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

DISSERTAÇÃO DE MESTRADO

CARACTERIZAÇÃO E GÊNESE DO MINÉRIO DE MANGANÊS DO DEPÓSITO DA MINA FAZENDA DOS PENAS, BORDA OESTE DA SERRA DO ESPINHAÇO MERIDIONAL, MG

AUTOR: Rodrigo da Rocha Pinho

ORIENTAÇÃO: Prof[a]. Lydia Maria Lobato

CO-ORIENTAÇÃO: Prof. Luiz Cláudio Ribeiro Rodrigues

BELO HORIZONTE
DATA (18/05/09)

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

CARACTERIZAÇÃO E GÊNESE DO MINÉRIO DE MANGANÊS DO DEPÓSITO DA MINA FAZENDA DOS PENAS, BORDA OESTE DA SERRA DO ESPINHAÇO MERIDIONAL, MG

Rodrigo da Rocha Pinho

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.
Orientadora: Lydia Maria Lobato.
Co-Orientador: Luiz Cláudio Ribeiro Rodrigues

Dissertação defendida e aprovada, em 18 de maio de 2009, pela Banca Examinadora constituída pelos professores:

Profa. Dra. Lydia Maria Lobato

Prof. Dr. Alexandre Uhlein

Prof. Dr. Ivo Antônio Dussin

AGRADECIMENTOS

Primeiramente gostaria de agradecer minha mãe Elvira e meu Pai Nivaldo, que sempre estiveram do meu lado em toda minha vida.

Gostaria de agradecer imensamente a minha orientadora Lydia, pela oportunidade e os valiosos conhecimentos que levarei por toda minha vida.

Ao meu co-orientador Luiz Cláudio, por pelo convite e valiosa ajuda.

A minha namorada Luiza por todo companheirismo e paciência.

A minha amiga Célia pelos anos juntos na caminhada geológica.

Aos amigos da pós-graduação Roberto, Gabriel, Tiago, Jorge e Gláucia.

A FERMAVI Mineração por todo apoio dado durante a realização de todo trabalho.

A CAPES pelo apoio financeiro.

Aos professores Calota e Noce que me receberam muito bem nesta universidade.

Dedico essa dissertação ao meu pai e minha mãe

SUMÁRIO

ABSTRACT.....xiv
RESUMO.....xv
CAPÍTULO 1-INTRODUÇÃO 1
1.1. Objetivos.....3
1.2. Método de Trabalho 3
CAPÍTULO 2-CLASSIFICAÇÃO DOS DEPÓSITOS DE MANGANÊS.....6
2.1. Depósitos de Manganês Hidrotermal 7
2.2. Depósitos de Manganês Sedimentar 9
2.3. Depósitos de Manganês Supergênico 10
2.4. Evolução dos Depósitos de Manganês ao Longo do Tempo 11
2.4.1. Arqueano 11
2.4.2. Proterozóico 12
2.4.3. Fanerozóico 12
CAPÍTULO 3-GEOLOGIA REGIONAL 14
3.1. Supergrupo Espinhaço 16
3.1.1. Grupo Diamantina 19
a) Formação Sopa Brumadinho 19
b) Formação Galho do Miguel 20
3.2.2. Grupo Conselheiro Mata 20
a) Formação Córrego dos Borges 20
b) Formação Córrego da Bandeira 21
c) Formação Córrego Pereira.....21
d) Formação Rio Pardo Grande 21
3.2. Supergrupo São Francisco 22
a) Grupo Macaúbas 22
b) Grupo Bambuí 25
3.3. Geologia Estrutural 25
3.4. Evolução Geológica 27

CAPÍTULO 4-GEOLOGIA LOCAL 29
4.1. Supergrupo Espinhaço, Formação Córrego dos Borges (quartzito) 32
4.2. Supergrupo São Francisco, Grupo Macaúbas
Unidade B, (metadiamictito) 33
Unidade C (filito) 35
4.3. Minérios de manganês 38
4.4. Grupo Bambuí Formação Sete Lagoas (mármore) 39
4.5. Cobertura colúvio-eluvionar 39
4.6. Geologia Estrutural e Metamorfismo 40
4.6.1. Estruturas da fase D1 41
4.6.2. Estrutura da fase D2 43
4.6.3. Estruturas da fase D3 44

CAPÍTULO 5-GEOLOGIA DO DEPÓSITO 46
5.1. Minerais de Manganês e Ferro 48
5.2. Rocha Hospedeira e Tipos de Minério 50
5.3. Petrografia da Rocha Hospedeira e Minério 51
5.3.1. Rocha Hospedeira 51
5.3.2. Filitos Manganesíferos 56
5.3.3. Minério Duro (minério de manganês) 60
5.3.4. Brecha de Minério 64
5.3.5. Minério Pulverulento (bióxido de manganês) 67
5.3.6. Minério Ferro-manganesífero 69
CAPÍTULO 6-MODELO METALOGENÊTICO 71

6.1. Sistema Sedimentar 71
a) Evolução do Grupo Macaúbas 73
b) Depósitos e Ocorrências de Manganês no Grupo Macaúbas 75
c) Estruturas e texturas da rocha hospedeira 76
d) Anomalia de Manganês 77
6.2. Sistema Hidrotermal 79
a) Estruturas Geológicas 79
b) Texturas dos Tipos de Minérios 80
c) Relação quartzo e Minerais de Manganês 81

d) Alteração Mineralógica 83
e) Geoquímica de Minério 85
6.3. Sistema Supergênico 87

7. CONCLUSÕES 89
8. REFERÊNCIA BIBLIOGRÁFICA 91

ANEXOS 1. MAPA GEOLÓGICO 101
ANEXO 2. PERFIS GEOLÓGICO.....102
ANEXO 3. TABELA QUÍMICA.....103

LISTA DE FIGURAS

Figura 1.1	Mapa de localização das áreas de estudo.	2
Figura 2.1	Ocorrências dos minerais de manganês de acordo com o ambiente termal crustal	8
Figura 3.1	Mapa simplificado geológico-estrutural do sudeste da Serra do Espinhaço posicionado no cráton do São Francisco (modificado de Schobbenhaus *et al*. 1984 e T.M. Dussin, dados inéditos).	14
Figura 3.2	Mapa geológico regional com as principais ocorrências de manganês na borda oeste da Serra do Espinhaço Meridional (modificado de Uhlein 1991).	15
Figura 3.3	Mapa geológico simplificado da área dos Inhames (Dossin 1984). Borda oeste da Serra do Cipó.	17
Figura 3.4	Coluna estratigráfica da Folha Inhame. (Dossin 1984). Borda oeste da Serra do Espinhaço Meridional	18
Figura 3.5	Coluna estratigráfica esquemática do Grupo Macaúbas (modificada de Pedrosa-Soares *et al*. 2008). 1, conglomerados; 2, arenitos; 3, pelitos; 4, diamictitos; 5, formação ferrífera diamictítica; 6, basalto transicional; 7, calcário dolomítico; 8, sedimentos exalativos (chert sulfetado, sulfeto maciço, formações ferríferas e outros); 9, rochas máficas (com veios de plagiogranito) e ultramáficas oceânicas; 10, wackes e pelitos; 11, rochas piroclásticas e vulcanoclásticas dacíticas; 12, seixos e blocos pingados. Pedrosa-Soares *et al*. (2007).	24
Figura 4.1	Posicionamento da Mina Fazenda dos Penas na Serra do Espinhaço Meridional. Imagem de satélite LANDSAT.	29
Figura 4.2	Perfil esquemático da área estudada incluindo o Supergrupo Espinhaço (sem escala).	30
Figura 4.3	Disposição do Supergrupo Espinhaço e São Francisco, vista do Depósito da Mina Fazenda dos Penas, visada para SE.	30
Figura 4.4	Mapa Geológico da Área do Depósito da Fazenda dos Penas.	31
Figura 4.5	Coluna estratigráfica da Mina Fazenda dos Penas.	32
Figura 4.6	Estratificação cruzada de pequeno porte na Formação Córrego dos Borges. Ponto F-60.	31
Figura 4.7	Estratificação cruzada acanalada na Formação Córrego dos Borges. Ponto F-60.	31
Figura 4.8	Amostra de furo de sondagem 18, mostrando a gradação de filito para metadiamictito.	34

Figura 4.9	Seixos arredondados, facetados e triangulares em metadiamictito. Ponto PF-10.	34
Figura 4.10	Seixo de granitóide estirado de aproximadamente 50 cm. Ponto PF-10.	34
Figura 4.11	Tilito rico em seixos em meio à matriz maciça. Ponto PF-18.	35
Figura 4.12	Tilito com seixo de granitóide boudinados. Ponto PF-17.	35
Figura 4.13	Filito com minerais de manganês nos planos de foliação. Ponto PF-13.	37
Figura 4.14	Filito com MnO_2 nos planos de foliação em amostra de furo de sondagem F1.	37
Figura 4.15	Fotomicrografia de filito com níveis de Minerais de manganês paralelo aos planos de foliação. Nicóis cruzados. Luz transmitida. Amostra de testemunho de sondagem F9-A2a, furo 9.	37
Figura 4.16	Fotomicrografia de minerais de manganês nos planos de foliação da rocha. Nicóis cruzados. Luz transmitida. Amostras de testemunho de sondagem F1-A2a, furo 9.	37
Figura 4.17	Fotomicrografia de filito do Grupo Macaúbas sem estrutura interna. Amostra de testemunho de sondagem F5, furo 5.	37
Figura 4.18	Amostra de furo de sonda de filito do Grupo Macaúbas sem estrutura original. Amostra de testemunho de sondagem F12, prof. 12 metros	37
Figura 4.19	Metargilito com manchas heterogêneas de manganês. Grupo Macaúbas. Ponto F-44.	38
Figura 4.20	Detalhe de mancha xenomórfica de manganês em metargilito. Grupo Macaúbas. Ponto F-44.	38
Figura 4.21	Brecha mineralizada constituída de quartzito, filito e cimentada por minerais de manganês. Ponto PF-4.	38
Figura 4.22	Minério pulverulento (bióxido de manganês) em afloramento. Poço de Pesquisa	38
Figura 4.23	Contato tectônico entre mármore do Grupo Bambuí e filito do Grupo Macaúbas. Ponto F-41.	39
Figura 4.24	Figura 4.24: Contato por discordância erosiva entre mármore do Grupo Bambuí e metadiamictito do Grupo Macaúbas na região sudeste da área de estudo. Ponto F-20.	39
Figura 4.25	Colúvio-eluvionar composto por quartzo de veio e filito. Ponto PF-13.	40

Figura 4.26	Perfil colúvio-elúvionar indicando as gerações de formação.	40
Figura 4.27	Estrutura em rampa e patamar, no metadiamictito do Grupo Macaúbas, no leito do Córrego Canico, porção central da área.	41
Figura 4.28	Falha deslocando fratura, imposta ao metadiamictito do Grupo Macaúbas, no leito do Córrego Coberto, na porção leste da área de estudo.	41
Figura 4.29	Diagrama de densidade de dados de pólo de acamamento nas rochas mapeadas	41
Figura 4.30	Diagrama de densidade de foliação nas rochas mapeadas.	41
Figura 4.31	Estereograma de dados de eixos de dobras no filito desenvolvidas durante a fase D1.	42
Figura 4.32	Dobra isoclinal centimétrica desenvolvida no filito durante a fase D1.	42
Figura 4.33	Estereograma de dados de eixos de dobras no mármore. Fase D1.	43
Figura 4.34	Dobra desenvolvida no mármore. Fase D1.	43
Figura 4.35	Estereograma de dados de falha de direção NW e NE. Fase D2.	44
Figura 4.36	Falha de direção NW (fase D2) cortando e deslocando a Falha da Mina (fase D1)	44
Figura 4.37	Plano de falha com estrias e clastos rompidos em metadiamictito. Fase D2.	44
Figura 4.38	Estereograma de planos de falhas e estrias de falhas respectivamente. Fase D2.	44
Figura 4.39	Diagrama de rosetas para fraturas. Fase D3.	45
Figura 4.40	Estereograma de rosetas de estrutura neoformada. Fase D3	45
Figura 5.1	Mapa da Mina Fazenda dos Penas com a localização dos corpos de minério e furos de sondagem.	47
Figura 5.2	Forma tabular do Corpo Coberto. 1, Minério Duro, 2, Minério tipo Brecha, 3, Minério Ferro-Manganês. Vista da Serra do Cipó, visada para NW.	48
Figura 5.3	Log de furo de sondagem 21 com conteúdo em manganês total.	50
Figura 5.4	Filito hospedeiro, foliação bem marcada. Amostra de testemunho de sondagem F1-A3a, furo 1.	53

Figura 5.5	Filito hospedeiro com níveis manganesíferos nos planos de foliação	53
Figura 5.6	Fotomicrografia de amostra de filito hospedeiro com cristais cúbicos de minerais (op) opacos. Nicóis cruzados. Amostra de testemunho de sondagem F1-A3a, furo 1. Luz transmitida.	54
Figura 5.7	Fotomicrografia de filito hospedeiro com minerais opacos disseminados. Nicóis paralelos. Amostra de testemunho de sondagem F1-A3a Furo 1. Luz transmitida.	54
Figura 5.8	Fotomicrografia de filito hospedeiro, marcando a foliação. Nicóis cruzados. Amostra de testemunho F9-A2a, furo 9. Luz transmitida.	55
Figura 5.9	Fotomicrografia de filito hospedeiro com bandas claras e escura:1, banda constituída por quartzo, muscovita, 2: banda rica em minerais opacos. Nicóis paralelos. Amostra de testemunho de sondagem F9-A2a, furo 9. Luz transmitida.	55
Figura 5.10	Fotomicrografia de filito hospedeiro mostrando minerais opacos euédrico (op1), e minerais opacos anédricos (op 2). Nicóis cruzados. Amostra de testemunho de sondagem F9-A2a, furo 9. Luz transmitida.	55
Figura 5.11	Fotomicrografia de filito hospedeiro, onde a muscovita (ms) marca a foliação, em contato com porção rica em minerais opacos. Nicóis cruzados. Amostra de testemunho F9-A2a, furo 9. Luz transmitida.	55
Figura 5.12	Filito manganesífero friável com níveis de manganês nos planos de foliação com algumas porções obliteradas. Ponto F-41.	56
Figura 5.13	Dobras centimétricas impostas ao filito manganesífero. Amostra de testemunho de sondagem F1-A2a, furo 1.	56
Figura 5.14	Níveis de manganês nos planos de foliação do filito manganesífero. Ponto F-40.	57
Figura 5.15	Fotomicrografia em filito manganesífero de bandas de muscovita (ms) intercaladas a bandas de minerais opacos (op) e bandas de quartzo (qtz). Nicóis cruzados. Amostra de testemunho de sondagem F1-A2a, furo 1. Luz transmitida.	57
Figura 5.16	Fotomicrografia em filito manganesífero. Perda da trama original da rocha pela substituição por minerais opacos (op).qtz: quartzo, ms: muscovita. Nicóis paralelos. Amostra de testemunho de sondagem, F1-A2a, furo 1. Luz transmitida.	57
Figura 5.17	Fotomicrografia de filito com minerais opacos (op) dentro dos planos de foliação. Nicóis cruzados. Amostra de testemunho de sondagem, F1-A2a, furo 1. Luz transmitida.	57

