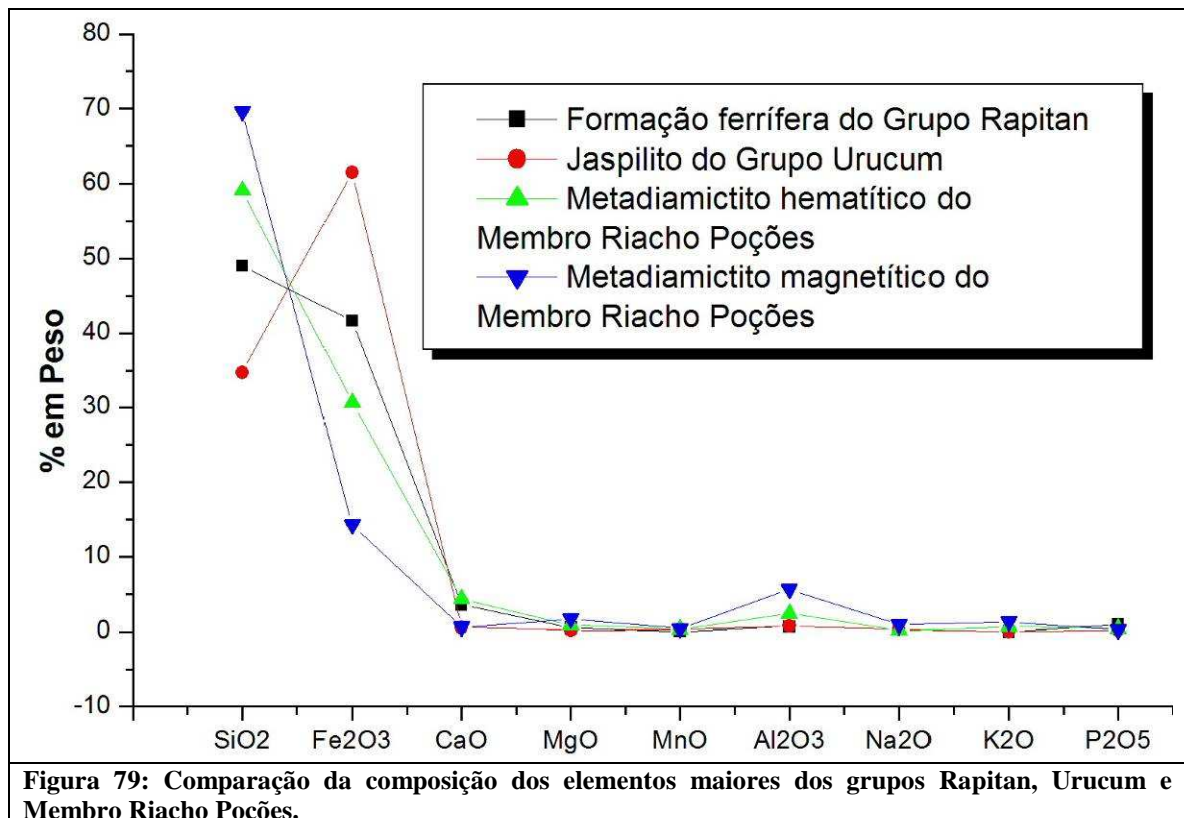
Os demais óxidos nos metadiamicritos ferruginosos ($\text{TiO}_2 + \text{Al}_2\text{O}_3 + \text{MnO} + \text{MgO} + \text{CaO} + \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} + \text{P}_2\text{O}_5 + \text{Cr}_2\text{O}_3$) somam entre 2,94 e 21,91%, com

destaque para Al_2O_3 , MgO e CaO , que podem alcançar até 12,04, 4,23 e 7,22% respectivamente.

Para os metadiamiccitos encaixantes os teores de SiO_2 variam de 34,57 a 88,50%, Fe_2O_3 de 2,12 a 20,81% e os demais óxidos somam entre 6,25 e 21,98%, com destaque para Al_2O_3 , MgO , CaO e K_2O , que podem alcançar até 12,03, 2,37, 3,61 e 3,79% respectivamente. O valor máximo para Fe_2O_3 corresponde a uma amostra rica em clorita, biotita e com cristais de granada.

As bandas cloríticas (Figura 43E e F) associadas ao metadiamiccito encaixante apresentam composição química mais complexa devido à grande quantidade de clorita presente. A composição média dessas bandas é 36,08% SiO_2 , 13,84% Fe_2O_3 , 2,49% TiO_2 , 22,83% Al_2O_3 , 0,12% MnO , 10,71% MgO , 1,49% CaO , 0,65% Na_2O , 3,99% K_2O , 0,37% P_2O_5 e 0,05% Cr_2O_3 .

A Figura 79 apresenta uma comparação entre os metadiamiccitos ferruginosos do Membro Riacho Poções com depósitos de ferro do Neoproterozóico. Semelhantemente aos depósitos correlatos as ocorrências ferruginosas do Membro Riacho Poções são compostas predominantemente por SiO_2 e Fe_2O_3 , mas o teor de Al_2O_3 reflete maior contribuição detrítica na deposição dos metadiamiccitos.



Em relação à distribuição dos elementos terras raras (Figura 80), nota-se grande semelhança no padrão entre todas as amostras com exceção de uma, B7F50Am4-A. Outras duas amostras, B7F47Am2 e B7F50Am5, também merecem destaque devido à menor concentração de elementos terras raras. Essas três amostras pertencem ao Bloco 7.

Em amostras do Bloco 7 normalizadas em relação ao *North American Shale Composite* (NASC, Gromet *et al.* 1984 *in* Rollinson 1993) observa-se que as mesmas, exceto B7F50Am4-A, apresentam padrão semelhante ao NASC (Figura 80A). No entanto, estas são empobrecidas em relação a esse devido à grande quantidade de quartzo, que dilui a composição das micas, com destaque para a amostra B7F47Am2 que apresenta a maior quantidade de quartzo, e para a amostra B7F50Am5 com bandas de carbonato. Essa diminuição nos ETR pode ser interpretada pela presença marcante de quartzo e carbonato, que tendem a diluir a concentração dos elementos terras raras (Rollinson 1993).

A amostra B7F50Am4-A é empobrecida em ETR leves em relação aos pesados, com leve anomalia negativa de Ce indicando a deposição do metadiamicrito hematítico em ambiente oxidante (Klein 2005). Esse padrão é semelhante às formações ferríferas do Grupo Rapitan (Figura 19).

Todas as amostras provenientes do Bloco 8 (Figura 80B) têm padrão semelhante, com inclinação suave e ligeiro enriquecimento dos elementos terras raras pesados em relação aos leves. Em relação ao NASC (Gromet *et al.* 1984 *in* Rollinson 1993) estas amostras encontram-se empobrecidas. Esse empobrecimento ocorre pela grande quantidade de quartzo nessas rochas, semelhantemente às amostras do Bloco 7.

A distribuição dos elementos terras raras normalizados em relação ao NASC indica deposição em bacia oxidante com grande contribuição de material siliciclástico.

Quando normalizadas em relação à Condrito (Nakamura 1974 *in* Rollinson 1993) todas as amostras, com exceção da amostra B7F50Am4-A, apresentam-se enriquecidas em ETR leves em relação aos ETR pesados e com anomalia negativa de Eu (Figuras 80C e D). Semelhante à normalização ao NASC, as amostras B7F47Am2 e B7F50Am5 também se destacam das demais pela menor concentração de elementos terras raras.

A amostra B7F50Am4-A também possui anomalia negativa de Eu, mas apresenta padrão aproximadamente plano.

A anomalia negativa de Eu das amostras, indica que na época da precipitação do ferro o ambiente estava empobrecido em Eu. Segundo Bau & Moller (1993) a diminuição da temperatura de fluidos hidrotermais reduziria a concentração de Eu na água do mar. Essa

anomalia negativa de Eu nas amostras do Membro Riacho Poções sugere então que a temperatura do fluido que forneceu Fe^{2+} para o ambiente em que se formaram os diamictitos ferruginosos não era quente o suficiente para transportar Eu^{2+} , resultando nessa anomalia negativa.

Apesar de apresentarem distribuição dos óxidos e ETR muito semelhantes, as amostras de banda clorítica também se destacam dos demais litotipos por possuírem valores anômalos de Cu, Ni e Sc. As duas amostras de metadiamicrito de cor verde (DIV) também têm valores de Cu e Ni maiores que as demais, mas não tão elevados quanto às bandas cloríticas. Isto sugere possível influência vulcânica na formação das bandas cloríticas.