Figura 5.18	Fotomicrografia de filito manganesífero com cristais cúbicos de minerais opacos em porções menos afetadas pela mineralização. Nicóis cruzados. Amostra de furo de sondagem F5-A1a, furo 5. Luz transmitida	58
Figura 5.19	Fotomicrografia de massa compacta de minerais de manganês cimentando filito manganesífero maciço. Nicóis paralelos. Amostra de testemunho de sondagem, F5-A1a, furo 5. Luz transmitida.	58
Figura 5.20	Fotomicrografia de cristais de pirolusita crescendo a partir de cristais de criptomelana. Amostra de testemunho de sondagem, F-5, furo 5. Luz refletida.	59
Figura 5.21	Fotomicrografia ao MEV, indicando crescimento de cristais lamelares de criptomelana nos interstícios dos de quartzo. qtz, quartzo, cp, criptomelana. Amostra de testemunho de sondagem, F-5, furo 5.	59
Figura 5.22	Fotomicrografia ao MEV. Cristais de criptomelana (cp) lamelar. Amostra de testemunho de sondagem, F-5, furo 5.	60
Figura 5.23	Fotomicrografia ao MEV de cristais de pirolusita(pr) tabular crescendo junto a cristais lamelares de criptomelana (cp). Amostra de testemunho de sondagem F-5, furo 5.	60
Figura 5.24	Cristais fibrosos de pirolusita (pr) crescendo a partir de cristais de criptomelana (Cp). Amostra de testemunho de sondagem F-5, furo 5. Luz refletida.	60
Figura 5.25	Cristais de goetita (goe) com face preservada possivelmente herdada de magnetita. Amostra de testemunho de sondagem, F-5, furo 5. Luz refletida.	60
Figura 5.26	Transição entre minério duro e brecha mineralizada. Ponto PF-44.	61
Figura 5.27	Minério duro, vista em afloramento. Ponto PF-44a.	61
Figura 5.28	Minério duro. Os círculos indicam cristais de pirolusita (polianita) com hábito mamelonar. Amostra PF-34.	61
Figura 5.29	Fotomicrografia de cristais microcristalinos e fibro-radiados de minerais de manganês. Amostra PF-44. Luz refletida.	61
Figura 5.30	Fotomicrografia de cristais microcristalinos de criptomelana e cristais fibrosos de pirolusita crescendo a partir dos cristais microcristalinos. Amostra PF-44. Luz refletida.	62
Figura 5.31	Fotomicrografia ao MEV de criptomelana lamelar. Amostra PF-44.	62

Figura 5.32	Fotomicrografia ao MEV de pirolusita (pr) com hábito tabular e acicular crescendo nos espaços vazios da rocha em minério duro. Amostra PF-34.	63
Figura 5.33	Fotomicrografia de minério duro de cristais lamelares de pirolusita crescendo a partir de cristal dentrítico de pirolusita (pr). Amostra PF-34. Luz refletida.	63
Figura 5.34	Fotomicrografia de minério duro. Cristais de pirolusita (pr) formando Flor de Gelo. Amostra PF-34. Luz refletida.	63
Figura 5.35	Fotomicrografia de minério duro de cristais de pirolusita (pi) cobrindo grão de quartzo (qtz). Amostra PF-44. Luz refletida	63
Figura 5.36	Fotomicrografia de minério duro de cristais de goetita arredondados e limonitizados. Amostra PF-44. Luz refletida	63
Figura 5.37	Fotomicrografia de minério duro de massas criptocristalinas fraturadas com cristais microcristalinos preenchendo as fraturas. Amostra PF-34. Luz refletida	63
Figura 5.38	Brecha formada por clastos de quartzito, filito e cimentado por minerais de manganês. Ponto PF-03.	64
Figura 5.39	Brecha formada por quartzo de veio e minerais de manganês. Furo 8 P 4,90.	64
Figura 5.40	Minerais de manganês crescendo nos planos de crescimento de cristal de quartzo. Amostra Q 1.	65
Figura 5.41	Fotomicrografia de minério de brecha com cristais microcristalinos preenchendo espaços entre os grãos de quartzo. Amostra de furo de sondagem F8-A1a, furo 18. Luz refletida	65
Figura 5.42	Fotomicrografia de quartzo em meio à matriz manganesífera. Amostra BR-01. Nicóis cruzados. Luz transmitida.	66
Figura 5.43	Fotomicrografia de veio de manganês cortando quartzo. Nicóis paralelos. Amostra de furo de sondagem F18 A1a, furo 18. Luz transmitida.	66
Figura 5.44	Fotomicrografia ao MEV de minério de brecha, demonstrando o preenchimento entre os grãos de quartzo por minerais de manganês. Amostra BR-01	66
Figura 5.45	Fotomicrografia de minério de brecha. Cristais de criptomelana criptocristalina formando cristais radiais de pirolusita. Amostra BR 01. Luz refletida.	66
Figura 5.46	Fotomicrografia de cristais euédricos de pirolusita. Amostra de testemunho de sondagem F8-A1a, furo 8.	67

Figura 5.47	Fotomicrografia de cristais de pirolusita ocupando espaços vazios da rocha. Amostra de testemunho de sondagem F8-A1a, furo 8.	67
Figura 5.48	Fotomicrografia ao MEV de cristais de pirolusita bem formados. Amostra BR-01.	67
Figura 5.49	Fotomicrografia de cristal coloforme de pirolusita. Amostra de testemunho de sondagem F8-A1a, furo 8.	67
Figura 5.50	Afloramento de minério pulverulento. Ponto PF-04.	68
Figura 5.51	Fotomicrografia de aglomerados de pirolusita se desestruturando em grãos muito pequenos. Amostra de minério pulverulento. Luz refletida.	68
Figura 5.52	Fotomicrografia ao MEV de cristais prismáticos e aciculares de pirolusita. Amostra BX-1 de minério pulverulento.	69
Figura 5.53	Fotomicrografia ao MEV de aglomerados de manganês formados por cristais principalmente de pirolusita. Amostra Bx-1 de minério pulverulento.	69
Figura 5.54	Minério ferro-manganês de cor azul com tons vermelhos. Ponto PF-12.	70
Figura 5.55	Cristais de estalactites – estalacmites de goethita e limonita Ponto PF -3.	70
Figura 5.56	Fotomicrografia de cristal de pirolusita proveniente de soluções coloidais. Amostra de furo de sondagem F-21 A1a, furo 21.	70
Figura 5.57	Cobertura colúvio-eluvionar formada por seixos e blocos mineralizados em manganês. Poço de pesquisa.	70
Figura 6.1	Reconstrução paleo-ambiental esquemática que ilustra a evolução do Grupo Macaúbas. Seção frontal do bloco diagrama modificada de Gradim *et al.* (2005).	73
Figura 6.2	(A) Diagrama de Eh e pH mostrando a estabilidade de minerais de ferro em ambientes a T=25º C e P 1 bar. (B) Diagrama mostrando a estabilidade de minerais de manganês, não foi informado pelo autor às condições ambientais. (Garrels & Christ, 1965, Krauskopf & Bird, 1995).	74
Figura 6.3	Modelo esquemático para a formação de siltitos manganesíferos do Grupo Macaúbas (modificado de Uhlein *et al*. 2007).	75
Figura 6.4:	Minerais de manganês nos planos de foliação do filito.	76
Figura 6.5	Minerais de manganês envolvidos pela foliação. Nicóis paralelos. Amostra de furo de sondagem F-1A-2a, furo 1. Luz transmitida.	76

Figura 6.6	Finos veios de manganês formados pela mobilização de manganês para zonas de fratura. Notar que a foliação inflete em direção à zona fraturada. Amostra de furo de sondagem F-1-A2a.	77
Figura 6.7	Fotomicrografia de veio de manganês em decorrência da mobilização do elemento. 1 minerais de manganês no plano preferencial da foliação, 2, veio de minerais de manganês preenchendo fratura da rocha. Nicóis cruzados. Amostra de furo de sondagem F-1-A2a. Furo 1. Luz transmitida.	77
Figura 6.8	Gráfico de teor de Mn% comparativo para as rochas da Tabela 6.1.	78
Figura 6.9	Forma tabular do corpo de minério, vista da Serra do Cipó, visada para SW.	79
Figura 6.10	Modelo para a mineralização do corpo por escape de fluidos da rocha hospedeira rica em manganês.	80
Figura 6.11	Minério duro.	81
Figura 6.12	Minério de brecha. Notar fraturas preenchidas por minerais de manganês.	81
Figura 6.13	Minerais de manganês nos planos de crescimento de cristais bem formados de quartzo. Amostra Q-1.	81
Figura 6.14	Minerais de manganês em meio a estrutura de cristais de quartzo. Amostra Q-2.	81
Figura 6.15	Fotomicrografia de minerais de manganês crescendo sobre cristal de quartzo. Amostra Q-1.	82
Figura 6.16	Fotomicrografia de minerais de manganês placóides em cristal de quartzo. Amostra Q-1.	82
Figura 6.17	Amostra de testemunho de sondagem mostrando a associação de veio de quartzo e minerais de manganês. Amostra F-18-A1a, furo 18.	82
Figura 6.18	Fotomicrografia de veio de manganês cortando quartzo de veio. Nicóis paralelos. Amostra de testemunho de sondagem F-18-A1a, furo 18. Luz Transmitida.	82
Figura 6.19	Grandes veios de quartzo com minerais de manganês. Ocorrência da Cachoeira da Capivara, Gouveia-MG.	83
Figura 6.20	Minerais de manganês cortando veio de quartzo. Ocorrência da Cachoeira da Capivara, Gouveia-MG.	83

Figura 6.21	Gráfico de Si x Al de minério de manganês indicando a contribuição de fluidos hidrotermais e água meteórica na formação do depósito da Mina Fazenda dos Penas, com base na proposta de Choi & Hariya (1992)	85
Figura 6.22	Correlação de Co versus Mn, demonstrando a origem para o minério de manganês (Usui & Someya 1997).	86
Figura 6.23	Diagrama de frequência da razão Fe/Mn para as amostras de minério indicando sua gênese (Usui & Someya 1997).	86
Figura 6.24	Diagrama de frequência de Co para a distribuição de amostras de minério indicando sua gênenese (Usui & Someya 1997).	87
Figura 6.25	Blocos ferro-manganesíferos.	87
Figura 6.26	Obliteração da brecha de minério por enriquecimento supergênico.	87
Figura 6.27	Modelo de enriquecimento supergênico para o depósito da Mina Fazenda dos Penas. Modificado de Dossin (1983).	88
Figura 6.28	Perfil esquemático do Corpo Coberto, depósito da Mina Fazenda dos Penas.	88

LISTA DE TABELAS

Tabela 5.1	Tipos de minério e rocha hospedeira-filito presentes na área de ocorrência do depósito de manganês da Mina Fazenda dos Penas.	51, 52
Tabela 5.2	Análises químicas para os tipos de rocha do depósito Mina Fazenda dos Penas.	53
Tabela 6.1	Variação litológica no depósito da Mina Fazenda dos Penas.	72
Tabela 6.2	Tabela comparativa para os elementos maiores.	78
Tabela 6.3	Esquema de mudança mineralógica da rocha hospedeira e minério em função do avanço mineralização.	84

ABSTRACT

The Fazenda dos Penas manganese deposit is located on the western boundary of Espinhaço range (MG). It is hosted by a metasiltite unit of Macaúbas Group (unit C). The manganese ore are differentiated in four categories according to the mineralogy, texture and geochemistry: Hard ore, breccia, friable and iron-manganese. The hard ore is dark blue, massive and compact composed by pirolusite, cryptomeline and quartz. The manganese grades varies between 47 to 63%. The breccias are composed by quartz, pirolusite, cryptomelane and muscovite, with gradesof 23 to 47%. The friable ore is dark bule to black with manganese grades of 47 to 72%. Is composed by pirolusite, cryptomelane and quartz. The iron-manganese ore is massive or could localy have quartzite,philite, quartz and manganese minerals cimented by laterite minerals. The manganese grade varies between 3 to 30% and the mineralogy is quartz, goethite, pirolusite, cryptomelane and muscovite.

The ore forming processes are related to three different systems: sedimentary, hidrotermal and surpergene. The sedimentary started with the deposition of fine grained marine sediments with anomalous manganese grades. The metasiltite that today represents those sediments has indicative textures as manganese minerals involved by the foliation, which suggests the manganese enrichment before the metamorphism. The hidrotermal system is associated with normal oblique faults (related to transtensional regional fase), which made possible the fluid flow to place with lower pressures. The intergrowth relation between manganese minerals and quartz suggests the hidrotermal component on the deposit genesis. The supergene system has also contributed in the ore forming process. The botroidal textures indicating “gel” precipitation especially on fractures zones are the principal factors that confirms the supergene alteration.

The geochemical data indicates that the ore forming process is result of the interaction between hidrotermal fluids and meteoric water.

RESUMO

O depósito de manganês da Mina Fazenda dos Penas, situado na borda oeste da Serra do Espinhaço (MG), está hospedado em uma unidade filítica do Grupo Macaúbas (localmente Unidade C). Os minérios de manganês do depósito são classificados conforme suas características texturais, mineralógicas e geoquímicas em quatro tipos: minério duro, brecha de minério, minério pulverulento e minério ferro-manganesífero. O minério duro é azul escuro, compacto, maciço, composto por pirolusita, criptomelana e quartzo, com teor de MnO_2 variando entre 47% a 63%. A brecha de minério é composta por quartzo, pirolusita, criptomelana e muscovita, com teor de MnO_2 entre 23% e 47%. O minério pulverulento é azul escuro a preto, com teor de MnO_2 entre 47% e 72%, é constituído por pirolusita, criptomelana e quartzo. O minério ferro-manganesífero é maciço ou pode ser formado por seixos de quartzito, filito, quartzo de veio e minerais de manganês, cimentados por minerais lateríticos, o teor de MnO_2 está entre 3% e 30%, os minerais constituintes são quartzo, goethita, pirolusita, criptomelana e muscovita.

O processo de formação do depósito está relacionado a três sistemas: sedimentar, hidrotermal e supergênico. O sistema sedimentar iniciou-se com a deposição de sedimentos marinhos finos com teores anômalos em manganês. O filito que hoje representa esses sedimentos possui texturas tal como, minerais de manganês envolvidos pela foliação, que sugere o enriquecimento da rocha em manganês antes do metamorfismo. O sistema hidrotermal está ligado diretamente à evolução das falhas normais oblíquas (relacionadas à fase transtensional regional), que permitiram escape de fluidos para locais de menores pressões. A relação de intercrescimento dos minerais de manganês e quartzo de veio também sugere componente hidrotermal na participação da formação do depósito. O sistema supergênico contribui na formação da jazida concentrando minerais de manganês, que é bem marcada pela textura botrioidal dos minerais indicando precipitação em gel, principalmente em zonas de fraturas e falhas.

Dados geoquímicos de minério indicam que o processo mineralizador é resultado da interação entre fluidos hidrotermais e águas meteóricas.

CAPÍTULO 1-INTRODUÇÃO

Este trabalho de Dissertação de Mestrado tem como foco discutir a mineralização de manganês na Mina Fazenda dos Penas, situada na borda oeste da Serra do Espinhaço Meridional, distrito de Fechados, município de Santana de Pirapama-MG. (Figura 1.1).

O trabalho é parte integrante do programa de pós-graduação em geologia do Instituto de Geociências da Universidade Federal de Minas Gerais, e tem orientação da Prof^{a}. Dr^{a}. Lydia Maria Lobato e co-orientação do Prof^{o}. Dr. Luiz Cláudio Ribeiro Rodrigues do Centro Universitário do Leste de Minas, em parceria com a FERMAVI Mineração Ltda.

O depósito de manganês da Mina Fazenda dos Penas está atualmente sob concessão da FERMAVI Mineração LTDA. Suas coordenadas do marco geodésico são 7.908.320 de latitude norte e 624.548 de longitude leste. A mina pertence às microbacias dos Córregos do Comércio e do Coberto, que deságuam na margem direita do rio Cipó, pertencente à bacia hidrográfica do Rio São Francisco.

O acesso a partir de Belo Horizonte se faz pela rodovia BR-040, percorrendo 65 km até Sete Lagoas. Em seguida, utiliza-se a MG-238 em direção à Santana de Pirapama por mais 53 km em estrada pavimentada até o distrito de Tibuna. Desta localidade percorre-se 29 km por via municipal secundária, não pavimentada, em direção ao povoado do Inhame. A partir deste percorre-se 7 km até o povoado de Coberto Pequeno e, por fim, percorre-se mais 5 km até a mina (Figura 1.1).

Segundo King (1956), a geomorfologia indica superfícies de aplainamento da Serra do Espinhaço, devido a sucessivos ciclos de erosão. Planaltos são observados em rochas metassedimentares geradas durante o Terciário Inferior. Condições especiais de clima, onde uma estação seca alterna-se com uma úmida, permitiram sobre esta superfície de erosão o desenvolvimento de uma carapaça ferruginosa. Durante o Terciário Superior, a antiga superfície foi desmantelada, restando apenas o relevo residual coberto pelo encostamento ferruginoso. O rompimento do equilíbrio morfoclimático gerou novo ciclo erosivo, que entalhou e abriu vales, e que é responsável pelo modelado atual.

Na Serra do Cipó, nas adjacências da área de estudo, as atitudes variam de 550 m a 1300 m. As planícies estão em cotas mais baixas, passando a morros de vertentes suaves e topos aplainados (600-700 m), e chegando a longas cristas com vertentes escarpadas nas altitudes mais elevadas.

Segundo Nimer (1989), a área em questão está inserida numa classificação climática tipo tropical subquente, semi-úmido, possuindo pelo menos um mês com temperatura média

inferior a 18°C (junho a julho). O índice pluviométrico anual para a região é de 1750 mm, ocorrendo 50% desta precipitação entre novembro e janeiro. O período de seca, de 4 a 5 messes, vai de maio a setembro. Somente nos meses de julho, agosto e setembro são acusados déficits mensais superiores a 20 mm.

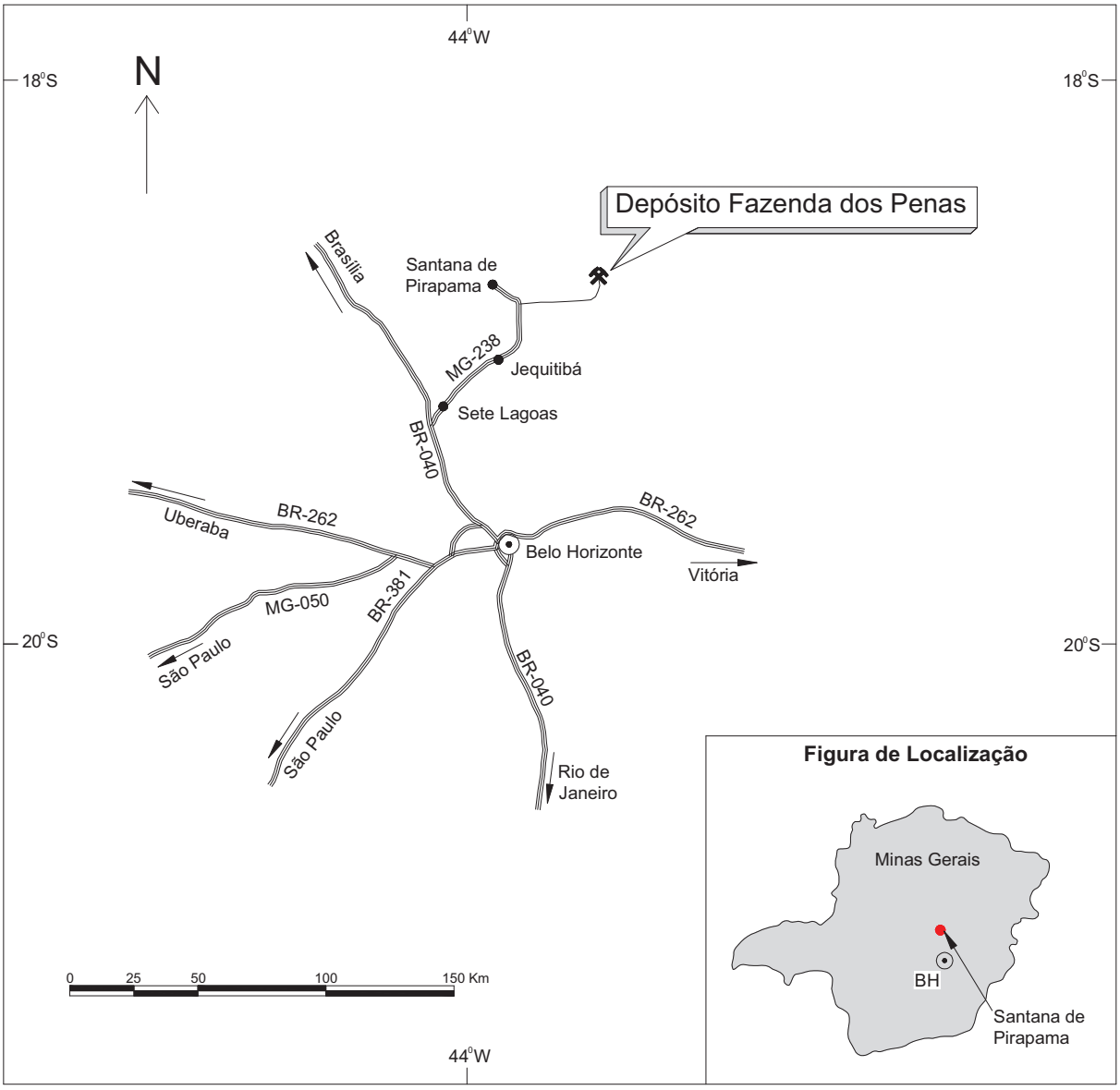


Figura 1.1: Mapa de localização das áreas de estudo.

1.1. Objetivos

O objetivo geral é o detalhamento do depósito da Mina Fazenda dos Penas buscando estabelecer critérios de prospecção para este tipo de mineralização. Os objetivos específicos incluem:

a) Revisão do panorama e classificação dos depósitos de manganês em função da sua gênese, bem como sua distribuição ao longo do tempo geológico.

b) Detalhamento da geologia da Fazenda dos Penas através de mapeamento geológico-estrutural,

c) Estudo da geologia do depósito, incluindo mineralogia e petrografia do minério e do filito hospedeiro, evolução mineralógica do protominério até o minério, geoquímica de elementos maiores do minério e do filito hospedeiro,

d) origem do enriquecimento da rocha hospedeira, e

e) gênese da mineralização.

1.2. Método de Trabalho

Os métodos de trabalho envolveram atividades de escritório e de campo. A primeira parte do trabalho foi realizada em 2007, e visou um levantamento bibliográfico sobre a geologia regional da Serra do Espinhaço Meridional, incluindo os Grupos Macaúbas e Bambuí. O mesmo processo foi realizado para as ocorrências de manganês ao longo da evolução do Planeta Terra, e em diversas partes do mundo. Foi realizado um levantamento nos arquivos da mineradora a fim de adicionar dados aos trabalhos realizados.

Os trabalhos de campo iniciaram-se a partir de maio de 2007, com o objetivo de mapear os corpos de minério e áreas adjacentes. Foram realizados por volta de 120 dias de campo, incluindo a descrição e acompanhamento da realização dos furos de sondagem nos meses de junho e agosto de 2008.

Outras áreas foram visitadas, afim de um maior conhecimento da geologia destas ocorrências de manganês, entre essas, a mais estudada é a da Cachoeira da Capivara, que dista

aproximadamente 130 km da Mina Fazenda dos Penas. Encontra-se no município de Gouvêa, a 50 km da sede, no distrito Vila Alexandre Mascarenhas, e a 15 km da sede do município de Presidente Kubitschek. Nessa ocorrência, foram utilizadas fotos e amostras a título de comparação e correlação com o depósito da Mina Fazenda dos Penas.

O mapa geológico e perfis do depósito da Mina Fazenda dos Penas foram digitalizados pelo mestrando. Foram coletadas mais de 400 amostras de minério e rocha hospedeira para pré-seleção e posterior detalhamento. Foram então realizadas descrições macroscópicas de amostras coletadas em campo e de furos de sondagem, ressaltando cor, textura, estrutura, com posterior confecção de lâminas delgadas, lâminas delgadas polidas, e seleção de amostras para determinação mineralógica pelo difratograma de raios-x, geoquímica para elementos maiores, microscopia eletrônica de varredura.

Foram preparadas 5 seções polidas, 5 lâminas delgadas, 2 lâminas delgadas polidas dos diversos tipos de minérios e rocha hospedeira, no laboratório de laminação do Centro de Pesquisa Manoel Teixeira da Costa. As descrições petrográficas microscópicas, conjuntamente com fotomicrografias, foram realizadas a partir de outubro de 2008, utilizando microscópios petrográficos em luz transmitida e refletida Lieca e Carl Zeiss, pelas objetivas de 2,5X, 5X, 20X e 50X.

Análises de difratometria de raios-x pelo método do pó foram realizadas para todos os tipos de minério do depósito e rocha hospedeira, com objetivo de complementar as análises petrográficas. As amostras foram pulverizadas em moinho elétrico e gral de ágata. As análises foram efetuadas nos laboratórios de difratometria de raios-x do Centro de Pesquisa Manoel Teixeira da Costa (CPMTC) da UFMG. Para as análises, utilizou-se o difratômetro de raios-x modelo XPERT-PRO, com goniômetro θ-θ e tubo de raios-x de cobre. A interpretação dos difratogramas foi obtida por comparação com o *International Center for Diffraction Data* / *Joint Committee on Powder Diffraction Standards* – (*Sets* 01 – 58; MDI; Jade 9; 2008).

Determinações geoquímicas de elementos maiores em cerca de 50 amostras de minério e rocha hospedeira foram obtidas nos laboratórios da GEOSOL, através do método ICP-MS. Mais de 400 amostras de minério foram analisadas para manganês e ferro total, através do método da titulação, pelo laboratório químico da FERMAVI Mineração.

Análises ao microscópio eletrônico de varredura objetivaram identificar características morfológicas e texturais dos minérios e dos minerais-minério. As amostras estudadas foram metalizadas por uma película de ouro e fixadas no suporte por uma fita de carbono dupla. As análises foram realizadas nos laboratórios de microanálises do Instituto de Ciências Exatas

(ICEX). Foram utilizados os microscópios eletrônicos de varredura modelo JSM 840A, JEOL, operando a 15 Kv.

O tratamento dos dados geoquímicos, os cálculos e montagem dos gráficos foram realizados no programa Excel 2007 da Microsoft. A última fase do trabalho envolveu a realização do volume final da dissertação, que incluiu a formatação de mapas, seções, tabelas e figuras.

CAPÍTULO 2-CLASSIFICAÇÃO DOS DEPÓSITOS DE MANGANÊS

O elemento químico manganês se encontra na natureza na forma de óxidos, silicatos, carbonatos e, menos comumente, sulfetos (Roy 1997). Os principais minerais de manganês são: pirolusita, criptomelana, hollandita, birnessita, rodocrosita, alabandita, manganita, todoroquita, rodonita e braunita.

Ao longo da história geológica do Planeta Terra, os depósitos de manganês têm funcionado como um dos indicadores da evolução do Planeta, podendo indicar variações no nível de oxigênio da atmosfera e hidrosfera, variação no nível do mar, presença de organismos biológicos, registro de glaciações e vulcanismo submarino, dentre outros.

O ciclo do manganês envolve fonte, transporte, deposição e intemperismo. Todos estes fatores são influenciados pela geoquímica dos oceanos, nível do mar e clima (Frakes *et al.* 1992, Roy 2006). A fonte para a formação dos depósitos pode ser hidrotermal e terrígena. A solubilidade do manganês depende do nível de oxigênio presente no sistema e da acidez do ambiente deposicional. Krauskopf (1957) enfatiza o controle de Eh e pH e o fracionamento com o ferro em sistemas aquosos inorgânicos para a deposição do manganês (Krauskopf & Bird 1995). O intemperismo está ligado principalmente à ação erosiva nas plataformas continentais; a participação biológica também é um dos fatores relacionados à solubilização do manganês devido à atuação de ácidos orgânicos (Dubinina 1980; Rosson & Nealson 1982). Conforme estes fatores, diversas são as possibilidades de deposição de manganês à medida que o Planeta Terra evolui, com depósitos formados desde o Arqueano até os dias atuais (Roy 1988).

Os depósitos de manganês ao longo do registro geológico da Terra são geneticamente associados a:

Atividade hidrotermal, direta.

Processos sedimentares

Intemperismo continental (laterização).

Embora os processos possam ser relacionados, cada um envolve mecanismos distintos que colocam os depósitos em tipos genéticos específicos. Os ambientes são determinados pela intensidade e estilo do tectonismo, do vulcanismo, da atividade hidrotermal, da composição da atmosfera e hidrosfera, e do desenvolvimento da biosfera, todos variando com tempo (Roy 1997).

2.1. Depósitos de Manganês Hidrotermal

Concentrações de manganês hidrotermal geralmente constituem pequenos depósitos formados principalmente durante o Fanerozóico. A maioria dos depósitos é *stratabound*, podendo ocorrer veios irregulares quando formados em ambientes crustais epizonais (Roy 1997). Conforme a associação com a rocha encaixante, mineralogia e assinatura química do depósito, é possível uma correlação com o ambiente de formação.

Os depósitos de manganês hidrotermais podem ser classificados segundo a sua morfologia em:

a) Depósitos *stratabound* que resultam da emissão de soluções hidrotermais em bacias continentais.

b) Depósitos em veio, que são encaixados principalmente em rochas vulcânicas de composições variadas, como também em uma variedade de rochas sedimentares de diferentes idades (Roy 1997).

Depósitos de manganês formados por fluidos hidrotermais podem estar encaixados em rochas sedimentares e magmáticas. Basaltos cálcio-alcalinos, andesitos, dacitos e riolitos são rochas hospedeiras comuns paras estes veios. Em bacias continentais, emissões de soluções hidrotermais são capazes de produzir depósitos de manganês *stratabound* (Nicholson 1990); nestas bacias, sedimentos ricos em manganês podem expulsar fluidos manganesíferos por compactação a temperaturas menores que 100ºC e mineralizar a rocha hospedeira (Glasby 1988).

As dorsais meso-oceânicas e as zonas de subducção relacionadas a arcos de ilhas são ambientes de formação de manganês hidrotermal. Um grande número de depósitos em margem continental ativa demonstra uma derivação das dorsais com rochas vulcânicas mostrando somente química *MORB*. Depósitos hidrotermais desse tipo são descritos no Japão, Etiópia e Alpes Austríacos.

Veios de manganês hidrotermal podem ser formados por fontes termais terrestres. Raramente são economicamente viáveis, sendo que as rochas hospedeiras ígneas variam entre basaltos e riolitos. Veios de manganês podem ocorrer em rochas clásticas e sedimentares químicas, onde soluções derivadas de fontes hidrotermais circulam por fraturas e falhas nas rochas hospedeiras (Nicholson *et al*. 1997). A origem destes depósitos antigos pode ser determinada por suas características vulcânicas e associações sedimentares. Os veios hidrotermais mostram uma grande diversidade mineralógica e podem ser classificados quanto às suas temperaturas de formação (Roy 1968). Veios de baixa temperatura são constituídos

por pirolusita, criptomelana, psilomelana, hollandita e todorokita; a formação dos minerais é dependente da disponibilidade de oxigênio e queda da temperatura (Roy 1968). Os veios de temperatura mais elevada são formados por silicatos (rodonita, bustanita tefroita), carbonatos (rodocrosita) e sulfetos (alabandita); geralmente encontram-se em posicionamento crustal mais profundo (Roy 1968).

Soluções de ferro-manganês podem formar veios hipogênicos de manganês. A separação ocorre com a ascensão de soluções hidrotermais, que inicia com a dissociação da solução e precipitação do ferro em um ambiente mesotermal. A solução se concentra relativamente em $Mn^{+2, 4}$ e, à medida que esfria e o aporte de oxigênio aumenta com a mistura de águas meteóricas, inicia-se a precipitação de minerais de manganês marcando um zoneamento mineralógico nos veios (Roy 1968) (Figura 2.1). Barita, fluorita, calcita e quartzo são minerais de ganga característicos (Mosier & Campbell 1995). Em muitos casos, nota-se uma relação espacial e temporal com veios de sulfetos de base metal, ouro e prata (Roy 1997, Leroy *et al*. 2000).

Pirolusita (MnO_2) **Criptomelana ($Mn_2O_3H_2O$)** **Manganita MnO(OH)**	**Zona pouco profunda**
Rodocrosita ($MnCO_3$) **Rodonita ($MnSiO_3$)** **Pirolusita (MnO_2)** **Manganita MnO(OH)**	**Zona intermediária**
Rodocrosita ($MnCO_3$) **Rodonita ($MnSiO_3$)** **Alabandita (MnS)**	**Epizonal**
Soluções ricas em Fe e Mn, separação do Mn e Fe.	**Mezozonal**

Figura 2.1: Ocorrências dos minerais de manganês de acordo com o ambiente termal crustal (Roy 1968).

2.2. Depósitos de Manganês Sedimentar

Embora os depósitos de manganês sedimentar sejam em maior volume e número, as fontes para a formação destes depósitos podem ser vulcanogênicas hidrotermais e terrígena (Roy 1992).

Depósitos de manganês sedimentar são largamente conhecidos no mundo, e são interpretados como provenientes de ambiente lacustre e oceânico (Mukhopadhyay 1997) e são hospedadas em vários tipos de rochas, principalmente sedimentar e raramente vulcânicas. As rochas hospedeiras possuem uma gama de informações sobre a geoquímica e o ambiente tectônico. No entanto, somente algumas rochas hospedeiras são associadas geneticamente com os corpos de minério (Nicholson *et al*. 1997).