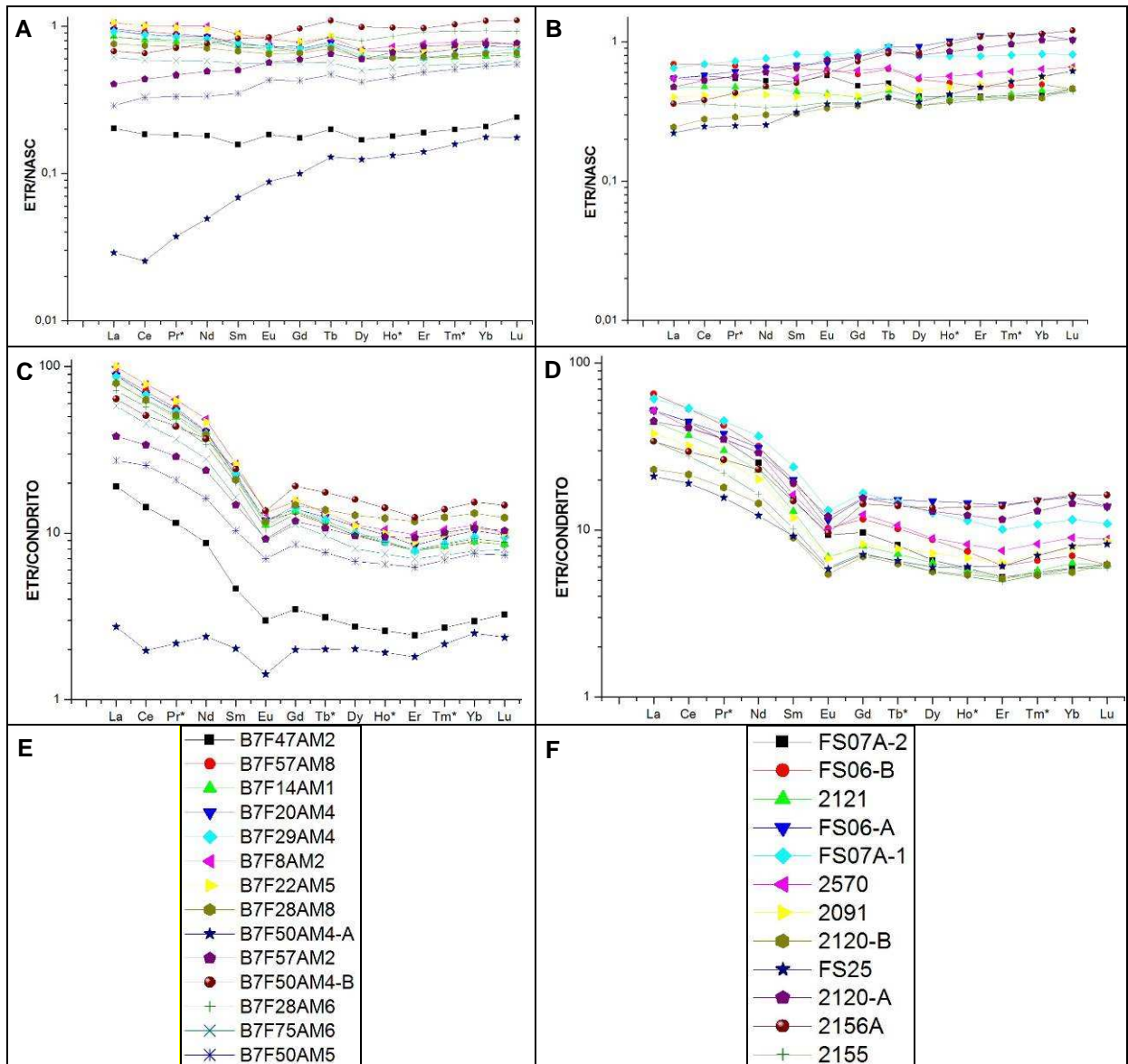


Figura 80: Elementos Terras Raras. A – Bloco 7 e B – Bloco 8 normalizados ao NASC (Gromet *et al.* 1984 *in* Rollinson 1993, os valores dos elementos Pr*, Ho* e Tm* foram interpolados dos valores dos elementos adjacente); C – Bloco 7 e D – Bloco 8 normalizados a Condrito (Nakamura 1974 *in* Rollinson 1993, os valores dos elementos Pr*, Tb*, Ho* e Tm* foram interpolados dos valores dos elementos adjacente); E – Legenda amostras Bloco 7 (Amostras B7F47Am2, B7F57Am8, B7F14Am1, B7F20Am4, B7F29Am4, B7F8Am2, B7F22Am5 e B7F28Am8 são de metadiamicictito; Amostras - B7F50Am4-A, B7F57Am2 e B7F50Am4-B são de metadiamicictito hematítico; Amostra B7F28Am6 é de metadiamicictito magnetítico cinza; Amostra B7F75Am6 é de metadiamicictito magnetítico verde; e Amostra B7F50Am5 é de rocha carbonática com mineralização em magnetita); B – Bloco 8 (Amostras FS07A-2, FS06-B e 2121 são de metadiamicictito; Amostras FS06-A e FS07A-2 são de bandas cloríticas associadas ao metadiamicictito; Amostras 2570, 2091, 2120-B e FS25 são de metadiamicictito hematítico; Amostras 2120-A e 2156^a são de bandas de hematita especular em metadiamicictito hematítico; e Amostra 2155 é de metadiamicictito magnetítico cinza.)

Além da caracterização dos depósitos estudados, uma questão a ser preliminarmente abordada nessa dissertação é a origem do ferro no Membro Riacho Poções.

A origem glácio-marinha da Formação Nova Aurora, incluindo os metadiamicititos ferruginosos do Membro Riacho Poções, é adotada nesse trabalho, pois esta interpretação é amplamente aceita (Moraes Rego, 1930; Moraes & Guimarães, 1930; Moraes, 1937; Campbell *et al.*, 1967; Hettich, 1973, 1977; Karfunkel e Karfunkel, 1975; Pflug e Scholl, 1975; Almeida, 1977; Viveiros *et al.*, 1978; Noce *et al.* 1997; Pedrosa-Soares *et al.*, 2007, 2008, 2009; Uhlein *et al.*, 2007), e esta dissertação não obteve dados que permitam contestá-la.

Os primeiros estudos sobre os metadiamicititos ferruginosos do membro Riacho Poções (Viveiros *et al.*, 1978) não chegaram a conclusões sobre a origem dos depósitos, mas levantaram pontos interessantes sobre o assunto: **a)** o ferro ocorre tanto nos metadiamicititos (interpretados como de origem glacial) quanto em quartzitos (considerados não glaciais) intercalados nos metadiamicititos; **b)** não são observados clastos de rocha ferruginosa nos metadiamicititos; e **c)** independentemente da composição e quantidade dos clastos nos metadiamicititos a composição da matriz é aproximadamente a mesma.

A partir desses fatos, Viveiros *et al.* (1978) interpretaram que: **a)** parte da matriz dos metadiamicititos, incluindo todo o ferro, provém de fonte diferente da dos seixos e não foi transportada pelo gelo; **b)** os metadiamicititos ferruginosos podem ter se formado por preenchimento da bacia por sedimentos transportados por geleira e sedimentos ferruginosos depositados através do potencial gravitacional de áreas adjacentes e/ou condições físico-químicas reinantes na bacia. No entanto, a origem do ferro, se sedimentar clástica ou química, permaneceu em aberto.

A origem clástica para o ferro poderia ser comprovada se seus teores se correlacionarem com a composição química de minerais detríticos da matriz.

Na Figura 81A observa-se que as amostras ferruginosas com maiores teores de SiO_2 tendem a ter mais Al_2O_3 , sugerindo uma relação inversamente proporcional entre os conteúdos de óxidos de ferro e minerais aluminosos detríticos (tais como micas e feldspatos). Além disso, o conjunto de diamicititos ferruginosos também tende a conter menos alumina que os diamicititos estéreis. Isto é um indício de que o ferro não estaria associado à fração pelítica (e.g., lama ferruginosa) e, por isto, poderia estar livre em forma iônica (Fe^{2+}) na bacia. As quatro amostras de metadiamicitito ferruginosos (metadiamicitito magnetítico cinza ou metadiamicitito magnetítico verde) mais ricas em Al_2O_3 apresentam magnetita como óxido principal, como reflexo do aumento na quantidade de clorita e biotita associadas à magnetita.

Nas rochas encaixantes (Figura 81B) a concentração de Al_2O_3 se deve provavelmente à presença de clorita e biotita um pouco maior. As duas amostras mais enriquecidas em Al_2O_3 correspondem às amostras das bandas cloríticas associadas ao metadiamicitito encaixante.

No diagrama ternário $\text{SiO}_2\text{-Fe}_2\text{O}_3\text{-CaO}$ (Figura 81C) observa-se que quantidade de CaO (principalmente na forma de carbonato, epidoto como acessório; plagioclásio foi observado em quantidades muito baixas na petrografia) parece não ter relação com o aumento na concentração de Fe_2O_3 , mas as duas amostras de metadiamicitito ferruginoso com maior concentração de CaO são amostras que parecem ter sido submetidas a um enriquecimento “secundário”. Nas rochas encaixantes a concentração de CaO quase não varia (Figura 81D).

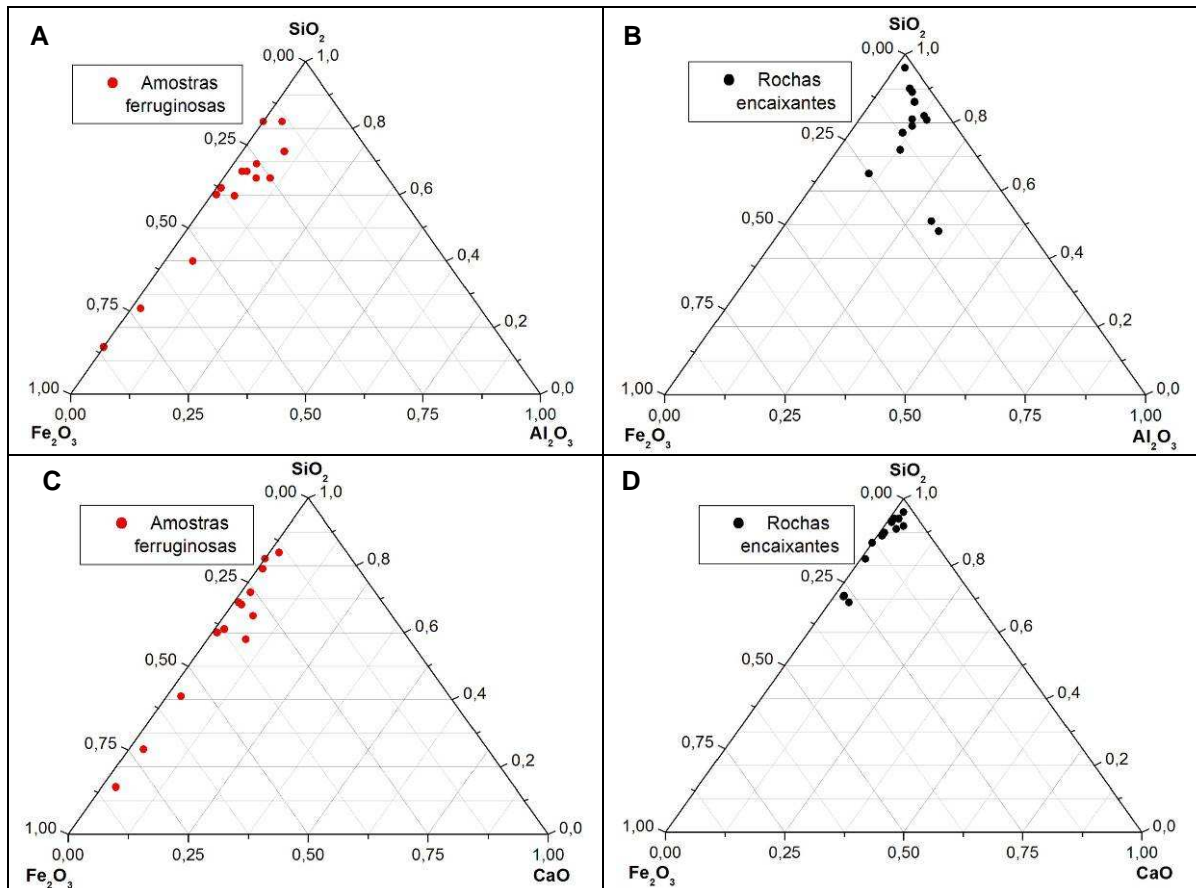
A quantidade de K_2O (na forma de biotita e muscovita; feldspato potássico não foi observado na petrografia), apesar de ser pequena, diminui com o aumento na concentração de Fe_2O_3 (Figura 81E), possivelmente devido a menor concentração de muscovita quando a quantidade de óxidos de ferro é maior, concordantemente com a relação do Al_2O_3 . É interessante ressaltar que as quatro amostras mais ricas em K_2O apresentam magnetita como óxido principal (2 de metadiamicitito magnetítico cinza e 2 de metadiamicitito magnetítico verde), possivelmente devido ao aumento na quantidade de biotita associadas à esse mineral. Nas rochas encaixantes (Figura 81F) a concentração de K_2O apresenta variação muito pequena. As duas amostras isoladas correspondem às bandas cloríticas e possuem valores de K_2O ligeiramente maiores devido à presença de biotita nessas bandas.

A quantidade de MgO (como clorita e biotita) parece não variar com o aumento na concentração de Fe_2O_3 (Figura 81G). A amostra que se destaca (B7F50Am4-B) é da aureola mineralizada em magnetita de um metadiamicitito hematítico, e apresenta quantidades ligeiramente maiores de biotita que a matriz e contém porfiroblastos de granada (possivelmente piropo). Nas rochas encaixantes a concentração de MgO quase não varia (Figura 81H). As duas amostras com valores muito superiores as demais correspondem às amostras de bandas cloríticas.