Os depósitos de manganês sedimentar são formados por uma sequência de estágios, que se inicia com o fornecimento de metal por uma ou várias fontes, transporte para uma bacia e depósito, ou se concentrando durante a diagênese (Roy 1997, 2006). A eficiência destes estágios está ligada diretamente à evolução da atmosfera, hidrosfera e regime tectônico (Roy 2006).

Atualmente, os depósitos de manganês sedimentar se formam em um ambiente de mar profundo, em contraste com as evidências dos antigos depósitos que foram formados em uma ambiente de margem de bacia em águas rasas (Roy 1988, 1997, 2006). A atmosfera, a hidrosfera e as condições de oxigenação são o primeiro fator para a formação de minerais de manganês. Em ambientes anóxicos, de águas profundas ou cobertas por grandes calotas de gelo, o Mn^{2+} fica dissolvido, e pode ter movimentação vertical e lateral dentro da bacia (Buhn & Stanistreet 1997, Roy 1997). Suas concentrações podem chegar a 500 ppb (Roy 1997). Apenas quando há mudança no potencial redox em condições próximas das encontrados na atmosfera, inicia-se a precipitação (Buhn & Stanistreet 1997, Roy 1997).

A determinação da origem sedimentar em um depósito é um tanto complexa, pois as fontes primárias podem ser terrígena ou hidrotermal. No entanto, é de difícil avaliação se o depósito é formado somente por uma fonte (Roy 2006). Nos oceanos modernos, sabe-se que fluidos hidrotermais ricos em manganês são expelidos em dorsais meso-oceânicas. Desta forma, podem ser transportados por quilômetros de distância por correntes marinhas até encontrar condições de precipitação. Portanto, estas fontes modernas não são eficientes na exalação de fluidos ricos em manganês e ferro como eram no Paleoproterozoico e Arqueano (Fehn 1986, Roy 1992, 2006, Buhn & Stanistreet 1997, Jordan & Burguess 2007).

A fonte terrígena é outra importante forma de se concentrar manganês. Gerado pela dissolução do manganês nas rochas continentais, por efeito do clima e ácidos orgânicos, o manganês é fixado na água. Transportados em solução iônica pelos rios, os íons de manganês encontram dificuldade de transporte em condições de alta oxigenação. Todavia podem ser transportados em partículas coloidais por meio fluvial até os oceanos (Calvert & Pedertsen 1996, Roy 1997).

Após o transporte, as soluções ricas em manganês começam a reagir e formar minerais de manganês, geralmente óxidos e hidróxidos. Muitas destas bacias ricas em sedimentos manganesíferos experimentam metamorfismo, formando novos minerais (silicatos e carbonatos). É comum encontrar nas bacias estratificação mineralógica, onde se tem uma zona de óxido, carbonatos e silicatos, sendo os sulfetos mais raros (Frakes & Bolton 1992).

Os nódulos de manganês submarino constituem um dos processos mais efetivos de deposição de manganês nos oceanos modernos, principalmente a partir do Mioceno (Glasby 1988, Borg 2008). Os nódulos podem variar de 2 a 40 centímetros, têm estrutura caracterizada por camadas, grosseiramente concêntricas, de dióxido de manganês e de óxido de ferro, tendo como constituintes menores o cobre, o níquel e o cobalto (Dias 2004, Borg 2008). O conteúdo ponderal em dióxido de manganês é, em geral, da ordem de 30%, e o de óxido de ferro é de cerca de 20%; o de cobre, níquel e cobalto raramente excede 2%. A formação destes nódulos advém, muito provavelmente, da precipitação em superfícies duras disponíveis, a partir da água saturada em manganês (Dias 2004). O mecanismo de formação destes nódulos ainda não é bem conhecido. O crescimento processa-se através da deposição de sucessivos níveis concêntricos. A origem do manganês não é perfeitamente clara, e supõe-se três origens possíveis: a) alteração de materiais vulcânicos, principalmente dos provenientes de atividade vulcânica submarina; b) concentração por processos hidrotermais associados a zonas de expansão oceânica; c) transferência para o oceano, sob forma dissolvida, a partir de áreas emersas (Dias 2004).

2.3. Depósitos Supergênicos de Manganês

Muitos depósitos de manganês sedimentar são assim classificados devido aos seus protólitos serem de origem sedimentar. No entanto, a principal mineralização ocorre devido à alteração supergênica do protominério. Para estes tipos de depósitos, a classificação depende do nível estratigráfico em que as jazidas se encontram, podendo ser classificadas como sedimentar ou supergênica (Roy 1997). Estas bacias sedimentares podem conter teores

elevados de manganês em suas rochas. Onde há condições principalmente climáticas e topográficas, podem-se formar depósitos supergênicos (Roy 1997). Gonditos, escarnitos, queluzitos e anfibolitos manganesíferos podem ser os protominérios das mineralizações (Cavalcante & Jordt-Evangelista 2004).

2.4. Evolução dos Depósitos de Manganês ao Longo do Tempo

A evolução dos depósitos de manganês na terra está ligada diretamente aos eventos geológicos, climáticos e biológicos, e são distribuídos em quantidade e volume ao longo das eras geológicas diferentemente, sendo altamente dependente destes fatores.

2.4.1. Arqueano

Os primeiros depósitos econômicos de manganês surgiram em torno de 3,0 Ga, formados a partir da associação de formações ferríferas e metais-base (minérios sulfetados); estes depósitos são registrados na Índia (2,8 e 3,1 Ga) e no Brasil (2,8 e 2,9 Ga) (Roy 2000), e são hospedados em rochas metassedimentares que representam condições de um ambiente marinho raso, relacionados à atividade vulcânica (Roy 1997, 2000).

No Arqueano o desenvolvimento de depósitos de manganês como um todo, em relação a formações ferríferas e sulfetos maciços estratiformes, é menor (Roy 1988, 2000). Isto remete às condições das exalações endogenéticas, características da atmosfera e da hidrosfera, e à deficiência de oxigenação no planeta (Roy 1997, 2000). Vários foram os fatores que interferiram na metalogenia do manganês, como: as mudanças nas taxas de evolução crustal; o fluxo de calor envolvido; a desgaseificação junto com a evolução do regime tectônico; o ambiente sedimentar; estado de evolução da biosfera; e a interação sistema atmosfera-hidrosfera da Terra (Roy 2000). No Arqueno a hidrosfera era largamente redutora, o que permitiu o acúmulo e dissolução de manganês, a partir de fontes possivelmente hidrotermais, que por ascensão nas bacias marginais oxigenava pequenos oásis que oxidava e precipitava manganês nas plataformas cratônicas (Roy 1997, 2000).

2.4.2. Proterozóico

Os depósitos de manganês de maior potencial e volume se iniciaram no Proterozóico (Roy 1997), possivelmente devido às mudanças que ocorria no planeta Terra, sobretudo relacionadas à oxigenação, estabilização da atmosfera e à estratificação dos oceanos (Roy 1988, 1997, Buhn & Stanistreet 1997). A maior parte dos grandes depósitos formados no Proterozóico possuem idades entre 2,1 e 1,7 Ga. (Roy 1988). No Proterozóico o Mn^{2+} dissolvido era concentrado em ambiente anóxido de águas profundas, e as fontes eram vulcânicas hidrotermais ou terrígenas. Os primeiros depósitos de manganês do Proterozóico formaram-se intercalados em formações ferríferas bandadas, como no Campo Manganesífero de Kalahari, África do Sul (Roy 2000, Evans *et al*. 2001). Um segundo estágio foi marcado por uma queda na precipitação de manganês, que pode ser relacionada ao nível de oxigenação da hidrosfera, impedindo o acúmulo do manganês dissolvido e formação de poucos e pequenos depósitos (Roy 1997). Um terceiro estágio é marcado por uma nova retomada de deposição de manganês, relacionado a grandes episódios de riftiamento continental e eventos glácio-interglaciais, com o retorno da estratificação dos oceanos e oxigenação de zonas restritas (Buhn & Stanistreet 1997, Roy 1997).

2.4.3. Fanerozóico

O início do Fanerozóico foi marcado pelo aumento da biodiversidade e, consequentemente, a quantidade de CO_2 flutuou consideravelmente. Essa variação foi causada por mudanças na taxa de soterramento sedimentar de matéria orgânica, intemperismo de silicatos e rochas carbonáticas nos continentes e também por liberação de CO_2 por processos vulcânicos e metamórficos (Roy 1997). Todos estes processos ocorreram em função de movimentação tectônica que ocorria no planeta. A variação do CO_2 na atmosfera determina a frequência e duração de períodos quentes e frios que, por sua vez, afetam o grau de estratificação dos oceanos (Roy 2006).

Os principais depósitos do Fanerozóico mostram que a deposição de manganês foi aproximadamente contemporânea aos oceanos estratificados, e está relacionada a eventos de transgressão-regressão, causados por efeitos estufa. Alguns autores indicam também que a maior parte da deposição de manganês aconteceu em bacias intracratônicas e em margens continentais rifteadas (Roy 1997)**.** Muitos destes depósitos possuem característica vulcânica sedimentar, ocorrendo em associação com rochas máficas e félsicas vulcânicas (Leroy *et al*.

2000, Jordan & Burgess 2007); no entanto, alguns poucos depósitos de origem terrígeno-sedimentar foram formados em ambientes geológicos distintos no Paleozóico (Roy 1988).

A oxigenação da hidrosfera e da atmosfera no Mesozóico representou o ápice da formação de depósitos de manganês, atingindo seu auge no Cenozóico (Roy 1988). Isto é devido às grandes superfícies de regressão e transgressão marinha, que possibilitaram a exposição dos grandes depósitos de nódulos submarinos de manganês desenvolvidos no fundo dos oceanos (Roy 2006). Formação de depósitos manganês por processos hidrotermais em cadeias meso-oceânicas foi comum no Mesozóico (Frakes & Bolton 1992). Pequenos complexos ofiolíticos do Mesozóico também formaram corpos de manganês estratificados, porém com tamanhos reduzidos em relação aos grandes depósitos de origem sedimentar, como o depósito de Tiaratine no Marrocos, hospedado em dolomitas. Podem estar em contato direto com rochas vulcânicas ou intercalando sedimentos e rochas vulcânicas (Roy 1988).

Pequenos a moderados corpos de manganês de origem vulcânica-sedimentar/hidrotermal são comuns no Cenozóico, (ex: Olympic Península, USA; Tarapaca Province, Chile; Oriente Province, Cuba) (Roy 1988). No entanto, o Cenozóico foi marcado por formação de grandes depósitos de manganês de origem terrígeno-sedimentar, concentrados principalmente no Oligoceno. São consideradas grandes áreas de deposição costeira em regiões de bacias marinhas de águas rasas (Varentsov & Rakhmanov 1980, Maynard 1983), formando grandes campos mineralizados. Alguns autores (Roy 1981; Varentsov & Rakhmanov 1980) sugerem fontes terrígenas para estes depósitos; no entanto, outros autores (Khamkhadze, 1980; Mstislavskiy *et al*. 1984) sugerem fontes vulcanogênicas-hidrotermais. Jordan e Burgess (2007) relatam no Mioceno mineralizações de manganês hidrotermal no sudeste da Irlanda.

CAPÍTULO 3-GEOLOGIA REGIONAL

A área de estudo está situada no Cinturão de Cavalgamento da Serra do Espinhaço Meridional na zona externa da Faixa Móvel Araçuaí, um orógeno localizado na margem sudeste do Cráton do São Francisco, orientada aproximadamente na direção N-S com vergência para oeste (Martins 2006 e Alkimim *et al*. 2007). As principais unidades litoestratigráficas do Espinhaço Meridional são representadas pelo embasamento de idade arqueana a paleoproterozóica, rochas metassedimentares paleo/mesoproterozóicas do Supergrupo Espinhaço, e rochas do Supergrupo São Francisco do Neoproterozóico (Grupos Macaúbas e Bambuí).

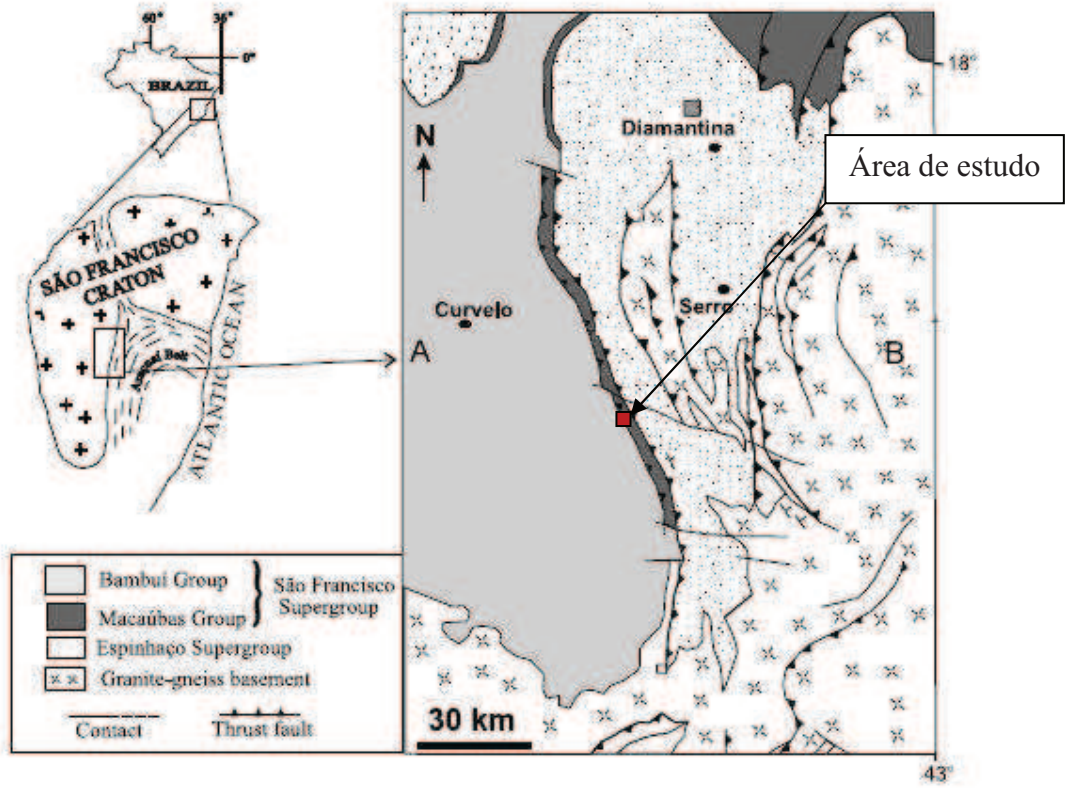


Figura 3.1: Mapa simplificado geológico-estrutural do sudeste da Serra do Espinhaço posicionado no cráton do São Francisco (modificado de Schobbenhaus *et al.* 1984).

Regionalmente as ocorrências de manganês se encontram hospedadas em filitos do Grupo Macaúbas. Trabalhos de pesquisa e mapeamentos registram 10 ocorrências, as quais se estendem por mais de 100 km ao longo da Serra do Espinhaço (Figura 3.2). Desde o sul da Serra no Parque Nacional da Serra do Cipó (município de Jaboticatubas) até as imediações de Conselheiro Mata, distrito de Diamantina, MG (Silva *et al*. 2007, Focco Engenharia relatórios

interno 2007, Knauer & Grossi-Sad 1997, Carta Topográfica Presidente Kubitschek - MG 1977, Carta Topográfica Baldim - MG 1977).

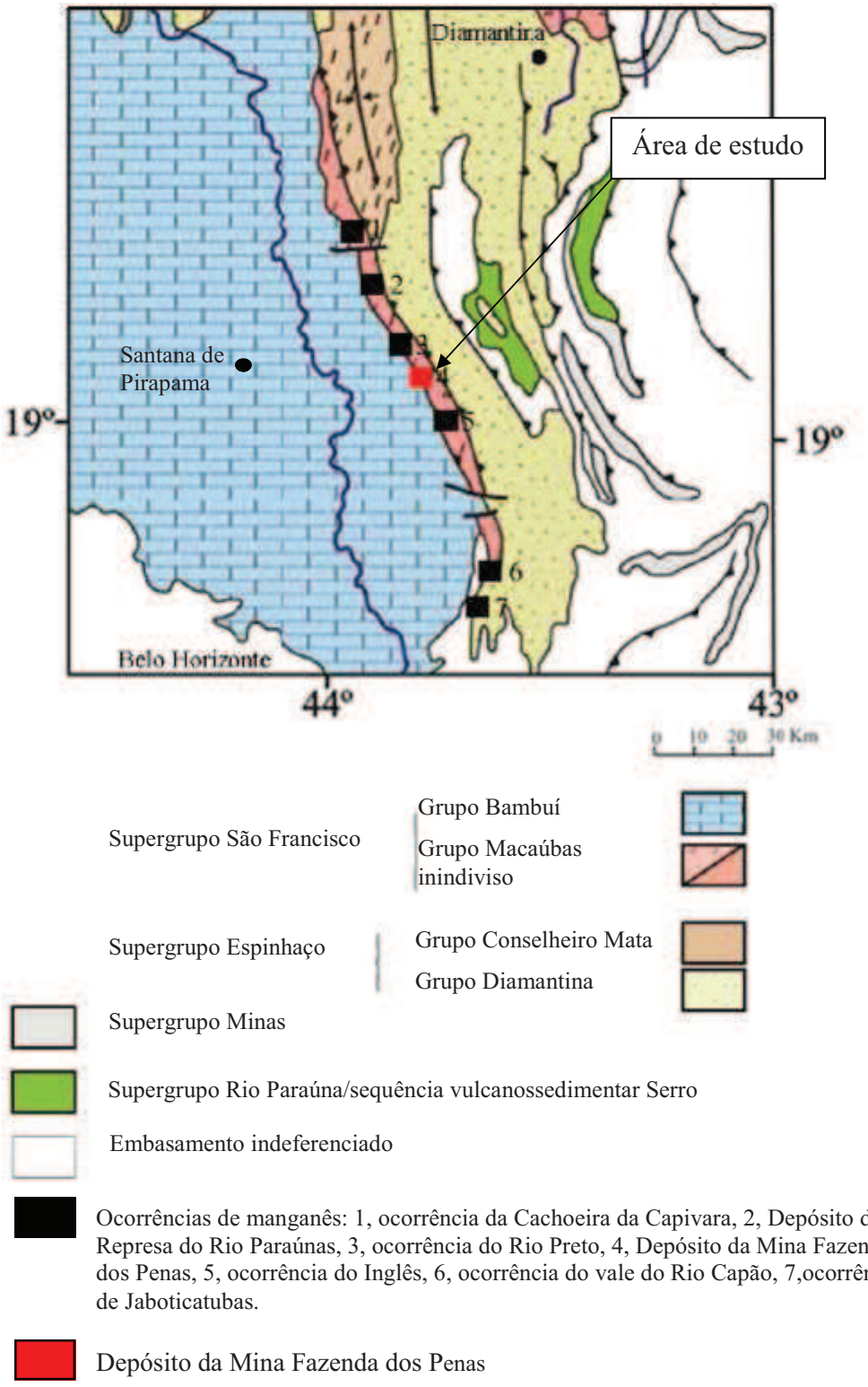


Figura 3.2: Mapa geológico regional com as principais ocorrências de manganês na borda oeste da Serra do Espinhaço Meridional (modificado de Uhlein 1991).

Algumas dessas ocorrências são ou já foram lavradas. As minas de Fazenda dos Penas e Represa do Rio Paraúnas estão em atividade, e as lavras de manganês da região de Santo Hipólito acham-se paralisadas. Os depósitos possuem volume muito baixo; no entanto, os teores são relativamente elevados (Knauer & Grossi-Sad 1997) e o sistema de lavra não é muito sofisticado, imprimindo um baixo custo. Em algumas ocorrências que já foram paralisadas, a lavra era estritamente manual, como na Lavra do Rio Capão, na Serra do Cipó, nas proximidades do município de Cardeal Mota (Silva *et al*. 2007).

Diversas propostas de organização e compreensão estratigráfica da Serra do Espinhaço Meridional foram sugeridas ao longo dos anos, destacando-se: Pflug (1968), Fogaça e Scholl (1984) Dossin *et al.* 1990), Knauer (1990), Almeida-Abreu (1993), Martins-Neto (1998) e Almeida-Abreu & Renger (2002). A estratigrafia apresentada neste trabalho não tem como objetivo discutir todos os modelos existentes.

A compartimentação estratigráfica utilizada neste trabalho prioriza, essencialmente, as unidades litoestratigráficas relacionadas à área da dissertação (Figura 3.2, 3.3). As formações aqui relatadas são referentes às que ocorrem no mapa geológico 1:25000 da Folha Inhame SE-23-Z-A-VI-3SE (Dossin 1983) (Figuras 3.3 e 3.4).

3.1. Supergrupo Espinhaço

O termo Supergrupo Espinhaço foi primeiramente utilizado por Pflug (1965), que veio em substituição a designação Série Minas de Derby (1906), que englobava em um sentido estratigráfico as sequências da Serra do Espinhaço com as rochas metassedimentares clasto-químicas do Quadrilátero Ferrífero. Desde então, a nomenclatura Supergrupo Espinhaço vem sendo adotada.

O Supergrupo Espinhaço é composto predominantemente por rochas metassedimentares siliciclásticas, subordinadamente por rochas metavulcânicas, com algumas ocorrências de rochas carbonáticas no topo. A espessura estratigráfica preservada de toda a sequência é maior que 3000 m (Martins-Neto 1998).

Dossin *et al.* (1990) apresentam uma proposta de subdivisão do Supergrupo Espinhaço nos Grupos Diamantina e Conselheiro Mata. O Grupo Diamantina é subdividido nas Formações São João da Chapada, Sopa Brumadinho e Galho do Miguel. O Grupo Conselheiro Mata é subdividido em cinco formações:

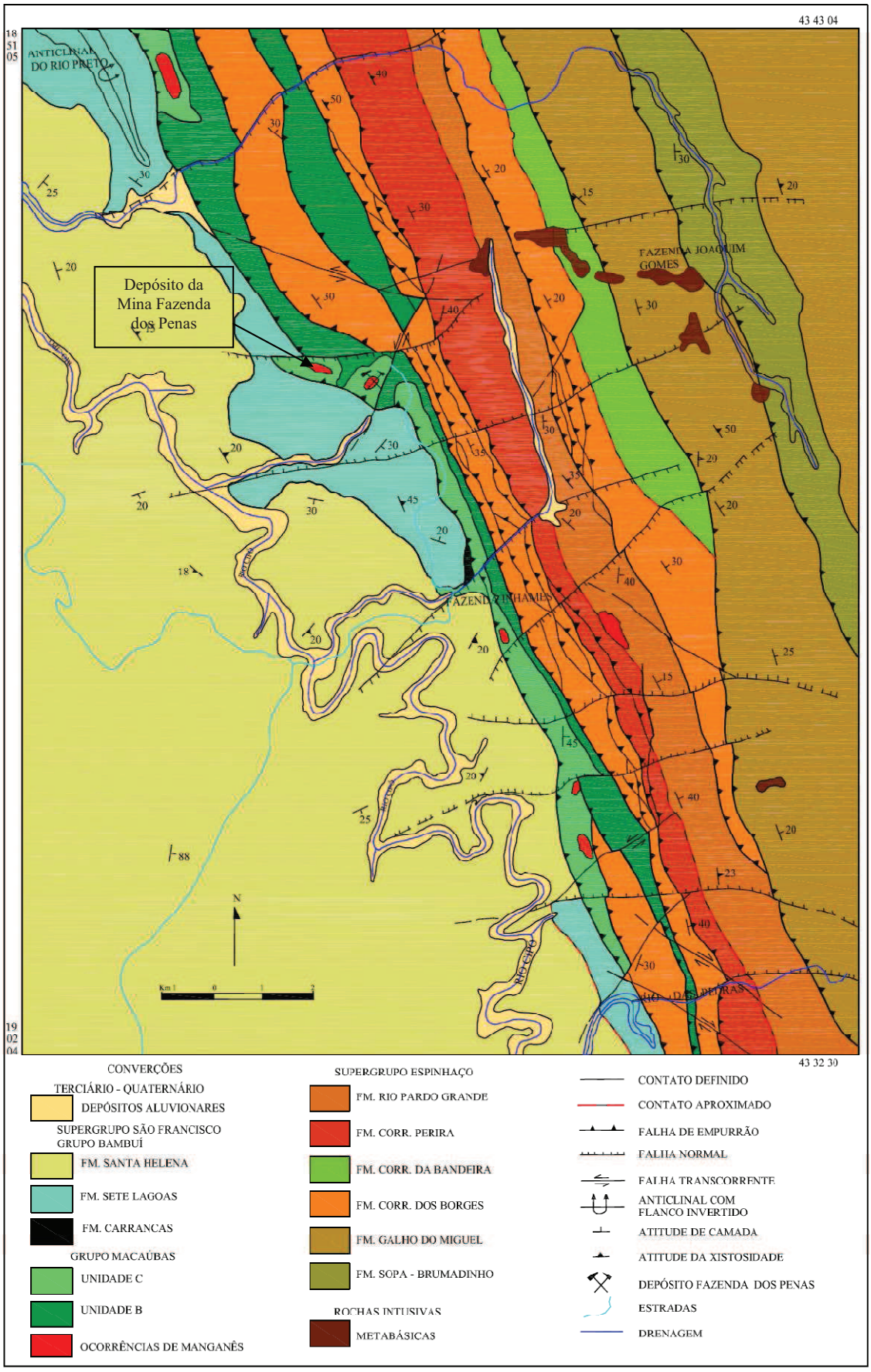


Figura 3.3: Mapa geológico simplificado da área do Inhame (Dossin 1984), borda oeste da Serra do Cipó.

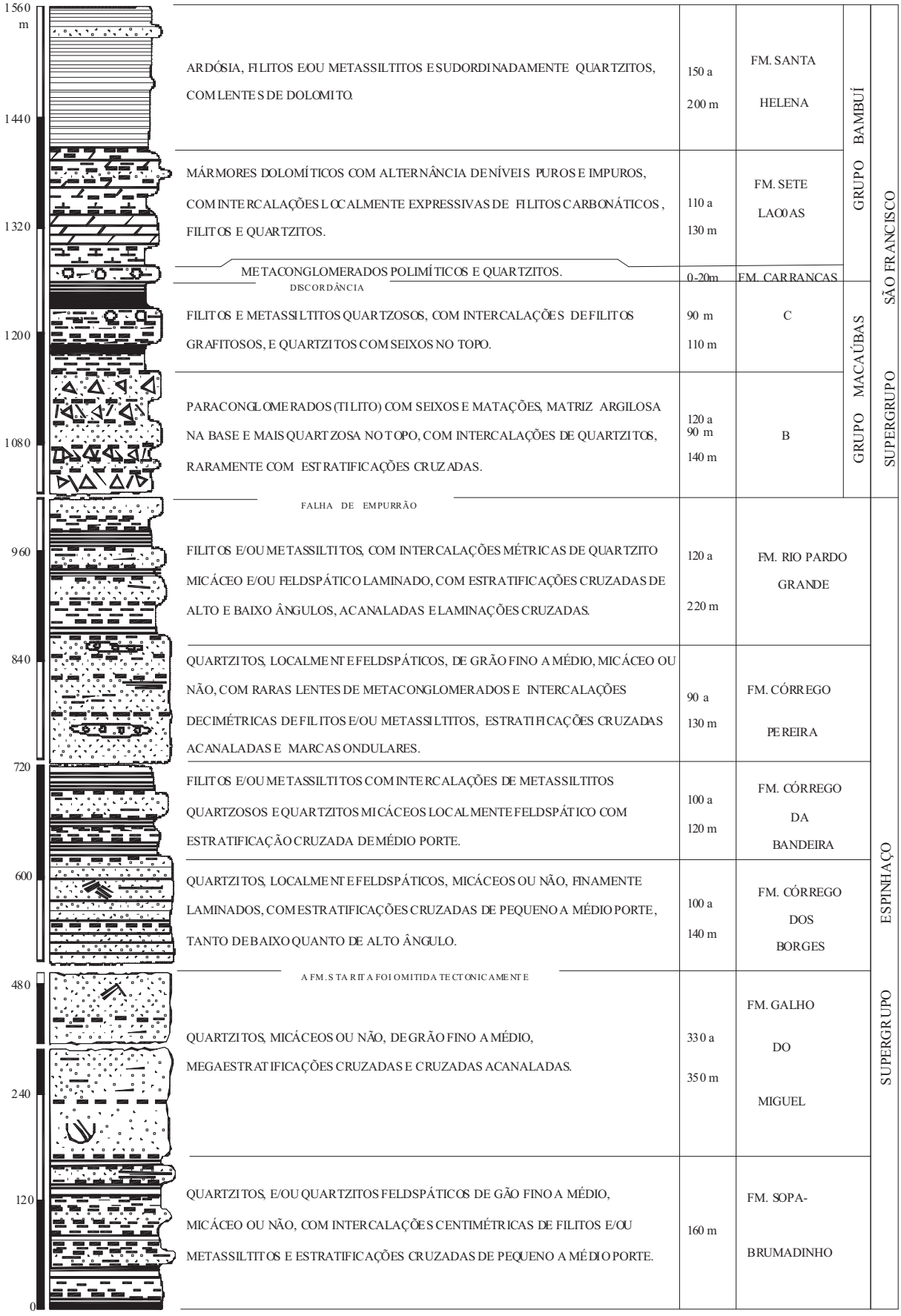


Figura 3.4: Coluna estratigráfica da Folha Inhame (Dossin & Dardenne 1984) borda oeste da Serra do Espinhaço Meridional.

Santa Rita, Córrego dos Borges, Córrego da Bandeira, Córrego Pereira e Rio Pardo Grande. Estes autores utilizam como base a evolução de um sistema *rift* e o contexto deposicional das formações. As denominações propostas para os grupos do Supergrupo Espinhaço têm sido amplamente utilizadas por diversos pesquisadores em trabalhos publicados em periódicos, congressos, dissertações e teses, incluindo (Uhlein *et al.* (1986), Uhlein & Garcia (1987), Chaves *et al.* (1988), Dossin *et al.* (1990, 1995), Chaves *et al.* (2004), entre outros. O termo Grupo Guinda, proposto por Knauer (1990) em substituição ao termo Grupo Diamantina, de Dossin *et al.* (1990), também vem sendo usado por pesquisadores, tais como Almeida-Abreu (1993), Knauer (1993), Knauer & Grossi-Sad (1997), Almeida-Abreu & Renger (2002).

A porção basal do Supergrupo Espinhaço ocorre em toda a porção mediana e oriental da Serra, recobrindo-a em discordância erosiva, ou sobreposta tectonicamente ao embasamento arqueano. Nas porções sul e oeste da serra, a sequência estratigráfica acha-se invertida, e a base do Supergrupo Espinhaço está cavalgada sobre as sequências de topo representadas pelos depósitos do final do Proterozóico que constituem o Supergrupo São Francisco (Dossin *et al.* 1987, Uhlein *et al.* 1995). No entanto, grande parte da sequência encontra-se recoberta pelo Supergrupo São Francisco de idade neoproterozóica mediante uma pronunciada discordância erosiva (Pflug & Renger 1973, Dossin & Dardenne (1984, 1990), Uhlein 1991, Dupont 1996, Espinoza 1996, Martins-Neto *et al.* 1997a, 1997b, Martins-Neto 1998).

3.1.1. Grupo Diamantina

Uma característica marcante do Grupo Diamantina é a forte variação faciológica lateral e vertical (Fogaça 1985, Almeida-Abreu *et al.* 1987). Este grupo é caracterizado por rochas do início do *rift*, tanto das vulcânicas envolvidas no processo de abertura como as sedimentares de origem continental (Almeida-Abreu 1995). Apenas duas das três formações que compõem o grupo ocorrem na área de estudo: Sopa Brumadinho e Galho do Miguel.

a) Formação Sopa Brumadinho

A Formação Sopa-Brumadinho (cf. definição original de Pflug 1968) é caracterizada principalmente por rochas quartzíticas, pouco até muito ferruginosas, de granulação altamente variável desde fina até grossa, localmente microconglomerática. Intercalações são bastante comuns, sejam na forma de lentes, ou na forma de níveis tabulares incluindo especialmente quartzo filitos esverdeados até acinzentados, meta-conglomerados polimíticos (localmente

diamantíferos) e filitos hematíticos (Knauer & Grossi-Sad 1997). Estruturas sedimentares, como estratificação plano-paralela e cruzada de baixo ângulo, são comumente observadas em quartzitos finos e micáceos. Já nos quartzitos de granulação fina a grossa, presentes no topo, as estratificações são tabulares e acanaladas de baixo ângulo (Dossin *et al.*1990).