Devido as quantidades mínimas obtidas na geoquímica para TiO_2 , MnO , Na_2O , P_2O_5 e Cr_2O_3 , esses elementos foram agrupados no mesmo diagrama ternário $\text{SiO}_2\text{-Fe}_2\text{O}_3\text{-(TiO}_2\text{+MnO+Na}_2\text{O+P}_2\text{O}_5\text{+Cr}_2\text{O}_3\text{)}$ (Figura 81I e J). No gráfico com as amostras ferruginosas (Figura 81I) destacam-se duas amostras (B7F50Am4-B e B7F50Am5), a auréola mineralizada em magnetita em metadiamicitito hematítico e o carbonato bandado, ambas com aproximadamente 9% de MnO. Já no gráfico com as rochas encaixantes (Figura 81J) destacam-se as duas amostras de bandas cloríticas devido aos teores de TiO_2 entre 2 e 3%, possivelmente contido na biotita associada à essas bandas. A concentração de Na_2O

(feldspato) não varia entre os metadiamicritos ferruginosos e metadiamicritos encaixantes. O Na_2O presente nas rochas está contido nos feldspatos detrítico, que foram muito pouco observados na petrografia, situação semelhante à do P_2O_5 , contido em apatita, observada como cristais arredondados e fraturados possivelmente de origem clástica, e prismáticos, com seção basal hexagonal euédrica, límpidos, de origem metamórfica, com concentração $<1\%$ na petrografia.

Como observado na Figura 81K e L a concentração de $\text{Al}_2\text{O}_3 + \text{MgO} + \text{CaO} + \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ (que são os elementos que entraram nos metadiamicritos pelo processo sedimentar clástico) é maior nas rochas encaixantes e variação dessas concentrações é menor, do que nas rochas ferruginosas. As duas amostras de banda clorítica se destacam devido aos teores maiores de Al_2O_3 e MgO em relação as outras amostras.



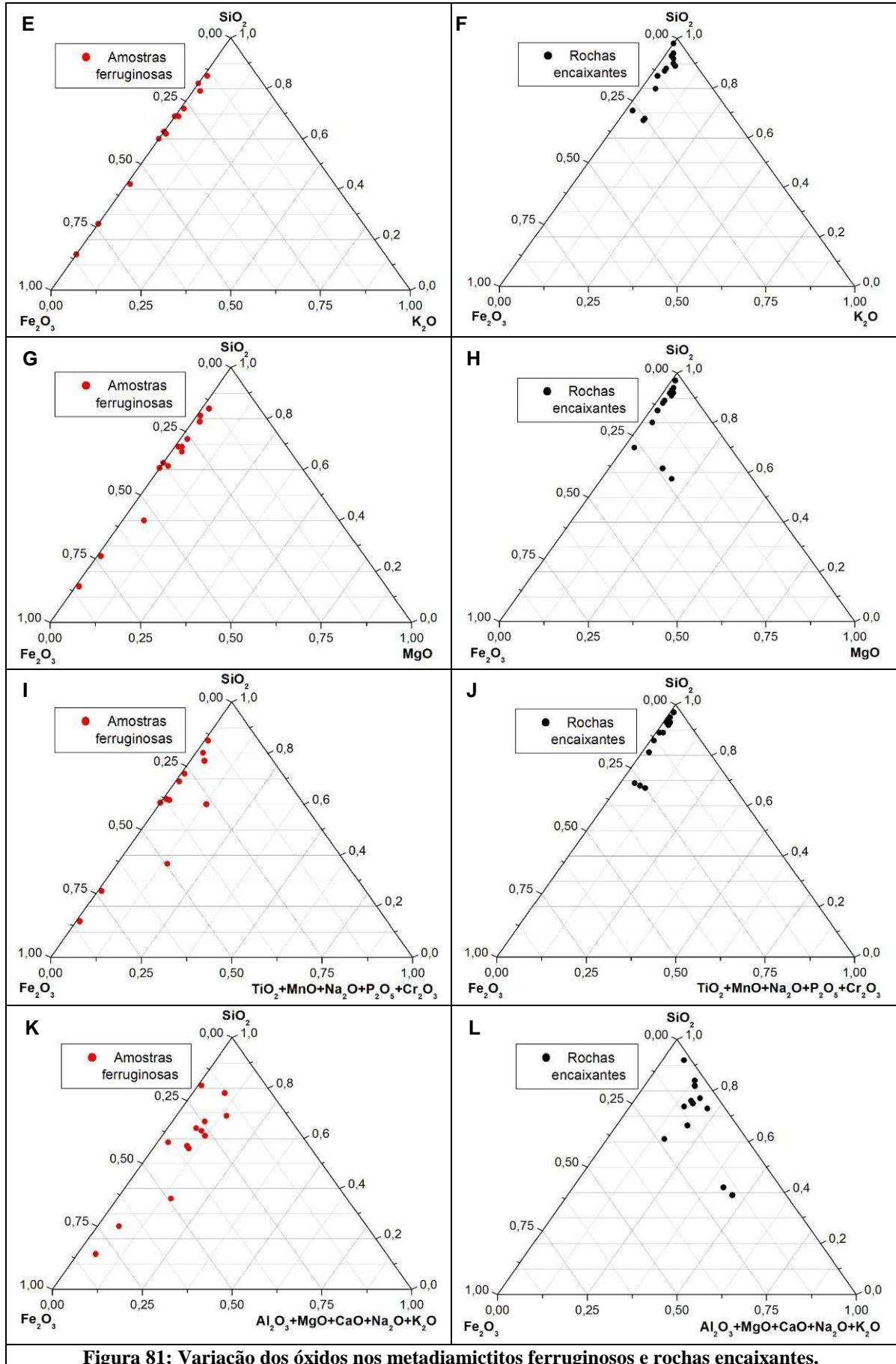
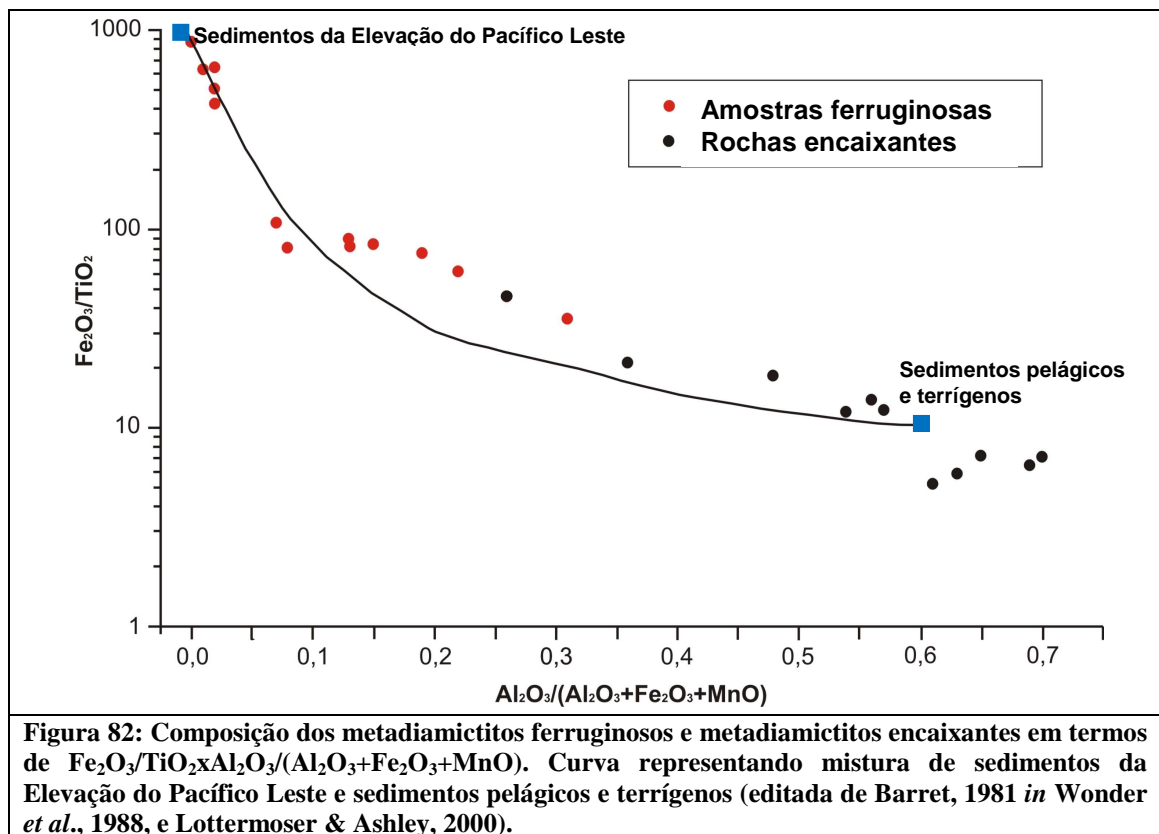


Figura 81: Variação dos óxidos nos metadiamictitos ferruginosos e rochas encaixantes.

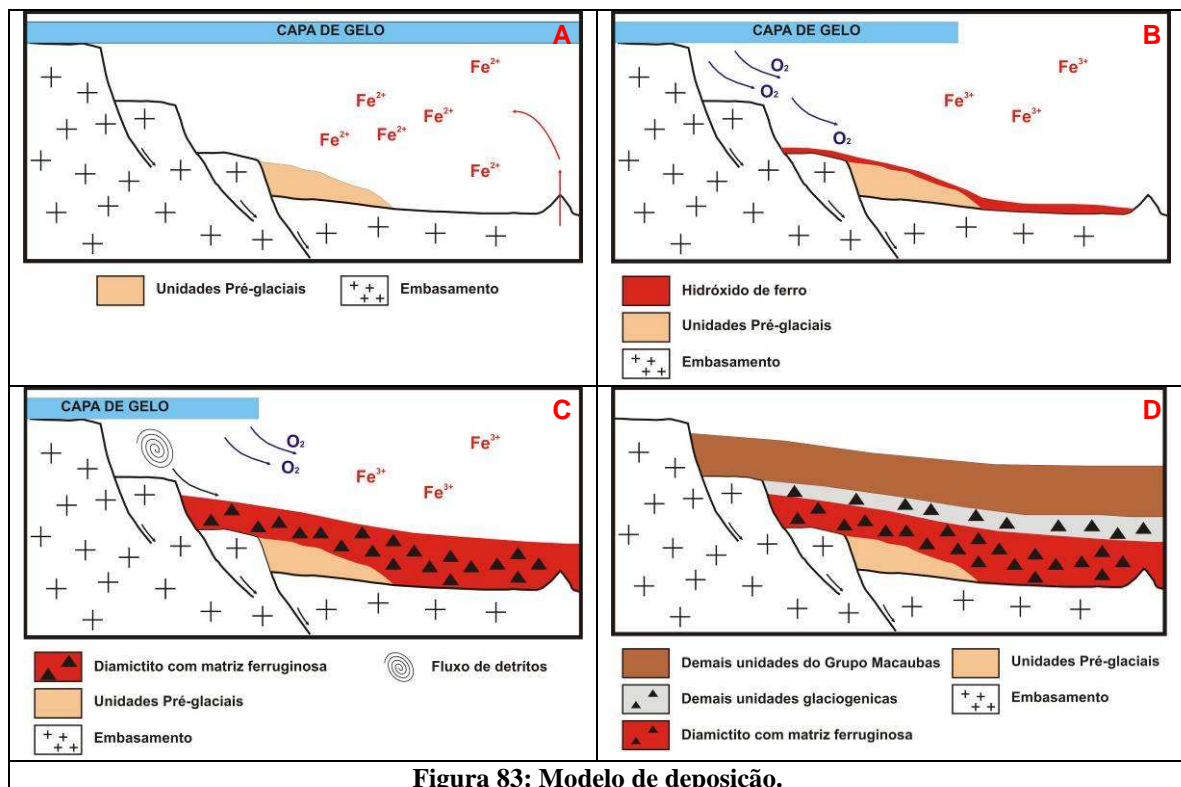
A curva na Figura 82 indica um mistura entre sedimentação química pura (Sedimentos da Elevação do Pacífico Leste) e sedimentação clástica pura (Sedimentos pelágicos e terrígenos - editada de Wonder *et al.* 1988, e Lottermoser & Ashley 2000). As amostras que plotam mais próximas do extremo da curva correspondente à sedimentação química pura são de metadiamiccito hematítico, sendo que os teores mais altos são as que se encontram mais perto do extremo da curva. As amostras de metadiamiccito magnetítico cinza e metadiamiccito magnetítico verde plotam na parte intermediária da curva. As amostras de metadiamiccito são predominantemente de sedimentação clástica.



Os gráficos da Figura 81 indicam que os minerais de óxido de ferro não apresentam relação com os demais elementos da matriz, sugerindo que o ferro não é de origem sedimentar siliciclástica ou é proveniente de fonte diferente dos demais componentes da matriz.

CAPÍTULO 6 - CONSIDERAÇÕES FINAIS

A partir da Figura 82 sugere-se, então, que o ferro seja de origem sedimentar química e foi incorporado nos metadiamicictitos ainda na forma de hidróxido de ferro durante o fluxo de detritos, ou precipitado quimicamente como Fe^{3+} simultaneamente aos demais componentes de origem clástica (Figura 83).



Durante a fase de deformação D1 o hidróxido de ferro recristalizou-se como hematita fina na matriz do metadiamicictito. A hematita especular formou-se em zonas de cisalhamento da fase D1 e, na fase D2, a hematita especular foi re-concentrada pelo processo de dissolução por pressão que originou a foliação de crenulação e removeu minerais de ganga.

A magnetita na matriz do metadiamicictito hematítico é subédrica, ligeiramente estirada segundo a foliação S1 e rotacionada, indicando origem no estágio sin- a tardi-S1. Essa magnetita engloba cristais de hematita fina que compõe S1, ou seja, a formação da magnetita parece ter sido metamórfica e consumiu somente uma pequena parte do ferro da hematita para sua formação.

A magnetita das bandas de hematita especular é, possivelmente, a mesma magnetita que se formou na matriz do metadiamicrito hematítico no final da fase D1 e foi deformada nas bandas de hematita especular na fase D2. A presença dessa magnetita nessas bandas seria, então, uma maneira de diferenciar as bandas formadas em D1 sem magnetita e em D2 com magnetita. O método mais correto de individualizar essas bandas seria pelas atitudes, uma vez que a fase D1 formou estruturas que mergulham para leste, mas D2 originou estruturas que mergulham para oeste. No entanto, a aplicação deste método necessita de controle detalhado dos furos de sonda e seus desvios.

No metadiamicrito magnetítico cinza a magnetita é semelhante àquela encontrada na matriz do metadiamicrito hematítico, mas está menos deformada e orientada segundo a foliação S1. Além disso, hematita é quase ausente. A formação dessas duas magnetitas é possivelmente a mesma, mas a menor quantidade de hematita indica maior consumo deste mineral para a formação da magnetita.

Quando associada às bandas de clorita e biotita a magnetita contida no metadiamicrito magnetítico verde apresenta textura mais limpa que as demais, e, semelhantemente à magnetita do metadiamicrito magnetítico verde, está orientada segundo a foliação S1 e ao bandamento clorítico-biotítico. Essa magnetita aparenta ser tardi-S1 e pode estar associada às bandas de clorita e biotita devido à composição mais rica em ferro.

A influência siliciclástica durante o processo de sedimentação química foi muito significativa, resultando no padrão de distribuição dos elementos terras raras semelhante ao NASC, mas empobrecido em relação ao mesmo devido à grande quantidade de quartzo.

Apesar de algumas estruturas macroscópicas nos metadiamicritos ferruginosos, principalmente os magnetíticos, sugerirem influência hidrotermal para as magnetitas, a análise petrográfica só possibilitou interpretar que a magnetita na matriz do metadiamicrito hematítico é sin- a tardi-S1; a magnetita nas bandas de hematita especular é provavelmente sin-S2; e as magnetitas dos metadiamicritos magnetíticos é tardi-S1 e S2. No entanto, se essas magnetitas têm origem metamórfica ou hidrotermal precisa ser esclarecida. Assim, sugere-se estudos de inclusão fluida e isótopos de ferro.

Quanto à questão divergente na bibliografia em relação ao Membro Riacho Poções ser constituído de um ou dois horizontes ferruginosos, sugere-se um levantamento regional mais detalhado, incluindo balizamento mais refinado das idades da Formação Nova Aurora e do(s) candidato(s) a horizonte(s) ferruginoso(s) do Membro Riacho Poções por datação de zircões detriticos, caracterização dos clastos quanto à proveniência e idade, e dados estruturais de toda a formação Nova Aurora, com ênfase na(s) unidade(s) ferruginosa(s).

CAPÍTULO 7 - REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

1. Alkmim, F.F., Marshak, S., Pedrosa-Soares, A.C., Peres, G.G., Cruz, S.C.P., Whittington, A. 2006. Kinematic evolution of the Araçuaí-West Congo orogen in Brazil and Africa: Nutcracker tectonics during The Neoproterozoic assembly of Gondwana. *Precambrian Research*, **149**: 43-64.
2. Alkmim, F.F., Pedrosa-Soares, A.C., Noce, C.M., Cruz, S.C.P. 2007. Sobre a evolução tectônica do Orógeno Araçuaí-Congo Ocidental. *Geonomos*, **15**(1): 25-43.
3. Almeida, F. F. M. 1977. O Cráton do São Francisco. *Revista Brasileira de Geociências*, **7**, 349-364.
4. Babinski, M., Gradim, R.J., Pedrosa-Soares, A.C., Alkmim, F.F., Noce, C.M. & Liu, D. 2005. Geocronologia U–Pb (SHRIMP) e Sm–Nd de xistos verdes basálticos do Orógeno Araçuaí: Implicações para a idade do Grupo Macaúbas. *Revista Brasileira de Geociências*, **35** (4-suplemento): 77-81.
5. Babinski, M., Vieira, L. C. & Trindade, R. I. F. 2007a. Direct dating of the Sete Lagoas cap carbonate (Bambuí Group, Brazil) and implications for the Neoproterozoic glacial events. *Terra Nova*, **19**, 401-406.
6. Babinski, M., Pedrosa-Soares, A. C., Martins, M., Liu, D., Noce, C.M. & Karfunkel. J. 2007b. U-Pb SHRIMP dating of detrital zircons from the Macaúbas Group, southeast Brazil: Implications on the depositional age and provenance of pre-glacial and glaciogenic sediments. In: *Symposium on Neoproterozoic-Early Palaeozoic Events in SW Gondwana 3, IGCP-478, Stellenbosch, Short Papers*, 3-5.
7. Bau, M. & Moller, P. 1993. Rare earth element systematics of the chemically precipitated component in Early Precambrian iron formations and the evolution of the terrestrial atmosphere-hydrosphere-lithosphere system. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **57**: 2239-2249.

8. Beukes, N.J. 1973. Precambrian iron-formations of Southern Africa. *Economic Geology*, **68**: 960-1004.
9. Beukes, N.J., Klein, C., Kaufman, A.J., & Hayes, J.M. 1990. Carbonate petrography, kerogen distribution, and carbon and oxygen isotope variations in an Early Proterozoic Transition from limestone to iron-formation deposition, Transvaal Supergroup, South Africa. *Economic Geology*, **85**: 663-690
10. Bühn, B. & Stanistreet, I.G. 1997. Insight into enigma of Neoproterozoic manganese and iron formations from the perspective of supercontinental break-up and glaciation. In: Nicholson, K., Hein, J.R., Bühn, B. & Dasgupta, S. *Manganese mineralization: Geochemistry and mineralogy of terrestrial and marine deposits*. Geological Society Publication, London, **119**: 81-90.
11. Cloud, P. 1983. Banded iron-formation – a gradualist's dilemma. In: Trendall, A.F. & Morris, R.C. *Iron-formation facts and problems*. Elsevier Science Publishers B.V. Amsterdam, The Netherlands, 401-416.
12. Davy, R. 1983. Part A: A contribution of chemical composition of Precambrian iron-formations. In: Trendall, A.F. & Morris, R.C. *Iron-formation facts and problems*. Elsevier Science Publishers B.V. Amsterdam, The Netherlands, 325-344.
13. Eyles, N. 2008. Glacio-epochs and the supercontinent cycle after ~3.0 Ga: Tectonic boundary conditions for glaciation. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **258**: 89–129.
14. Ewers, W.E. & Morris, R.C. 1981. Studies of the dales Gorge Member of the Brockman iron-formation, Western Australia. *Economic Geology*, **76**: 1929-1953.
15. Fryer, B.J. 1983. Part B: Rare Earth elements in iron-formations. In: Trendall, A.F. & Morris, R.C. *Iron-formation facts and problems*. Elsevier Science Publishers B.V., Amsterdam, The Netherlands, 345-358.

16. Gradim, R.J., Alkmim, F.F., Pedrosa-Soares, A.C., Babinski, M. & Noce, C.M. 2005. Xistos Verdes do Alto Araçuaí, Minas Gerais: Vulcanismo Básico do Rifte Neoproterozóico Macaúbas. *Revista Brasileira de Geociências*, **35** (4-suplemento): 59-69.
17. Gravenor, C. P. & Monteiro, R. 1983. Ice-thrust features in the Proterozoic Macaúbas Group, Jequitaiá area, Minas Gerais, Brazil. *Journal of Geology*, **91**, 113-116.
18. Gross, G.A. 1980. A classification of iron-formations based on depositional environments. *Canadian Mineralogist*. **18**: 215-222
19. Gross, G.A. 1983. Tectonic systems and the deposition of iron-formation. *Precambrian Research*, **20**: 171-187.
20. Heilbron, M., Pedrosa-Soares, A.C., Campos-Neto, M.C., Silva, L.C., Trow, R.A.J., Janasi, V.A. 2004. Província Mantiqueira. In: Mantesso-Neto, V.; Bartorelli, A.; Carneiro, C.D.R.; Brito-Neves, B.B. (eds). *Geologia do continente americano. Brasil*, 203-234.
21. Hettich, M. 1975. Zur stratigraphie und Genese des Macaúbas nordlich der Serra Negra, Espinhaço-Zone, Minas Gerais, Brasilien. *Geologisches Jahrbuch*, **14**, 47-85.
22. Hettich, M. 1977. A glaciação proterozóica no centro-norte de Minas Gerais. *Revista Brasileira de Geociências*, **7**, 87-101.
23. Hettich, M. & Karfunkel, J. 1978. Um esker, um varvito e seixos estriados no Grupo Macaúbas, norte de Minas Gerais. *Revista Escola de Minas de Ouro Preto*, **34**, 5-8.
24. Hoffman, P.F. Pan-glacial – a third state in the climate system. *Geology Today*, **25**: 107-114.
25. Hoffman, P.P., Schrag, D.P. 1999. The Snowball Earth. Disponível em: http://www-eps.harvard.edu/people/faculty/hoffman/snowball_paper.html.
26. Hoffman, P.F. & Zheng-Xiang, L. 2009. A palaeogeographic context for Neoproterozoic glaciation. *Palaeogeographic, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **277**: 159-177.