Devido à grande complexidade existente nesta formação, Almeida-Abreu & Pflug (1994) propuseram a seguinte subdivisão para a Formação Sopa Brumadinho: Membro Datas (basal), depositado em ambiente lacustre inferior, Membro Caldeirões, depositado em um ambiente de leques aluviais, e o Membro Campo Sampaio, depositado em ambiente lacustre superior.

b) Formação Galho do Miguel

A Formação Galho do Miguel é representada por uma seqüência de quartzitos puros, brancos, de granulação fina e boa seleção (Dossin *et al*., 1990). Duas fácies podem ser individualizadas nessa sequência (Dossin *et al.* 1987). Na primeira, Dossin (1983) e Dossin & Dardenne (1984) descreveram essa associação caracterizando os depósitos como de natureza eólica. Uma segunda fácies é caracterizada por um ambiente marinho raso, sujeito à ação de ondas de tempestade (Dossin *et al.* 1990).

3.1.2. Grupo Conselheiro Mata

O Grupo Conselheiro Mata é constituído por alternâncias cíclicas de sedimentos arenosos e síltico-argilosos (Dossin *et al*. 1990, Almeida-Abreu & Renger 2002), caracterizando episódios transgressivos e regressivos em ambiente marinho (Dossin *et al*. 1990, Espinosa 1996 e Martins-Neto 1998). Das cinco formações pertencentes ao Grupo Conselheiro Mata, quatro ocorrem na área de estudo: Córrego dos Borges, Córrego da Bandeira, Córrego Pereira e Rio Pardo Grande. A Formação Santa Rita está encoberta tectonicamente, e não está presente (Dossin & Dardenne 1984).

a) Formação Córrego dos Borges

É composta por quartzitos de granulação fina a média, bastante micáceos (Dossin *et al*. 1990), com intercalações de metassiltito ou mesmo de filito, que parecem tornar-se mais comuns em direção ao topo da unidade (Knauer & Grossi-Sad 1997). Laminações plano-paralelas, normalmente marcadas por níveis submilimétricos de óxidos de ferro, são características desta formação (Dossin *et al*. 1990). Estruturas sedimentares como

estratificações cruzadas acanaladas, comumente truncadas por ondas, estratificações cruzadas tabulares de pequeno a médio portes, em geral de baixo ângulo, são comumente observadas (Dossin *et al*. 1990, Knauer & Grossi-Sad 1997).

b) Formação Córrego da Bandeira

Esta formação é constituída predominantemente por quartzitos finos com lentes de filito, metassiltito com estratificações cruzadas centimétricas e marcas de ondas (Dossin *et al*. 1990). Nas porções inferiores torna-se mais filítica, mas contendo sempre intercalações de quartzito. A sequência tem espessuras que ultrapassam centenas de metros (Knauer & Grossi-Sad 1997).

c) Formação Córrego Pereira

A formação é principalmente constituída por quartzitos finos, localmente feldspáticos. As principais estruturas primárias preservadas são estratificações cruzadas acanaladas de escala métrica, cruzadas sigmoidais, marcas de onda de pequeno porte, comumente com orientações variadas, e *hummockys* (Dossin *et al*., 1990). Intercalações de metapelitos começam a aparecer com mais frequência, próximo ao topo, sugerindo um aprofundamento da lâmina de água e uma passagem gradual para a unidade superior (Dossin *et al*., 1990).

d) Formação Rio Pardo Grande

Esta formação é o topo do Supergrupo Espinhaço, e é constituída predominantemente por metassiltitos, filitos e quartzitos muitos finos, normalmente na forma de finas intercalações rítmicas. São comuns nesses intervalos laminações lenticulares e *wave,* além de estruturas diagenéticas de fluidização. Nos horizontes quartzíticos, as estruturas mais comuns são estratificações cruzadas acanaladas e sigmoidais de ordem centimétrica. Localmente, lentes de mármore dolomítico de espessura métrica estão representadas (Dossin *et al*. 1990). Uma característica peculiar desta formação, além dos carbonatos, é a presença de ocorrências de manganês nos metapelitos (Dossin 1983, Almeida-Abreu & Renger 2002).

3.2. Supergrupo São Francisco

O Supergrupo São Francisco (Pflug & Renger 1973) reúne todas as sequências deposicionais do Proterozóico Superior (Neoproterozóico), incluindo a Formação Jequitaí, os grupos Macaúbas e Bambuí em Minas Gerais e a Formação Bebedouro e o Grupo Uma, na Bahia (Martis 2006). O Supergrupo São Francisco recobre o Supergrupo Espinhaço mediante uma pronunciada discordância erosiva (Pflug & Renger 1973, Dossin *et al* 1984, 1990, Uhlein 1991, Dupont 1996, Espinoza 1996, Martins-Neto *et al* 1997a, 1997b, 1998). No entanto, em parte da Serra encontram-se rochas do Supergrupo São Francisco sobrepostas às rochas do Supergrupo Espinhaço em contato tectônico por cavalgamentos (Dussin 1983, Knauer & Grossi-Sad 1997).

O início da deposição do Supergrupo São Francisco está ligado à formação do *rift* Araçuaí, que evoluiu a partir de uma bacia parcialmente assoalhada por crosta oceânica, a Bacia Macaúbas, iniciada por volta de 880 Ma (Pedrosa-Soares *et al*. 2000, 2007, Alkimim *et al.* 2007).

Em função do foco desta dissertação, é dado um maior detalhe ao Grupo Macaúbas.

a) Grupo Macaúbas

O Grupo Macaúbas é a principal unidade estratigráfica da Faixa Araçuaí, constituído por metadiamictitos com gradação vertical e lateral para quartzitos e metapelitos (Uhlein 1991).

Atualmente o Grupo Macaúbas é entendido como o registro do desenvolvimento de uma bacia neoproterozóica que evoluiu de *rift* continental para margem passiva (Noce *et al*. 1997, Pedrosa Soares *et al.* 2001, Martins-Neto 2001, Gradim *et al*. 2005).O início da deposição do Grupo Macaúbas foi originalmente interpretado como fácies glaciocontinental baseando-se nos pavimentos estriados da base de arraste **(**Rocha Campos & Hasuí 1981, Karfunkel & Hope 1988). Estudos recentes interpretam a deposição do diamictito do Grupo Macaúbas como relacionada a processos de sedimentação glaciomarinha, e que estes diamictitos estão associados a quartzitos e metapelitos compondo uma sequência sedimentar de bacias tipo *rift* e/ou margem passiva e de bacias convergentes (Uhlein *et al*. 2004).

As unidades do Grupo Macaúbas apresentam espessuras de alguns quilômetros, dispostas com significativas variações laterais de fácies, interpretadas como fácies distais dos diamictitos da Formação Jequitaí (Uhlein *et al.* 1999, Uhlein *et al*. 2005). A correlação lateral entre a Formação Jequitaí e o Grupo Macaúbas é sugerida por alguns autores (e.g. Karfunkel

et al. 1984, Dardenne 1978). Uhlein *et al.* (2004) e Cukrov *et al.* (2005) interpretam os sedimentos da Formação Jequitaí como tendo sido depositados em uma plataforma marinha rasa glaciada, influenciada por geleiras aterradas e/ou flutuantes, o que explicaria, dentre outros argumentos, a grande espessura dos diamictitos (0-120 m)

Datações em zircões detríticos extraídos de sedimentos de origem marinha costeira, na região do Rio Macaúbas, revelaram uma idade de 900 Ma para o início da deposição do diamictito (Babinski *et al*. 2007). Este mesmo autor relata derrames de basalto intra-placa, datados em 1,0 Ga, intercalados nos sedimentos. Para os quartzitos do Grupo Macaúbas, Pedrosa-Soares *et al*. (2000) apresentam idades em torno de 1,0 -0,9 Ga em zircões detríticos.

Gradim *et al*. (2005) registram a idade de 1,1 Ga para os protólitos dos xistos verdes, na região de São Gonçalo do Rio Preto, considerando-os como representantes de derrames basálticos e rochas vulcanoclásticas proximais associados ao desenvolvimento da bacia *rift* onde se acumularam os sedimentos glaciogênicos do Grupo Macaúbas. A assinatura geoquímica predominante destes xistos verdes também é indicativas de uma origem atribuída à ambiente de *rift* continental (Uhlein 1991, Gradim 2005). Queiroga (2007) data a duração do magmatismo submarino até 670 Ma, aproximadamente.

Noce *et al*. (1997) propuseram uma subdivisão do Grupo Macaúbas em oito formações. Com base na coluna proposta por Noce *et al*. (1997), Pedrosa-Soares *et al*. (2007) apresentam uma coluna mais atual para este grupo (Figura 3.5). Na região de Santana do Riacho, porção centro-oeste da Serra do Cipó, Silva *et al*. (2007) subdividiram o Grupo Macaúbas em duas unidades litoestratigráficas: A, basal e B, de topo. A primeira é composta por quartzitos micáceos, mal selecionados e imaturos, sugerindo um ambiente marinho para esta unidade. A unidade B é caracterizada por extensas lentes de diamictitos, associados a quartzitos mal selecionados. Estes autores propõem um ambiente gláciomarinho costeiro, tipo *outwash.* De acordo com as variações faciológicas, Dossin (1983) caracteriza um ambiente de deposição glacial com influência lacustre ou marinha, para a área dos Inhames, porção oeste da Serra do Cipó. Entende-se que essa coluna não pode ser aplicada ao longo de toda ocorrência deste grupo que, em algumas áreas está indiviso, ou possui outras subdivisões.

Os metadiamictitos constituem-se nas litologias mais características do Grupo Macaúbas. Em toda a sua área de ocorrência, são rochas de matriz altamente variável, sempre predominando sobre os fragmentos, tendo composição geral metassiltítica/ filítica, mas podendo gradacionar a verdadeiros quartzitos. Sobre os depósitos glaciogênicos ocorrem arenitos finos, siltitos, argilitos e margas que, por vezes, organizados em ritmitos, são interpretados como depósitos de ambiente marinho raso (Hercos & Martins-Neto 1997,

Hercos 2000). Os quartzitos existentes no Grupo Macaúbas gradacionam em direção às porções superiores para termos mais finos, incluindo metassiltitos e verdadeiros filitos, sempre com intercalações métricas de quartzitos finos a médios, micáceos, localmente conglomeráticos (Knauer & Grossi-Sad 1997).

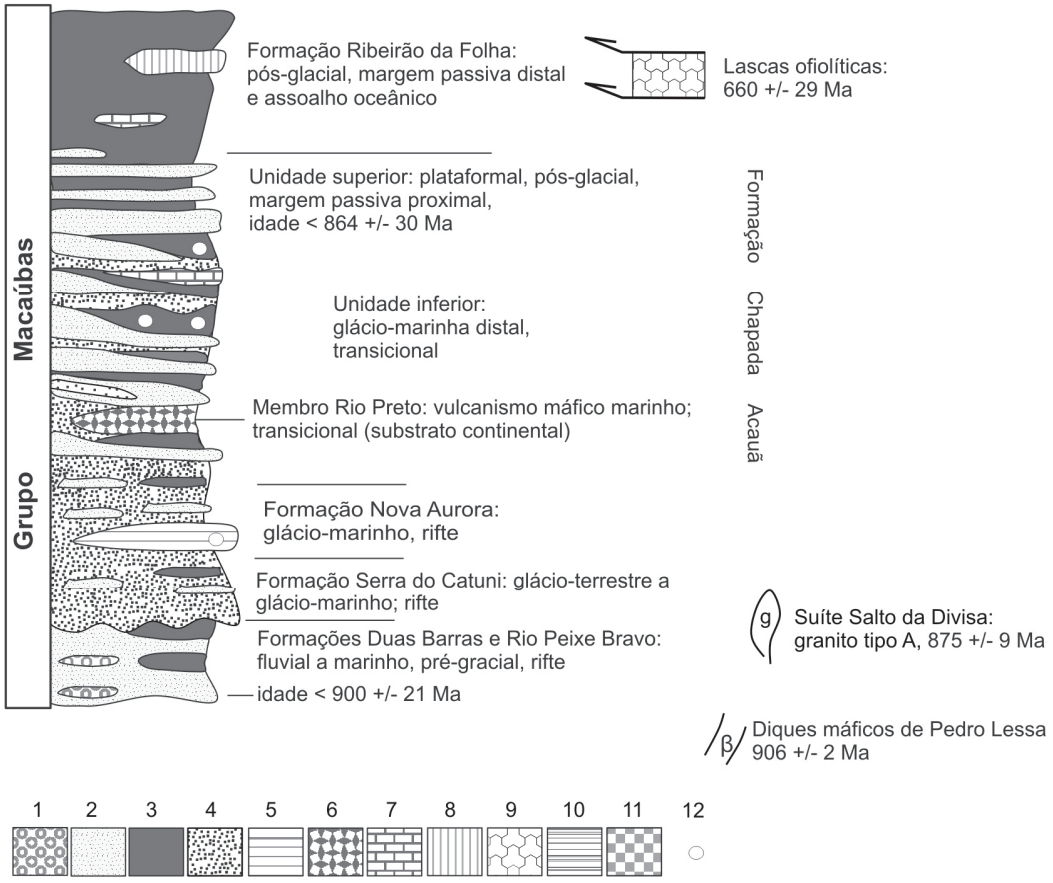


Figura 3.5: Coluna estratigráfica esquemática do Grupo Macaúbas (modificada de Pedrosa-Soares *et al*. 2008). 1, conglomerados; 2, arenitos; 3, pelitos; 4, diamictitos; 5, formação ferrífera diamictítica; 6, basalto transicional; 7, calcário dolomítico; 8, sedimentos exalativos (*chert* sulfetado, sulfeto maciço, formações ferríferas e outros); 9, rochas máficas (com veios de plagiogranito) e ultramáficas oceânicas; 10, *wackes* e pelitos; 11, rochas piroclásticas e vulcanoclásticas dacíticas; 12, seixos e blocos pingados. Pedrosa-Soares *et al*. (2007).

O Grupo Macaúbas registra inúmeras ocorrências de manganês, ao longo do contato com a Serra do Espinhaço, que se alinham por mais de 100 km, numa direção próxima de N20°W. As ocorrências de manganês acham-se sempre no mesmo posicionamento geológico das rochas do Grupo e mantêm o mesmo posicionamento geomorfológico, isto é, no pé da Serra do Espinhaço (Knauer & Grossi-Sad 1997). Depósitos de ferro associados a geleiras são encontrados no Grupo Macaúbas (Viveiros *et al*. 1979) na região de Salinas, hospedados na Formação Nova Aurora. É um metadiamictito constituído de seixos de quartzo, quartzitos, filito, carbonato e granitóide, sustentados por matriz hematítica e magnetítica, quartzito

hematítico e magnetítico e xistos hematíticos (Vilela 2009). A gênese e origem do ferro primário ainda e motivo de discussão.

b) Grupo Bambuí

O Grupo Bambuí é subdividido em duas formações nas imediações da Serra do Espinhaço Meridional: Serra de Santa Helena e Sete Lagoas (basal) (Knauer & Grossi-Sad 1997). O início da deposição do Grupo Bambuí é marcado por conglomerados/ diamictitos basais, denominados Carrancas (Dossin 1983 e Martins-Neto 1999).

A Formação Sete Lagoas é constituída por calcário dolomítico, usualmente marmorizado. O contato com rochas do Grupo Macaúbas é em geral tectônico. O mármore é cinza, tendendo a verde onde é rico em clorita, podendo ser muito quartzoso em alguns pontos. Delgados níveis de rocha filítica, a clorita e sericita, marcam o acamamento do calcário. Porções maciças no calcário são pouco comuns (Knauer & Grossi-Sad 1997). A idade da Formação Sete Lagoas foi determinada pelo método Pb/Pb, como sendo 740 ± 22 Ma (Babinski & Kaufman 2003).