27. Horstmann, U.E. & Hilbich, I.W. 1995. Chemical composition of banded iron-formations of the Griqualand West Sequence, Northern Cape Province, South Africa, in comparison with other Precambrian iron formations. *Precambrian Research* **72**: 109-145.
28. Isotta, C. A. L., Rocha-Campos, A. C. & Yoshida, R. 1969. Striated pavement of the Upper Precambrian glaciation in Brazil. *Nature*, **222**, 466-468.
29. James, H.L. 1954. Sedimentary facies of iron-formation. *Economic Geology*, **49**: 235-293.
30. Karfunkel, J. & Hoppe, A. 1988. Late Precambrian glaciation in central-eastern Brazil: Synthesis and model. *Palaeogeography Palaeoclimatology Palaeoecology*, **65**, 1-21.
31. Karfunkel, J. & Karfunkel, B. 1976. Estudos petro-faciológicos do Grupo Macaúbas na porção mediana da Serra do Espinhaço, Minas Gerais. In: *Congresso Brasileiro de Geologia 29, Ouro Preto, Anais*, **2**. Sociedade Brasileira de Geologia, 179-188.
32. Karfunkel, J. & Karfunkel, B. 1977. Fazielle Entwicklung der mittleren Espinhaço-Zone mit besonderer Berücksichtigung des Tillit-Problems (Minas Gerais, Brasilien). *Geologisches Jahrbuch*, **24**: 3-91.
33. Karfunkel, J., Moreira, P.C., Ribeiro, M.C. & Franco, A.L. 1984. Aspectos genéticos e deposicionais do Grupo Macaúbas na região da barragem do Paraúna e sua importância na contribuição para um modelo paleogeográfico e geotectônico. In: *Congresso Brasileiro de Geologia 33, Rio de Janeiro, Anais*, **7**. Sociedade Brasileira de Geologia, 3091-3103.
34. Karfunkel, J., Pedrosa-Soares, A. C. & Dossin, I. A. 1985. O Grupo Macaúbas em Minas Gerais: revisão dos conhecimentos. *Boletim do Núcleo Minas Gerais - Sociedade Brasileira de Geologia*, **5**: 45-59.
35. Karfunkel, J., Hoppe, A. & Noce, C.M. 2002. Serra da Água Fria e vizinhanças, MG: vestígios de glaciação neoproterozóica. In: Schobbenhaus, C., Campos, D.A., Queiroz, E.T., Winge, M. & Berbert-Born, M. (eds) *Sítios Geológicos e Paleontológicos do Brasil*, **1**. DNPM, Brasília, Brazil, 165-173.

36. Kirschvink, J.L., Gaidos, E.J., Bertani, L.E., Beukes, N.J., Gutzmer, J., Maepa, L.N. and Steinberger, R.E. 2000. Paleoproterozoic snowball Earth: Extreme climatic and geochemical global change and its biological consequences. *Proceedings of the National Academy of Sciences of the United States of America*, **97**(4): 1400–1405.
37. Klein C. 2005. Some Precambrian banded iron-formation (BIFs) from around the world: their age, geologic setting, mineralogy, metamorphism, geochemistry, and origin. *American Mineralogist*, **90**:1473-1499.
38. Klein, C. & Beukes, N.J. 1989. Geochemistry and Sedimentology of a Facies Transition from Limestone to Iron-Formation Deposition in the Early Proterozoic Transvaal Supergroup, South Africa. *Economic Geology*, **84**: 1733-1774.
39. Klein, C. & Beukes, N. 1992. Proterozoic iron-formations. In: Condie, K.F. Proterozoic crustal evolution, Elsevier Science Publishers B.V., Amsterdam, The Netherlands, 383-418.
40. Klein, C. & Beukes, N.J. 1993. Sedimentology and Geochemistry of the Glaciogenic Late Proterozoic Rapitan Iron-Formation in Canada. *Economic Geology*, **88**:542-565.
41. Klein, C. & Ladeira, E.A. 2004. Geochemistry and mineralogy of Neoproterozoic banded iron-formations and some selected, siliceous manganese formations from Urucum District, Mato Grosso do Sul, Brazil. *Economic Geology*, **99**: 1233-1244.
42. Lottermoser, B.G., Ashley, P.M. 2000. Geochemistry, petrology and origin of Neoproterozoic ironstones in the eastern part of the Adelaide Geosyncline, South Australia. *Precambrian Research*, **101**: 49-67.
43. Machado, N., Schrank, A., Abreu, F.R., Knauer, L.G. & Almeida-Abreu, P.A. 1989. Resultados preliminares da geocronologia U-Pb na Serra do Espinhaço Meridional. *Boletim do Núcleo Minas Gerais - Sociedade Brasileira de Geologia*, **10**: 171-174.
44. Manikyamba, C.& Naqvi, S.M. 1995. Geochemistry of Fe-Mn formations of the Archaean Sandur schist belt, India - mixing of clastic and chemical processes at a shallow shelf. *Precambrian Research* **72**: 69-95.

45. Marshak, S., Alkmim, F.F., Whittington, A., Pedrosa-Soares, A.C. 2006. Extensional collapse in the neoproterozoic Araçuaí orogen, eastern Brazil: a setting for reactivation of asymmetric crenulation cleavage. *Journal of Structural Geology*, **28**: 129-147.
46. Martins, M. S. 2006. *Geologia dos diamantes e carbonados aluvionares da bacia do Rio Macaúbas, MG*. PhD thesis, Instituto de Geociências, Universidade Federal de Minas Gerais, Belo Horizonte.
47. Martins, M. S., Karfunkel, J., Noce, C. M., Babinski, M., Pedrosa-Soares, A. C., Sial, A. N. & Lyu, D. 2008. A seqüência pré-glacial do Grupo Macaúbas na área-tipo e o registro da abertura do rifte Araçuaí. *Revista Brasileira de Geociências*, **38**, 768-779.
48. Martins-Neto, M.A. & Hercos, C. M. 2002. Sedimentation and tectonic setting of Early Neoproterozoic glacial deposits in southeastern Brazil. In: Altermann, W. & Corcoran, P. L. (eds) *Precambrian Sedimentary Environments: A Modern Approach to Ancient Depositional Systems*. International Association of Sedimentologists, Special Publications, **33**, 383-403.
49. Martins-Neto, M. A., Gomes, N. S., Hercos, C. M. & Reis, L. A. 1999. Fácies glácio-continentais (*outwash plain*) na Megasseqüência Macaúbas (Serra da Água Fria, MG) e seu contexto geotectônico. *Revista Brasileira de Geociências*, **29**, 179-188.
50. Moraes, L.J. 1929. Geologia da região diamantina de Minas Gerais. In: *Relatório Anual do Diretor 1928, Rio de Janeiro*. Serviço Geológico e Mineralógico, 29-34.
51. Moraes, L.J. 1932. Área ocupada pela Formação Macaúbas no norte de Minas Gerais. *Anais Academia Brasileira de Ciências*, **4** (3): 111-114.
52. Moraes, L.J. & Guimarães, D. 1930. Geologia da região diamantífera do norte de Minas Gerais. *Anais Academia Brasileira de Ciências*, **2** (3), 153-186.
53. Moraes, L.J. & Guimarães, D. 1931. The diamond-bearing region of Northern Minas Gerais, Brazil. *Economic Geology*, **26**, 502-530.

54. Mourão, M. A. A. & Pedrosa-Soares, A. C. 1992. Evidências de sedimentação turbidítica no Grupo Macaúbas, Faixa Araçuaí. *Revista Escola de Minas de Ouro Preto*, **45**, 94-96.
55. Mourão, M.A.A. & Grossi-Sad, J.H. 1997. Geologia da Folha Padre Carvalho. In: J.H. Grossi-Sad, L.M. Lobato, A.C. Pedrosa-Soares & B.S. Soares-Filho (eds), *Projeto Espinhaço em CD-ROM*. Belo Horizonte, CODEMIG, p. 380-428.
56. Noce, C.M., Pedrosa-Soares, A.C., Grossi-Sad, J.H., Baars, F.J., Guimarães, M.L.V., Mourão, M.A.A., Oliveira, M.J.R., Roque, N.C. 1997. Nova Divisão Estratigráfica Regional do Grupo Macaúbas na Faixa Araçuaí: O Registro de uma Bacia Neoproterozóica. *Boletim do Núcleo Minas Gerais - Sociedade Brasileira de Geologia*, **14**: 29-31.
57. Pedrosa-Soares, A.C. & Oliveira, M.J.R. 1997. Geologia da Folha Salinas. In: J.H. Grossi-Sad, L.M. Lobato, A.C. Pedrosa-Soares & B.S. Soares-Filho (eds), *Projeto Espinhaço em CD-ROM*. Belo Horizonte, CODEMIG, p. 419-541.
58. Pedrosa-Soares, A.C. & Wiedemann-Leonardos, C.M. 2000. Evolution of the Araçuaí Belt and its connection to the Ribeira Belt, Eastern Brazil. In: U. Cordani, E. Milani, A. Thomaz-Filho & D. A. Campos (eds), *Tectonic Evolution of South America*. São Paulo, Sociedade Brasileira de Geologia, p. 265-285.
59. Pedrosa-Soares, A. C., Vidal, P., Leonardos, O. H. & Brito-Neves, B. B. 1998. Neoproterozoic oceanic remnants in eastern Brazil: Further evidence and refutation of an exclusively ensialic evolution for the Araçuaí-West Congo orogen. *Geology*, **26**, 519-522.
60. Pedrosa-Soares, A.C., Alkmim, F.F., Tack, L., Noce, C.M., Babinski, M., Silva, L.C. & Martins-Neto, M.A. 2008. Similarities and differences between the Brazilian and African counterparts of the Neoproterozoic Araçuaí-West Congo orogen. In: Pankhurst, R. J., Trouw, R. A. J., Brito Neves, B. B. & De Wit, M. J. (eds) *West Gondwana: Pre-Cenozoic Correlations Across the South Atlantic Region*. Geological Society, London, Special Publications, **294**, 153-172.

61. Pedrosa-Soares, A.C., Babinski, M., Noce, C., Martins, M., Queiroga, G. & Vilela, F. 2010. The Neoproterozoic Macaúbas Group (Araçuaí orogen, SE Brazil) with emphasis on the diamictite formations. [no prelo]
62. Pedrosa-Soares, A.C., Noce, C.M., Alkmim, F.F., Silva, L.C., Babinski, M., Cordani, U., Castañeda, C. 2007. Orógeno Araçuaí: Síntese do conhecimento 30 anos após Almeida 1977. *Geonomos*, **15**(1): 1-16.
63. Pedrosa-Soares, A.C., Noce, C.M., Vidal, Ph., Monteiro, R.L.B.P., Leonardos, O.H. 1992. Towards a new tectonic model for the Late Proterozoic Araçuaí (SE Brazil)-West Congolian (SW African) Belt. *Journal of South American Earth Sciences*, **6**(1/2): 33-47.
64. Pedrosa-Soares, A.C., Noce, C.M., Wiedemann, C.M. & Pinto, C.P. 2001. The Araçuaí–West Congo orogen in Brazil: An overview of a confined orogen formed during Gondwanland assembly. *Precambrian Research*, **110**: 307-323.
65. Pflug, R. & Schöll, W. U. 1975. Proterozoic glaciation in Eastern Brazil: A review. *Geologische Rundschau*, **64**, 287-299.
66. Piacentini, T. 2008. A formação ferrífera da Formação Puga: Avaliação regional dos recursos da Serra da Bodoquena, MS. Belo Horizonte, IGC-UFMG, Dissertação de Mestrado
67. Piacentini, T., Boggiani, P.C., Yamamoto, J.K., Freitas, B.T., Campanha, G.A.C. 2007. Formação ferrífera associada à sedimentação glaciogênica da Formação Puga (Marinoano) na Serra da Bodoquena, MS. *Revista Brasileira de Geociências*, **37**(3): 530-541.
68. Queiroga, G. N., Pedrosa-Soares, A. C., Quéméneur, J. & Castañeda, C. 2006. A unidade metassedimentar do ofiolito de Ribeirão da Folha, Orógeno Araçuaí, Minas Gerais: petrografia, geotermobarometria e calcografia. *Geonomos*, **14**, 9-12.
69. Queiroga, G.N., Pedrosa-Soares, A.C., Noce, C.M., Alkmim, F.F., Pimentel, M.M., Dantas, E., Martins, M., Castañeda, C., Suita, M.T.F. & Prichard, H. 2007. Age of the Ribeirão da Folha ophiolite, Araçuaí Orogen: The U-Pb Zircon (la-icpms) dating of a plagiogranite. *Geonomos*, **15**(1): 61-65

70. Rice, A.H.N., Halverson, G.P., Hoffman P.F. 2003. Three for the Neoproterozoic: Sturtian, Marinoan and Varangerian Glaciations. *Geophysical Research Abstracts*, **5**: 11425.
71. Rocha-Campos, A. C. & Hasui, Y. 1981. Tillites of the Macaúbas Group (Proterozoic) in central Minas Gerais and southern Bahia, Brazil. *In*: Hambrey, M. J. & Harland, W. B. (eds) *Earths's pre-Pleistocene Glacial Record*. Cambridge University Press, p. 933-939.
72. Rodrigues, J. B. 2008. *Proveniência de sedimentos dos grupos Canastra, Ibiá, Vazante e Bambuí: Um estudo de zircões detríticos e idades-modelo Sm-Nd*. PhD thesis, Instituto de Geociências, Universidade de Brasília, Brazil.
73. Rollinson, H. 1993. Using geochemical data: evaluation, presentation, interpretation. Longman Scientific & Technical, 352p. London.
74. Roque, N.C., Grossi-Sad, J.H., Noce, C.M., Fonseca, E. 1997. Geologia da Folha Rio Pardo de Minas. *In*: J.H. Grossi-Sad, L.M. Lobato, A.C. Pedrosa-Soares & B.S. Soares-Filho (eds), *Projeto Espinhaço em CD-ROM*. Belo Horizonte, CODEMIG, p. 125-221.
75. Schöll, W. U. 1972. Der südwestliche Randbereich der Espinhaço Zone, Minas Gerais, Brasilien. *Geologische Rundschau*, **61**, 201-216.
76. Silva, R.C.F. 2004. 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. Belo Horizonte, IGC-UFMG, Dissertação de Mestrado.
77. Silva, R.C.F. 2009. Evolução e gênese do minério de ferro hidrotermal nos depósitos da serra norte, Província Mineral Carajás. Belo Horizonte, IGC-UFMG, Tese de Doutorado.
78. Silva, L. C., Pedrosa-Soares, A. C. & Teixeira, L. R. 2008. Tonian rift-related, A-type continental plutonism in the Araçuaí orogen, Eastern Brazil: New evidences for the breakup stage of the São Francisco-Congo Paleocontinent. *Gondwana Research*, **13**, 527-537.
79. Snowball Earth. Disponível em: <http://www.snowballearth.org/>. Acessado durante o período de pesquisa.

80. Trendall, A.F. The significance of iron-formations the Precambrian stratigraphic record. *Spec. Publs int. Ass. Sediment.*, **33**: 33-66.
81. Uhlein, A. 1991. *Transição craton-faixa dobrada: um exemplo do Cráton do São Francisco e da Faixa Araçuaí (Ciclo Brasileiro) no Estado de Minas Gerais: Aspectos estratigráficos e estruturais*. São Paulo, IG-USP, Tese de Doutorado.
82. Uhlein, A., Trompette R. & Alvarenga, C. 1999. Neoproterozoic glacial and gravitational sedimentation on a continental rifted margin: The Jequitaí-Macaúbas sequence (Minas Gerais, Brazil). *Journal of South American Earth Sciences*, **12**, 435-451.
83. Uhlein, A., Trompette, R.R. & Egydio-Silva, M. 1995. Rifeamentos superpostos e tectônica de inversão na borda sudeste do Cráton do São Francisco. *Geonomos*, **3**(1): 99-107.
84. Uhlein, A., Trompette, R.R. & Egydio-Silva, M. 1998. Proterozoic rifting and closure, SE border of the São Francisco Craton, Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, **11**(2): 191-203.
85. Uhlein, A., Trompette, R.R. & Egydio-Silva, M., Vauchez, A. 2007. A Glaciação Sturtiana (~750 Ma), a Estrutura do rifte Macaúbas-Santo Onofre e a Estratigrafia do Grupo Macaúbas, Faixa Araçuaí. *Geonomos*, **15**(1): 45-60.
86. Vilela O.V. 1986. As jazidas de minério de ferro dos municípios de Porteirinha, Rio Pardo de Minas, Riacho dos Machados e Grão-Mogol, norte de Minas Gerais. In: Schobbenhaus C. & Coelho C.E.S. *Principais Depósitos Minerais do Brasil: Ferro e Metais da Indústria do Aço*, **2**:111-120.
87. Viveiros, J. F. M. & Walde, D. 1976. Geologia da Serra do Cabral, Minas Gerais, Brasil. *Münsterische Forschungshefte Geologie und Palaeontologie*, **38/39**, 15-27.
88. Viveiros, J.F.M., Sá, E.L., Vilela, O.V., Santos, O.M., Moreira, J.M.P., Holder-Neto, F. & Vieira, V.S. 1978. Geologia dos vales dos rios Peixe Bravo e Alto Vacaria, norte de Minas Gerais. In: Congresso Brasileiro de Geologia, 30, Recife. SBG, *Anais*, v. 1, p. 243-254.

89. Viveiros, J. F. M., Sá, E. L., Vilela, O. V., Santos, O. M., Moreira, J. M. P., Holder-Neto, F. & Vieira, V. S. 1979. Geologia dos vales dos rios Peixe Bravo e Alto Vacaria, norte de Minas Gerais. *Boletim do Núcleo Minas Gerais - Sociedade Brasileira de Geologia*, **1**, 75-87.
90. Walde, D. 1976. Neue Hinweise für eine proterozoische Vereisung in Ostbrasilien. *Münsterische Forschungshefte Geologie und Palaeontologie*, **38/39**, 47-59.
91. Wonder, J.D., Spry, P.G. & Windom, K.E. 1988. Geochemistry and origin of manganese-rich rocks related to iron-formation and sulfide deposits, Western Georgia. *Economic Geology*, **83**: 1070-1081.
92. Young, G.M. 1976. Iron-formation and glaciogenic rocks of the Rapitan Group, Northwest Territories, Canada. *Precambrian Research*, **3**: 137-158.
93. Young, G.M. 2002. Stratigraphic and tectonic settings of Proterozoic glaciogenic rocks and banded iron-formations: relevance to the snowball Earth debate. *Journal of African Earth Sciences*, **35**: 451-466.

ANEXO 1 - Mapa Geológico do Bloco 7

ANEXO 2 - Mapa Geológico do Bloco 8

ANEXO 3 – COMPOSIÇÃO QUÍMICA DOS ÓXIDOS DE FERRO

Fe2O3	Al2O3	MnO	MgO	SiO2	TiO2	V2O3	Cr2O3	Mineral
101,030	0,142	0,000	0,006	0,012	0,721	0,000	-	Hematita especular
100,612	0,018	0,024	0,012	0,028	0,015	0,012	-	Porfiroblastos de magnetita subédricos a euédricos na matriz de DH
99,810	0,052	0,009	0,000	0,048	0,801	0,157	-	Hematita especular
99,576	0,116	0,006	0,000	0,033	0,247	0,087	-	Hematita fina
99,234	0,125	0,000	0,000	0,000	0,812	0,000	-	Hematita especular
FeO	-	-	-	-	-	-	-	-
94,59	0,09	0,08	0,01	0,03	0,05	0,06	0,01	Porfiroblastos de magnetita sem deformação componentes do DMC
94,25	0,00	0,07	0,00	0,01	0,04	0,24	0,01	Porfiroblastos de magnetita sem deformação componentes do DMC borda
94,22	0,06	0,21	0,00	0,01	0,02	0,06	0,00	Porfiroblastos de magnetita sem deformação componentes do DMC núcleo
93,91	0,01	0,06	0,03	0,02	0,04	0,14	0,01	Porfiroblastos de magnetita sem deformação componentes do DMC borda
93,86	0,07	0,16	0,02	0,01	0,03	0,01	0,00	Porfiroblastos de magnetita sem deformação componentes do DMC borda
93,67	0,05	0,15	0,00	0,02	0,00	0,08	0,03	Porfiroblastos de magnetita sem deformação componentes do DMC borda
93,65	0,02	0,02	0,02	0,09	0,00	0,04	0,01	Porfiroblastos de magnetita sem deformação componentes do DMC
93,60	0,07	0,09	0,01	0,01	0,00	0,18	0,03	Porfiroblastos de magnetita sem deformação componentes do DMC núcleo
93,59	0,04	0,03	0,00	0,04	0,04	0,05	0,01	Porfiroblastos de magnetita sem deformação componentes do DMC
93,57	0,06	0,09	0,02	0,00	0,02	0,04	0,00	Porfiroclastos de magnetita nas bandas e hematita especular borda
93,56	0,04	0,09	0,00	0,03	0,01	0,17	0,01	Porfiroblastos de magnetita sem deformação componentes do DMC borda
93,51	0,08	0,20	0,02	0,23	0,02	0,02	0,00	Porfiroblastos de magnetita sem deformação componentes do DMC núcleo
93,43	0,09	0,12	0,01	0,01	0,06	0,05	0,03	Porfiroblastos de magnetita sem deformação componentes do DMC borda
93,39	0,08	0,14	0,00	0,10	0,07	0,04	0,01	Porfiroblastos de magnetita sem deformação componentes do DMC borda
93,32	0,06	0,04	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	porfiroclastos de magn em DH núcleo
93,24	0,07	0,08	0,03	0,00	0,02	0,00	0,02	Porfiroclastos de magnetita nas bandas e hematita especular núcleo
93,20	0,05	0,14	0,00	0,02	0,02	0,01	0,00	Porfiroblastos de magnetita sem deformação componentes do DMC núcleo