A Formação Serra de Santa Helena é constituída por metassiltitos e folhelhos ardosianos, com porções filíticas (Knauer & Grossi-Sad 1997, Cukrov *et al.* 2005). De um modo geral, são rochas cinza onde frescas, e vermelhas no saprolito. Os metassiltitos dominantes podem ser discretamente calcíferos. Em muitos locais, o acamamento é bem visível, marcado por alternâncias mais ou menos quartzosas. Zircão detrítico muito fino é observado. O acamamento nos metassiltitos pode ser horizontalizado ou mostrar arranjo homoclinal com mergulho para NE, fraco a moderado. Localmente é possível reconhecer dobras de dimensão reduzida, com eixo subhorizontalizado, voltado para NW-SE (Knauer & Grossi-Sad 1997).

3.3. Geologia Estrutural

No final do Neoproterozóico a compressão brasiliana foi responsável pelo fechamento das bacias do Meso e Neoproterozóico, levando à estruturação da Faixa Araçuaí. Os efeitos da orogênese Brasiliana se traduzem por uma deformação regional em todo seguimento sul do Cráton do São Francisco (Dussin & Dussin 1995). A estruturação da Serra do Espinhaço é reconhecida por diversos autores desde a década de 1980 (Almeida Abreu *et al.* 1986, Uhlein *et al.* 1986 e Uhlein & Trompette 1993), e é condicionada à tectônica de cavalgamentos,

baseados no estilo de deformação e comportamento das rochas aflorantes (Rosière *et al.* 1994).

A Serra do Espinhaço Meridional tem a sua vergência dirigida sistematicamente para o cráton adjacente, e é dominada por falhas de empurrão e dobras de orientação preferencial N-S, nucleadas em até duas fases de deformação coaxiais e progressivas, que refletem um encurtamento geral E-W (Alkimim *et al.* 2007). As lineações de estiramento estão preferencialmente orientadas na direção E-W e os indicadores cinemáticos associados mostram transporte tectônico dirigido para oeste (Uhlein *et al*. 1986, Uhlein 1991, Dussin & Dussin 1995, Grossi-Sad *et al*. 1997). Inversões estratigráficas são comuns, estando as unidades superiores do Supergrupo Espinhaço inclusive sobre as unidades do Supergrupo São Francisco na borda oeste (Uhlein 1991, Rolim 1992). No domínio do embasamento, as zonas de falha apresentam-se como zonas de cisalhamento dúcteis-rúpteis (Dussin & Dussin 1995) com espessuras variáveis entre dezenas a várias centenas de metros (Alkimim 1995, Cruz *et al.* 2005). Orientam-se preferencialmente segundo 090/60 e exibem internamente uma trama anastomótica na qual as inúmeras interconexões delimitam núcleos sigmoidais menos deformados. Possuem rico acervo de indicadores cinemáticos que atestam movimentação geral reversa sinistral, localmente revertida para normal a normal destral (Cruz *et al*. 2005). A fase de deformação principal registrada no cinturão é acompanhada de metamorfismo nas condições de fácies xisto verde a anfibolito (Uhlein 1991, Dussin & Dussin 1995, Pedrosa-Soares *et al*. 2001). É marcada por grandes empurrões de direção norte sul com vergência para oeste (Rolim 1992), com uma geometria geral de rampas e patamares e o desenvolvimento de sistemas de *duplex* (Uhlein *et al*. 1986, Rolim 1992, Dossin 1994).

A fase de menor deformação é caracterizada por metamorfismo menos intenso e pela formação de dobras abertas associadas a uma clivagem N-S/60°E e lineações minerais N-S. No extremo norte do cinturão, as falhas de empurrão próximas ao seu limite oeste infletem para NNW e continuam pelo interior do Cráton do São Francisco (Alkimim *et al*. 2007). A sua terminação sul, exposta ao nível do substrato, compreende a porção leste do Quadrilátero Ferrífero, marcada por falhas de empurrão e dobras vergentes para oeste (Alkimim *et al*. 2007). Na área estudada, o elemento estrutural mais proeminente constitui um modelo deformacional de escamas imbricadas, que remete a uma tectônica compressiva em uma larga área de ocorrência (Dossin 1983). Durante esta mesma fase de deformação foram impressas, junto às rochas quartzíticas, dobras abertas de eixos paralelos às falhas de empurrão (Dossin & Dardenne 1984). Dossin & Dardenne (1984) registram mais duas fases de falhamentos na região. A primeira trata de falhas transcorrentes impressas sobre as sequências rígidas do

Supergrupo Espinhaço e sobre o Grupo Macaúbas, segundo direções preferenciais N40-50W e N30-40E. Outro evento está relacionado à fase de alívio desta tectônica compressiva, e desenvolveu-se em um sistema de falhas por gravidade, de direção E-W (Dossin *et al.* 1990). Almeida-Abreu & Renger (2002), Knauer *et al*. (1997), entre outros, registram um episódio tectônico em toda a cordilheira denominado Uruaçuano/Espinhaço, o qual estruturou a cordilheira ainda no meso-proterozóico. Na área de trabalho não são encontrada estruturas que corroboram este evento.

3.4. Evolução Geológica

À luz do conhecimento atual, Alkimim (2004) apresenta os principais traços geológicos do Cráton São Francisco e discute os aspectos fundamentais ao longo de sua evolução geológica. O resumo esquemático aqui apresentado baseia-se em Alkimim (2004) e Martins (2006) e demais referências citadas:

A edificação de uma massa continental única ocorreu ao final do Paleoproterozóico, através da colagem tectônicas de segmentos crustais maiores e menores por meio da orogenia Transamazônica (2,1- 1,9 Ga):

A Tafrogênese Estateriana é tida como o evento de fragmentação crustal que atingiu parte do paleocontinente do São Francisco através de uma rede de *rifts* ensiálicos (Brito Neves *et al.* 1996). Neles depositaram-se os sedimentos continentais intercalados com lavas ácidas e capeados por depósitos marinhos do Supergrupo Espinhaço, verificados sobretudo em sua parcela meridional (Martins-Neto 2000). Na porção sul da Serra do Espinhaço Meridional, região considerada neste trabalho, está exposta somente a parte superior da unidade, caracterizada por depósitos eólicos (Dossin *et al*. 1987, Karfunkel *et al*. 1984) que passam, no topo, a uma alternância de (meta) pelitos e arenitos marinhos (Karfunkel *et al*. 1984).

No período Toniano (ao redor de 1,1 Ga a 950 Ma), inicia-se uma nova etapa tafrogenética, o *rift* Araçuaí ou Macaúbas (Pedrosa-Soares *et al.* 1992, 1998), que se deu em condições inicialmente acompanhadas de uma glaciação de caráter continental (Karfunkel & Hoppe 1998, Uhlein *et al*. 2004). Os *rifts* estaterianos foram reativados, com diques máficos marcando a fase distensional (Uhlein 1991) e a evolução de alguns de seus ramos para margens passivas (Pedrosa-Soares *et al.* 1992). As geleiras neoproterozóicas que se desenvolveram no interior do cráton progradaram para leste sobre um substrato formado por rochas do embasamento granito-gnaisse e do Supergrupo Espinhaço (Karfunkel & Hoppe

1998, Dupont *et al.* 2001). Ao longo da borda ocidental, a sedimentação do Grupo Macaúbas foi controlada por falhas normais ativas que retrabalharam o material trazido do interior do cráton pelas geleiras (Uhlein 1999), apresentando um acentuado grau de variações verticais e laterais de fácies no sentido da margem passiva.

O Continente São Francisco é envolvido numa sucessão de colisões que terminam com a consolidação do Gondwana ao final do Neoproterozóico (730 – 520 Ma). As margens passivas e ativas são convertidas nos cinturões orogênicos que definem o contorno atual do cráton. Na Faixa de Dobramentos Araçuaí formaram-se cinturões de antepaís ao longo do domínio cráton-faixa dobrada, caracterizada por uma associação de falhas de empurrão e dobras com vergência para o cráton que envolveram as unidades pré-cambrianas – Supergrupo Espinhaço, o Grupo Macaúbas e parte do Grupo Bambuí (Magalhães 1988, Oliveira 1989, Uhlein 1991, Dussin 1994, Alkimim *et al.* 1996).

Cessados os esforços compressivos da orogenia brasiliana, sucede-se um estágio de descompressão das unidades pré-cambrianas deformadas, o que caracterizaria o colapso distencional do Orógeno Araçuaí (*e.g.* Alkimim *et al.* 2001).

A contextualização da evolução geológica regional com as ocorrências de manganês está no Capítulo 6.

CAPÍTULO 4-GEOLOGIA LOCAL

O depósito de manganês da Fazenda dos Penas está situado na borda oeste da Serra do Espinhaço Meridional (Figura 4.1), entre as coordenadas UTM 624.284, 7.908755 e 625.669, 7.908474, no Distrito de Fechado no Município de Santana de Pirapama. A concessão da área pertence à FERMAVI Mineração LTDA, que minera a jazida sob a designação Mina Fazenda dos Penas. Este depósito constitui a maior jazida de manganês da região. O início de sua explotação ocorreu em 1942 e, desde então, vem sendo explotada com algumas pequenas paralisações ao longo do tempo. Hoje, a mina encontra-se em atividade após três anos de paralisação.

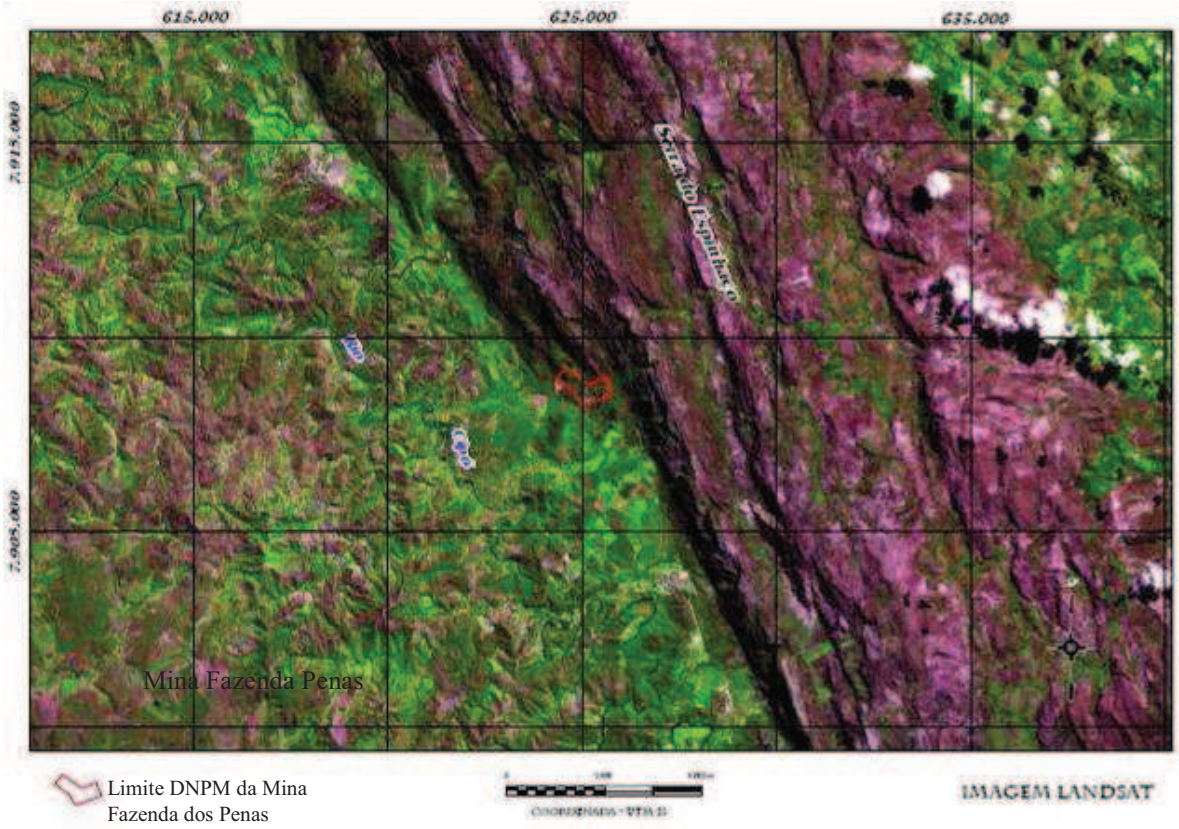


Figura 4.1: Posicionamento da Mina Fazenda dos Penas na Serra do Espinhaço Meridional. Imagem de satélite LANDSAT.

A área está inserida no contexto geotectônico brasiliano dos cavalgamentos do Supergrupo Espinhaço sobre o Supergrupo São Francisco (Figura 4.2) (Dossin 1983). Estes agrupamentos litoestratigráficos maiores encontram-se alongados e dispostos na direção norte-noroeste. As unidades litoestratigráficas estão posicionadas de forma que unidades mais antigas cavalgam sobre as mais novas invertendo a estratigrafia original (Figura 4.3).

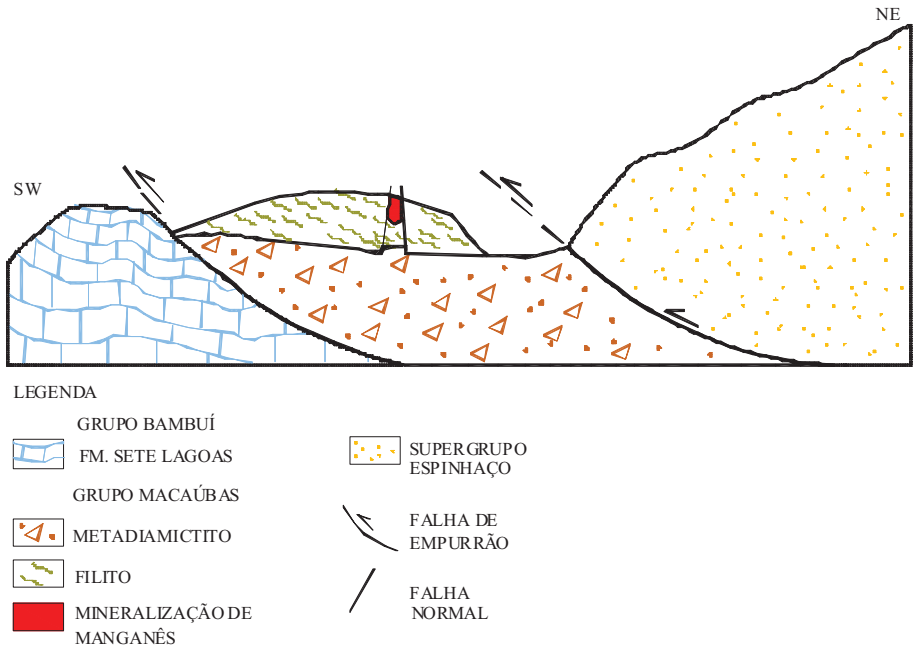


Figura 4.2: Perfil esquemático da área estudada incluindo o Supergrupo Espinhaço (sem escala).



Figura 4.3: Disposição do Supergrupo Espinhaço e São Francisco constando os Grupos Macaúbas e Bambuí, vista do Depósito da Mina Fazenda dos Penas, visada para SE.