Fe2O3	Al2O3	MnO	MgO	SiO2	TiO2	V2O3	Cr2O3	Mineral
93,10	0,11	0,15	0,00	0,19	0,07	0,04	0,06	Porfiroblastos de magnetita sem deformação componentes do DMC núcleo
93,08	0,00	0,04	0,02	0,05	0,02	0,00	0,02	Porfiroblastos de magnetita sem deformação componentes do DMC
93,06	0,07	0,18	0,00	0,03	0,01	0,04	0,07	Porfiroblastos de magnetita sem deformação componentes do DMC
93,03	0,06	0,14	0,00	0,00	0,02	0,05	0,04	Porfiroblastos de magnetita sem deformação componentes do DMC núcleo
93,00	0,08	0,05	0,03	0,01	0,00	0,05	0,02	Porfiroclastos de magnetita nas bandas e hematita especular núcleo
92,97	0,06	0,11	0,00	0,03	0,02	0,05	0,00	Porfiroclastos de magnetita nas bandas e hematita especular núcleo
92,96	0,03	0,09	0,01	0,03	0,00	0,04	0,02	Porfiroblastos de magnetita sem deformação componentes do DMC borda
92,93	0,04	0,03	0,02	0,00	0,04	0,00	0,03	Porfiroclastos de magnetita nas bandas e hematita especular borda
92,74	0,07	0,10	0,01	0,00	0,00	0,06	0,04	Porfiroclastos de magnetita nas bandas e hematita especular núcleo
92,72	0,04	0,12	0,00	0,00	0,02	0,00	0,02	Porfiroclastos de magnetita nas bandas e hematita especular núcleo
92,70	0,05	0,06	0,01	0,04	0,01	0,02	0,00	Porfiroclastos de magnetita nas bandas e hematita especular borda
92,68	0,05	0,06	0,03	0,01	0,00	0,00	0,03	Porfiroclastos de magnetita nas bandas e hematita especular núcleo
92,62	0,08	0,11	0,01	0,04	0,00	0,04	0,02	Porfiroblastos de magnetita sem deformação componentes do DMC núcleo
92,61	0,04	0,11	0,02	0,02	0,01	0,00	0,00	Porfiroclastos de magnetita nas bandas e hematita especular núcleo
92,56	0,02	0,05	0,01	0,01	0,00	0,00	0,01	Porfiroclastos de magnetita nas bandas e hematita especular borda
92,54	0,01	0,10	0,01	0,03	0,01	0,02	0,03	Porfiroclastos de magnetita nas bandas e hematita especular núcleo
92,51	0,07	0,07	0,02	0,01	0,00	0,03	0,00	Porfiroclastos de magnetita nas bandas e hematita especular núcleo
92,51	0,07	0,07	0,04	0,01	0,03	0,00	0,01	Porfiroclastos de magnetita nas bandas e hematita especular núcleo
92,50	0,25	0,01	0,04	0,00	0,01	0,00	0,01	Porfiroclastos de magnetita nas bandas e hematita especular núcleo

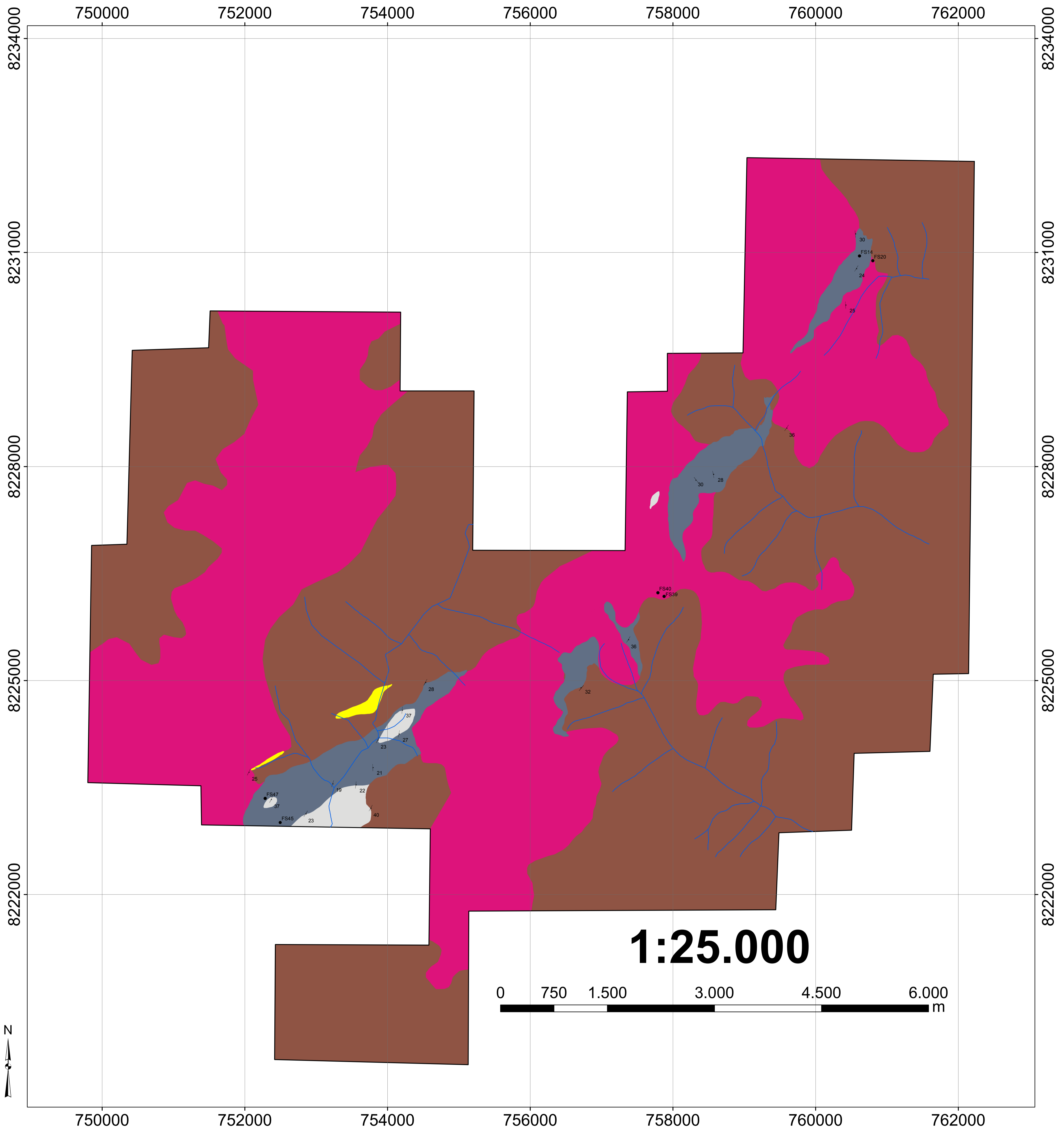
Fe2O3	Al2O3	MnO	MgO	SiO2	TiO2	V2O3	Cr2O3	Mineral
92,48	0,06	0,05	0,03	0,04	0,03	0,03	0,01	Porfiroclastos de magnetita nas bandas e hematita especular núcleo
92,44	0,03	0,09	0,00	0,00	0,00	0,02	0,00	Porfiroclastos de magnetita nas bandas e hematita especular núcleo
92,34	0,05	0,08	0,04	0,02	0,03	0,08	0,00	Porfiroclastos de magnetita nas bandas e hematita especular núcleo
92,32	0,03	0,17	0,04	0,01	0,00	0,01	0,02	Porfiroclastos de magnetita nas bandas e hematita especular núcleo
92,20	0,07	0,14	0,03	0,01	0,00	0,04	0,01	Porfiroclastos de magnetita nas bandas e hematita especular núcleo
92,11	0,09	0,06	0,03	0,00	0,05	0,17	0,06	Porfiroblastos de magnetita sem deformação componentes do DMC núcleo
91,94	0,08	0,03	0,00	0,02	0,01	0,04	0,02	Porfiroblastos de magnetita sem deformação componentes do DMC núcleo
91,90	0,06	0,10	0,01	0,02	0,06	0,01	0,01	Porfiroclastos de magnetita nas bandas e hematita especular núcleo
91,85	0,04	0,06	0,00	0,03	0,00	0,06	0,02	Porfiroclastos de magnetita nas bandas e hematita especular núcleo
91,85	0,05	0,07	0,02	0,02	0,00	0,00	0,00	Porfiroclastos de magnetita nas bandas e hematita especular borda
91,72	0,04	0,11	0,01	0,03	0,00	0,00	0,00	Porfiroclastos de magnetita nas bandas e hematita especular borda
91,62	0,06	0,01	0,03	0,01	0,05	0,03	0,05	Porfiroclastos de magnetita nas bandas e hematita especular núcleo
90,43	0,04	0,06	0,01	0,05	0,02	0,01	0,06	Porfiroblastos de magnetita sem deformação componentes do DMC borda
90,27	0,13	0,03	0,01	0,05	0,01	0,01	0,06	Porfiroblastos de magnetita sem deformação componentes do DMC
89,87	0,03	0,10	0,00	0,07	0,00	0,02	0,01	Porfiroclastos de magnetita nas bandas e hematita especular borda
89,69	0,03	0,09	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	Porfiroblastos de magnetita sem deformação componentes do DMC borda
89,62	0,03	0,13	0,00	0,21	0,02	0,00	0,03	Porfiroblastos de magnetita sem deformação componentes do DMC
89,55	0,03	0,04	0,02	0,03	0,01	0,08	0,01	Porfiroclastos de magnetita nas bandas e hematita especular borda
89,53	0,12	0,14	0,04	0,04	0,06	0,01	0,00	Porfiroblastos de magnetita sem deformação componentes do DMC núcleo

Fe2O3	Al2O3	MnO	MgO	SiO2	TiO2	V2O3	Cr2O3	Mineral
89,31	0,04	0,07	0,00	0,05	0,02	0,14	0,01	Porfiroblastos de magnetita sem deformação componentes do DMC borda
89,27	0,12	0,04	0,01	0,00	0,29	0,03	0,02	Hematita especular
89,20	0,06	0,05	0,01	0,02	0,00	0,00	0,02	Porfiroclastos de magnetita nas bandas e hematita especular núcleo
89,18	0,04	0,18	0,01	0,00	0,02	0,02	0,02	Porfiroclastos de magnetita nas bandas e hematita especular borda
89,16	0,03	0,10	0,00	0,03	0,02	0,04	0,01	Porfiroblastos de magnetita subédricos a euédricos na matriz de DH núcleo
89,13	0,02	0,09	0,01	0,02	0,02	0,04	0,02	Porfiroclastos de magnetita nas bandas e hematita especular núcleo
89,08	0,08	0,01	0,00	0,01	0,33	0,05	0,03	Hematita especular
89,05	0,01	0,11	0,05	0,00	0,00	0,02	0,04	Porfiroblastos de magnetita subédricos a euédricos na matriz de DH núcleo
88,90	0,06	0,15	0,01	0,14	0,01	0,04	0,02	Porfiroblastos de magnetita sem deformação componentes do DMC borda
88,76	0,09	0,05	0,05	0,28	0,00	0,06	0,03	Porfiroclastos de magnetita nas bandas e hematita especular núcleo martítico
88,75	0,08	0,07	0,01	0,08	0,03	0,06	0,03	Hematita especular
88,70	0,04	0,08	0,01	0,00	0,00	0,03	0,00	Porfiroclastos de magnetita nas bandas e hematita especular núcleo
88,66	0,10	0,11	0,01	0,06	0,01	0,00	0,02	Porfiroblastos de magnetita sem deformação componentes do DMC
88,633	0,156	0,016	0,000	0,023	1,601	-	-	Hematita fina
88,62	0,05	0,08	0,00	0,00	0,01	0,02	0,01	Porfiroclastos de magnetita nas bandas e hematita especular borda
88,61	0,06	0,08	0,02	0,10	0,00	0,01	0,03	Porfiroclastos de magnetita nas bandas e hematita especular borda
88,59	0,02	0,10	0,01	0,00	0,00	0,01	0,00	Porfiroclastos de magnetita nas bandas e hematita especular núcleo
88,59	0,09	0,02	0,00	0,00	0,27	0,02	0,01	Hematita especular
88,59	0,05	0,08	0,03	0,01	0,01	0,00	0,00	Porfiroclastos de magnetita nas bandas e hematita especular núcleo martítico
88,55	0,06	0,12	0,00	0,13	0,02	0,01	0,00	Porfiroblastos de magnetita subédricos a euédricos na matriz de DH núcleo
88,51	0,02	0,11	0,02	0,01	0,01	0,00	0,02	Porfiroblastos de magnetita subédricos a euédricos na matriz de DH borda
88,49	0,05	0,13	0,00	0,01	0,00	0,02	0,02	Porfiroclastos de magnetita nas bandas e hematita especular núcleo

Fe2O3	Al2O3	MnO	MgO	SiO2	TiO2	V2O3	Cr2O3	Mineral
88,47	0,06	0,06	0,00	0,08	0,00	0,00	0,00	Porfiroclastos de magnetita nas bandas e hematita especular núcleo
88,40	0,05	0,10	0,01	0,12	0,01	0,04	0,00	Porfiroclastos de magnetita nas bandas e hematita especular borda
88,34	0,08	0,09	0,04	0,21	0,05	0,03	0,00	Porfiroclastos de magnetita nas bandas e hematita especular núcleo martítico
88,30	0,05	0,16	0,01	0,03	0,00	0,02	0,00	Porfiroclastos de magnetita nas bandas e hematita especular núcleo
88,29	0,14	0,02	0,01	0,02	0,62	0,07	0,02	Hematita especular
88,28	0,08	0,13	0,03	0,05	0,00	0,00	0,02	Porfiroclastos de magnetita nas bandas e hematita especular núcleo
88,26	0,10	0,00	0,01	0,00	0,70	0,03	0,00	Porfiroclastos de magnetita nas bandas e hematita especular
88,24	0,06	0,11	0,05	0,13	0,00	0,02	0,00	Porfiroclastos de magnetita nas bandas e hematita especular núcleo
88,19	0,03	0,15	0,03	0,00	0,01	0,00	0,01	Porfiroclastos de magnetita nas bandas e hematita especular núcleo
88,18	0,10	0,00	0,02	0,01	0,68	0,05	0,01	Hematita fina
88,18	0,11	0,01	0,03	0,00	0,82	0,04	0,01	Porfiroclastos de magnetita nas bandas e hematita especular núcleo
88,15	0,05	0,00	0,02	0,00	0,70	0,05	0,04	Hematita especular
88,14	0,15	0,16	0,01	0,12	0,03	0,01	0,02	Porfiroclastos de magnetita nas bandas e hematita especular borda
88,14	0,07	0,00	0,03	0,02	0,67	0,00	0,02	Hematita fina
88,12	0,07	0,12	0,02	0,07	0,00	0,07	0,01	Porfiroclastos de magnetita nas bandas e hematita especular núcleo
88,05	0,07	0,19	0,01	0,18	0,01	0,03	0,00	Porfiroclastos de magnetita nas bandas e hematita especular núcleo
88,03	0,05	0,29	0,01	0,01	0,03	0,09	0,02	Porfiroclastos de magnetita nas bandas e hematita especular núcleo martítico
88,01	0,03	0,16	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00	Porfiroclastos de magnetita nas bandas e hematita especular borda
88,004	0,157	0,029	0,009	0,015	1,513	-	-	Hematita fina
88,00	0,01	0,15	0,02	0,02	0,00	0,00	0,00	Porfiroclastos de magnetita nas bandas e hematita especular borda
87,98	0,06	0,13	0,02	0,02	0,02	0,00	0,02	Porfiroclastos de magnetita nas bandas e hematita especular núcleo
87,95	0,04	0,03	0,02	0,37	0,00	0,00	0,02	Porfiroclastos de magnetita nas bandas e hematita especular borda preservada
87,91	0,07	0,26	0,01	0,18	0,05	0,01	0,00	Porfiroclastos de magnetita nas bandas e hematita especular núcleo martítico

Fe2O3	Al2O3	MnO	MgO	SiO2	TiO2	V2O3	Cr2O3	Mineral
87,90	0,04	0,15	0,04	0,01	0,04	0,01	0,01	Porfiroclastos de magnetita nas bandas e hematita especular núcleo
87,88	0,05	0,12	0,00	0,07	0,00	0,01	0,00	Porfiroblastos de magnetita subédricos a euédricos na matriz de DH núcleo
87,71	0,08	0,22	0,00	0,13	0,00	0,04	0,02	Porfiroclastos de magnetita nas bandas e hematita especular borda
87,70	0,02	0,13	0,03	0,02	0,00	0,04	0,00	Porfiroclastos de magnetita nas bandas e hematita especular borda
87,70	0,09	0,03	0,01	0,02	0,67	0,01	0,00	Hematita especular
87,55	0,09	0,17	0,02	0,15	0,04	0,00	0,02	Porfiroblastos de magnetita subédricos a euédricos na matriz de DH borda
87,45	0,08	0,14	0,01	0,11	0,00	0,00	0,00	Porfiroclastos de magnetita nas bandas e hematita especular núcleo
87,39	0,11	0,13	0,03	0,43	0,05	0,01	0,00	Porfiroclastos de magnetita nas bandas e hematita especular núcleo martítico
87,36	0,10	0,27	0,01	0,21	0,02	0,04	0,01	Porfiroblastos de magnetita subédricos a euédricos na matriz de DH núcleo
87,20	0,07	0,04	0,03	0,08	0,04	0,05	0,00	Porfiroclastos de magnetita nas bandas e hematita especular borda martítica
87,14	0,22	0,02	0,00	0,06	0,02	0,06	0,02	Porfiroblastos de magnetita sem deformação componentes do DMC borda
86,79	0,11	0,00	0,00	0,05	1,95	0,05	0,00	Hematita fina
86,45	0,08	0,02	0,04	0,36	0,02	0,02	0,02	Porfiroclastos de magnetita nas bandas e hematita especular núcleo martítico
86,13	0,10	0,00	0,00	0,04	2,65	0,00	0,00	Hematita fina
86,01	0,09	0,05	0,02	0,08	0,00	0,00	0,04	Porfiroblastos de magnetita sem deformação componentes do DMC núcleo
85,85	0,39	0,01	0,10	0,35	2,07	0,04	0,01	Hematita fina
85,256	0,042	0,036	0,013	0,010	5,958	-	-	Hematita fina
83,67	0,05	0,08	0,01	0,02	7,83	0,34	0,08	Hematita com Ti em DM
80,68	0,04	0,02	0,01	0,02	9,34	0,30	0,13	Hematita com Ti em DM

Mapa Geológico Bloco 7



Legenda

- Canga
- Quartzito
- Metadiamiccito hematítico (DH)
- Metadiamiccito magnetítico cinza (DMC)
- Metadiamiccito (DI)
- Foliação principal (S1)
- Drenagens
- Limite do Bloco 7

Mapa Geológico do Bloco 8

740000

741000

742000

743000

744000

8205000

8204000

8203000

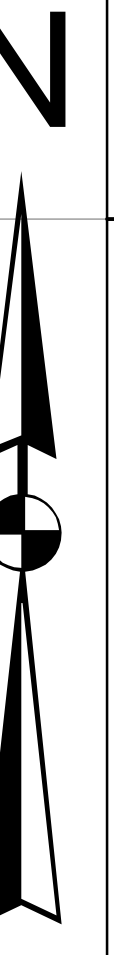
8202000

8201000

8200000

8199000

8198000



8205000

8204000

8203000

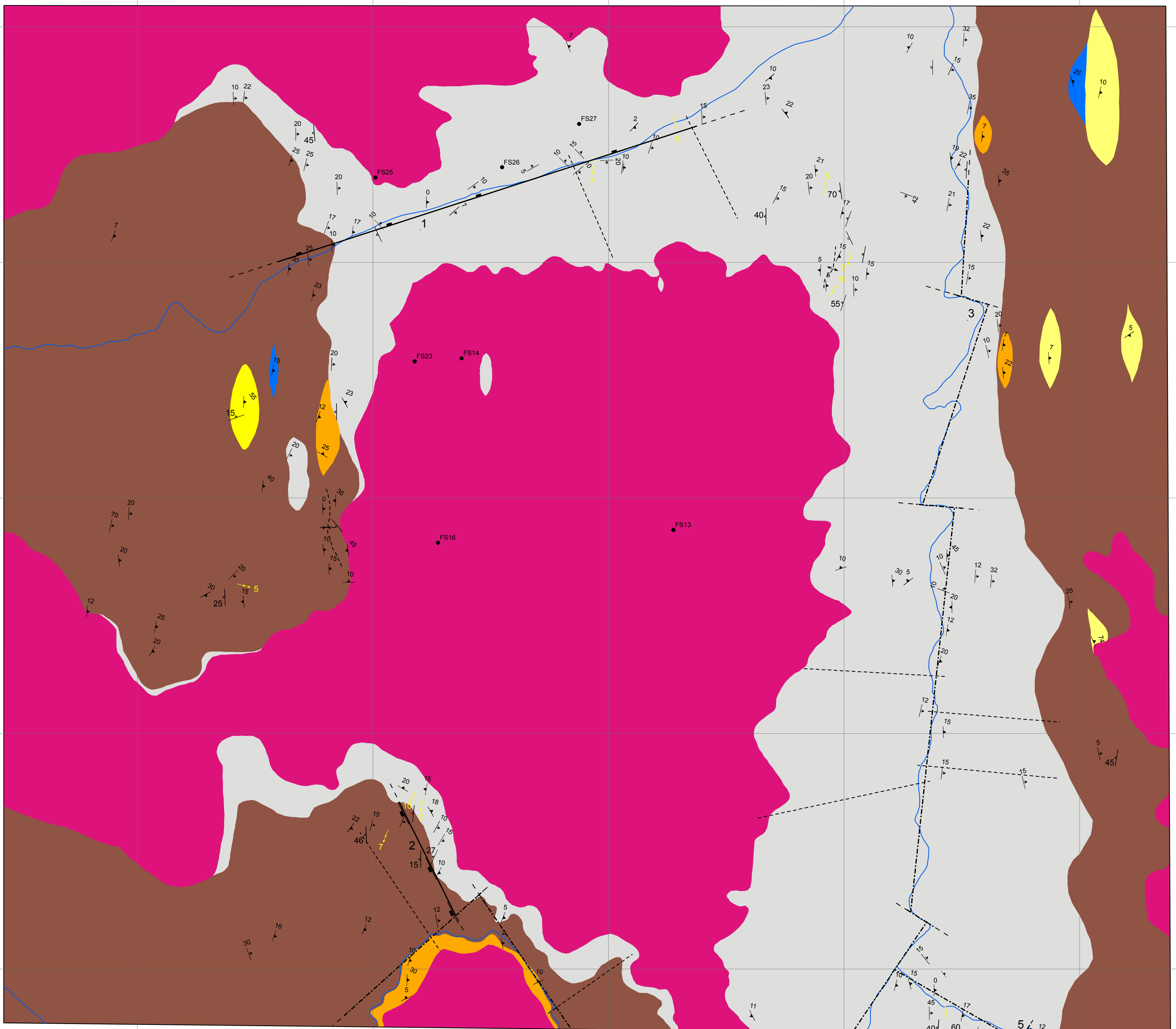
8202000

8201000

8200000

8199000











8198000



1:10.000



Legenda

- | | | | |
|---|--------------------------------|---|-----------------------------|
|  | Canga |  | Foliação principal (S1) |
|  | Metadiamiccito hematítico (DH) |  | Clivagem de crenulação (S2) |
|  | Filito |  | Limite do Bloco 8 |
|  | Quartzito micáceo branco | | |
|  | Quartzito micáceo amarelo | | |
|  | Quartzito branco | | |
|  | Metadiamiccito (DI) | | |

740000

741000

742000

743000

744000