O mapeamento realizado na área de estudo abrange aproximadamente 2 km^2 e dispõe-se na direção leste-oeste (Figura 4.4). O mapeamento gerou informações que são de suma importância na descrição do depósito, possibilitando a identificação dos

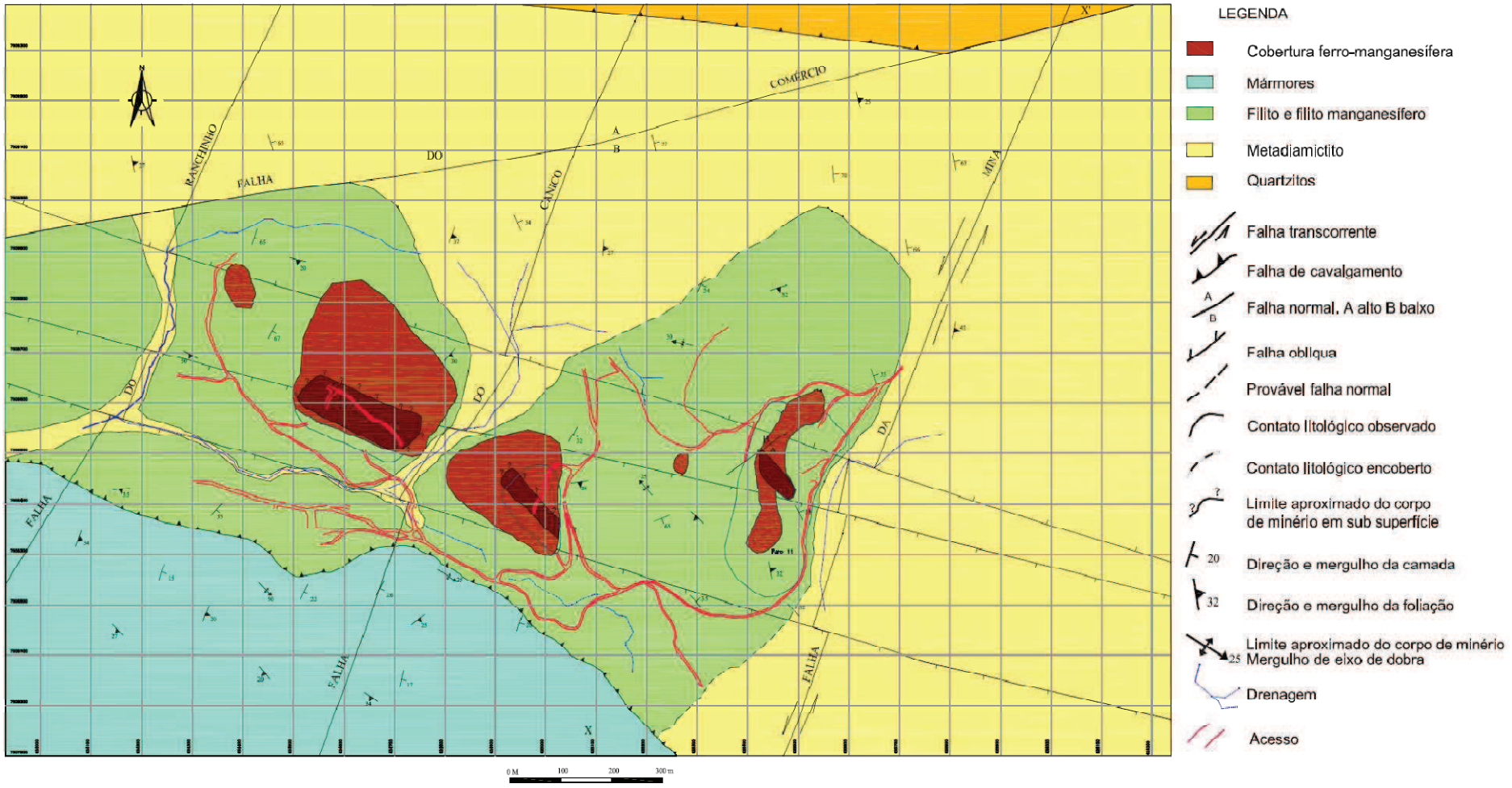
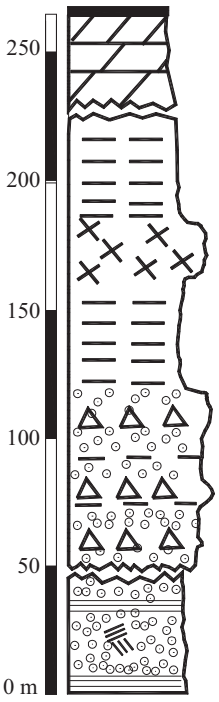


Figura 4.4: Mapa geológico simplificado da área do Depósito da Fazenda dos Penas. Compilado de Dossin 1983.

tipos de minério, sua relação com a rocha hospedeira e, consequentemente, a geração de um modelo genético para o depósito.

Os litotipos identificados no mapeamento são: cobertura colúvio-eluvionarnar, mármore (Grupo Bambuí), filito, minério de manganês (minério duro, brecha de minério, minério pulverulento (bióxido de manganês) e minério ferro-maganesífero), metadiamictito (Grupo Macaúbas) e quartzito (Formação Córrego dos Borges, Grupo Conselheiro Mata) (Figuras 4.4 e 4.5).



COBERTURA COLÚVIO-ELUVIONAR	1 a 3 m	TERCIÁRIO-QUATERNÁRIO		
MÁRMORE DOLOMÍTICO MUITO FRATURADO, COM NÍVEIS DE CLORITA, LOCAMENTE FINOS NÍVEIS QUARTZOSOS.	20 a 40 m	F. SETE LAGOAS	GRUPO BAMBUÍ	SUPERGRUPO SÃO FRANCISCO
FALHA DE EMPURÃO				
FILITO SERICÍTICO, FILITO QUARTZOZO E FILITO GRAFITOSO.	30 a 40 m	NÍVEL C	GRUPO MACAÚBAS	
BRECHA DE MINÉRIO, MINÉRIO DURO, MINÉRIO FERRO-MANGANESÍFERO	5 a 20 m			
FILITO COM TEXTURA SEDOSA, SERICÍTICO, LOCALMENTE RICO EM MANGANÊS.	15 a 40 m			
METADIAMICTITO (TILITO) COM SEIXOS E MATACÕES. NO CONTATO COM O FILITO E O SUPERGRUPO ESPINHAÇO, O METADIAMICTITO PARECE UM QUARTZITO E, NO MEIO DA CAMADA, É MAIS CONGLOMERÁTICO E DE MATRIZ ARGILOSA.	20 a 70 m	NÍVEL B		
FALHA DE EMPURÃO				
QUARTZITOS, EM GERAL FELDSPÁTICOS, MICÁCEOS OU NÃO, FINAMENTE LAMINADOS, COM PEQUENAS ESTRATIFICAÇÕES CRUZADAS.	30 a 40 m	F.CÓRREGO BORGES	G.CONS. MATA	S.G. ESP.

Figura 4.5: Coluna estratigráfica da área da Mina Fazenda dos Penas.

4.1. Supergrupo Espinhaço, Formação Córrego dos Borges (quartzito)

O quartzito presente na área pertence à Formação Córrego dos Borges, Grupo Conselheiro Mata, do Supergrupo Espinhaço. Ocorre em contato tectônico por falha de empurrão com metadiamictito na porção norte da área. Corresponde a menos de 1% da área mapeada. Sua espessura foi estimada em 40 metros. O quartzito é puro, de granulação fina, branco a amarelo claro. A presença de estratificação cruzada de pequeno porte e cruzada acanalada é comum (Figuras 4.6 e 4.7).



Figura 4.6: Estratificação cruzada de pequeno porte na Formação Córrego dos Borges. Ponto F-60.



Figura 4.7: Estratificação cruzada acanalada na Formação Córrego dos Borges. Ponto F-60.

4.2. Supergrupo São Francisco, Grupo Macaúbas

Unidade B (metadiamictito)

O metadiamictito (metadiamictito) é a unidade litológica do Grupo Macaúbas identificada como Unidade B por Dossin (1983), que serve como camada guia para a identificação do Grupo regionalmente. No depósito da Mina Fazenda dos Penas, esta unidade ocorre tanto na porção leste como a norte, chegando a perfazer 45% do total da área mapeada (Figura 4.4). Sua espessura varia de 20 a 70 metros

O contato é tectônico por falha de empurrão com o mármore da Formação Sete Lagoas, no entanto, localmente há contato por discordância erosiva com essa formação, com o quartzito da Formação Córrego dos Borges é sempre tectônico. Já o contato com a unidade filítica, onde observado, é sempre concordante. Em amostras de furos de sondagem percebe-se que o contato entre as duas unidades é gradacional. Próximo ao contato com o filito, o metadiamictito torna-se mais arenoso, amarelo claro acinzentado, o volume de areia aumenta e a granulação é mais grossa (Figura 4.8). Desta forma é aparente que originalmente a sedimentação do diamictito evoluiu para uma fácies mais fina, hoje representada pelo filito.

O metadiamictito é cinza claro, a matriz é areno-siltosa e a presença de seixos polimíticos é constante.

Os seixos são angulosos, facetados, triangulares, arredondados e estirados (Figuras 4.9 e 4.10), compostos predominantemente por quartzito, granitóide, filito e, subordinadamente, dolomito e quartzo. São variáveis em tamanho e proporção, podendo atingir de 0,5 a 50 centímetros (Figuras 4.9 e 4.10). O seu volume pode chegar a 15% na constituição da rocha total. O grau de arredondamento varia muito, dependendo principalmente da composição dos

seixos. Seixos de granitóide são mais facetados que os demais, os de dolomito são mais arredondados, e os de filitos são mais achatados e alongados. Os seixos de quartzito são geralmente arredondados, mas podem estar estirados em zonas de falha. Os seixos de quartzo são geralmente facetados e menores que 3 centímetros.

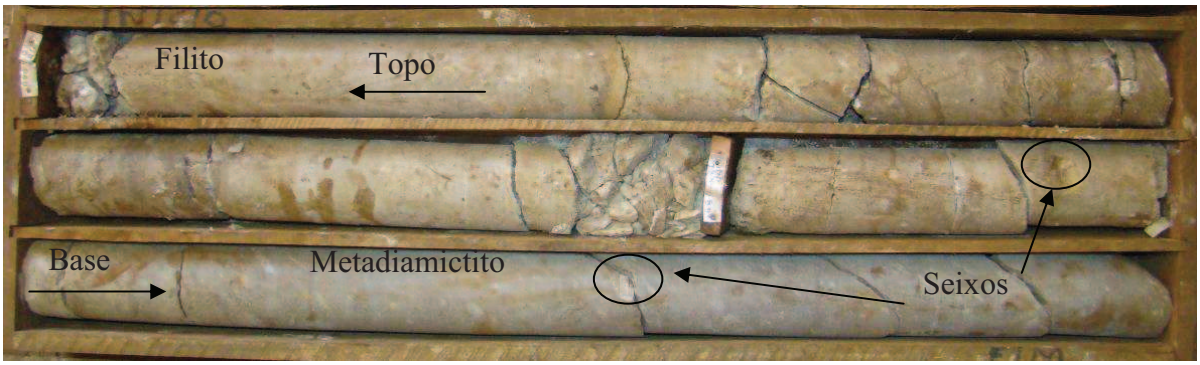


Figura 4.8: Amostra de furo de sondagem 18, mostrando a gradação de metadiamictito para o filito (o comprimento da caixa é 1 metro).



Figura 4.9: Seixos arredondados, facetados e triangulares em metadiamictito do Grupo Macaúbas. Ponto PF-10.



Figura 4.10: Seixo de granitóide estirado de aproximadamente 50 cm. Grupo Macaúbas. Ponto PF-10.

A matriz do metadiamictito tem composição variada, em geral areno-silto-argilosa, localmente com porções muito quartzosas. A granulação da matriz varia de fina a grossa, dependendo da sua composição. Onde a rocha possui matriz silto-argilosa, a foliação é bem marcante. Onde a matriz da rocha é mais quartzosa, a rocha é dura, compacta, o acamamento é bem preservado, e a foliação é de difícil reconhecimento devido à escassez de minerais planares. Cristais de feldspato milimétricos são observados com o auxílio da lupa.

O metadiamictito pode ser classificado de acordo com os tipos de seixos e a composição da matriz. São diferenciados na porção sudeste, centro-sul-sudoeste e norte da área mapeada

A sudeste o metadiamictito possui matriz micácea com granulação fina e localmente média; a presença de seixos de quartzito é comum e raramente os seixos são de dolomito. Nesta porção, o volume de seixos na matriz perfaz 15% da rocha, e podem variar de 1 a 7 centímetros (Figura 4.11).

No sudoeste e na região centro-sul, o metadiamictito possui matriz mais friável, constituída de material mais fino, cinza clara. Seixos de granitóide são comuns. Os seixos podem variar de poucos centímetros (1 a 10 centímetros) a 50 centímetros (Figura 4.10). O volume de seixos na rocha não ultrapassa 8%. Geralmente são angulosos e facetados e, em zonas de falha, podem estar *boudinados* (Figura 4.10 e Figura 4.12). Próximo ao contato com o Supergrupo Espinhaço, na região norte, o metadiamictito se diferencia dos demais por possuir matriz muito quartzítica e pela escassez de seixos. Devido à escassez de seixos, em alguns pontos, podem ser considerados verdadeiros quartzitos. Onde a matriz se torna um pouco mais micácea, há aumento no volume de seixos, porém o tamanho não supera três centímetros e a composição dos seixos é quase que essencialmente de quartzito.



Figura 4.11: Metadiamictito do Grupo Macaúbas rico em seixos em meio à matriz quartzítica. Ponto PF-18.

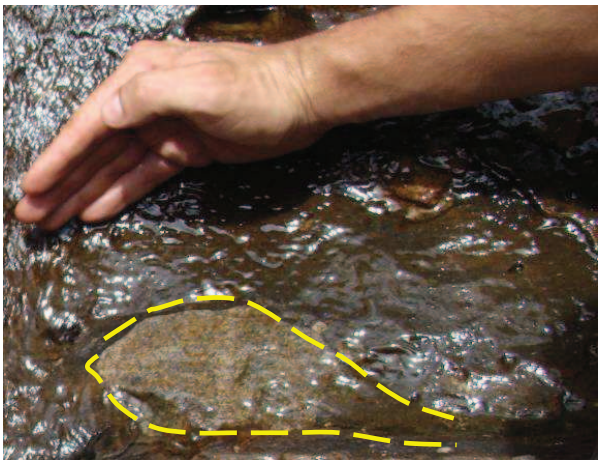


Figura 4.12: Metadiamictito do Grupo Macaúbas com seixo de granitóide *boudinado*. Ponto PF-7.

Unidade C (filito)

A Unidade C, assim denominada por Dossin (1983), pertencente ao Grupo Macaúbas, é constituída por metapelitos e subordinadamente por rochas metassedimentares arenosas. Em geral a sequência é formada por filito, filito quartzoso e filito grafitoso. Na área estudada foi encontrado apenas um afloramento deste último.

Em seções geológicas regionais, a Unidade C varia de 40 a 110 metros de espessura (Dossin 1983). No depósito Fazenda dos Penas essa unidade pode chegar aos 100 metros de

espessura. Onde é identificado, o contato com o Grupo Bambuí, este é sempre tectônico. Onde observado, o contato com metadiamictito é concordante e gradacional (Figura 4.8).

O litotipo marcante no depósito é o filito. Esta rocha ocorre em toda a área de estudo com maior incidência na porção leste. O pacote filítico inicia-se em níveis topográficos baixos até as porções mais elevadas da área, e a sua espessura está em torno de 100 metros. O filito ocupa aproximadamente 40% da área mapeada. Este litotipo tem uma importância relevante para o depósito já que as ocorrências de manganês hospedam-se em tais rochas (Figuras 4.13, 4.14, 4.15 e 4.16).

Em geral o filito é amarelo a amarronzado, de textura muito sedosa, granulação fina e muito friável. A mineralogia é constituída por muscovita, quartzo, caulinita e raramente feldspato, sendo a muscovita o constituinte mineral de maior volume, cerca de 50%. Parte dos cristais de muscovita estão alterados para caulinita. Onde o filito é mais quartzoso (35% aproximadamente), a rocha possui tons mais claros, podendo ser cinza claro e exibir granulação mais grossa que o filito mais rico em muscovita. O filito em algumas porções é muito duro e maciço devido à ação de processos de laterização.

A foliação é bem desenvolvida à medida que se afasta da área mineralizada. Próximo às áreas mineralizadas a estrutura original da rocha é perdida, consequentemente aumentando o volume de minerais de manganês na rocha (Figuras 4.17 e 4.18).

A oeste da área mapeada encontra-se um filito muito friável, branco, que em campo assemelha-se muito a caulinita. No entanto, análises de difração de raios-x indicam tratar-se de quartzo, microclina, caolinita e albita, sem minerais de manganês.

Em algumas porções da área, a rocha é amarronzada a avermelhada devido a níveis de metargilito. O metargilito é friável, vermelho, rico em magnetita, e é observado sobretudo na porção leste do depósito. A área de ocorrência do metargilito em maior volume corresponde a uma porção do depósito, e em alguns pontos o contato é direto com o corpo de minério. Próximo ao contato com os corpos de minério, o metargilito tem manchas heterogêneas de manganês de aproximadamente 20 a 30 centímetros (Figuras 4.19 e 4.20), que aumentam de tamanho à medida que se aproxima do corpo de minério. Nesta porção quase não há magnetita.



Figura 4.13. Filito com minerais de manganês nos planos de foliação. Ponto PF-13.



Figura 4.14 Filito com minerais de manganês nos planos de foliação em amostra de furo de sondagem F1.

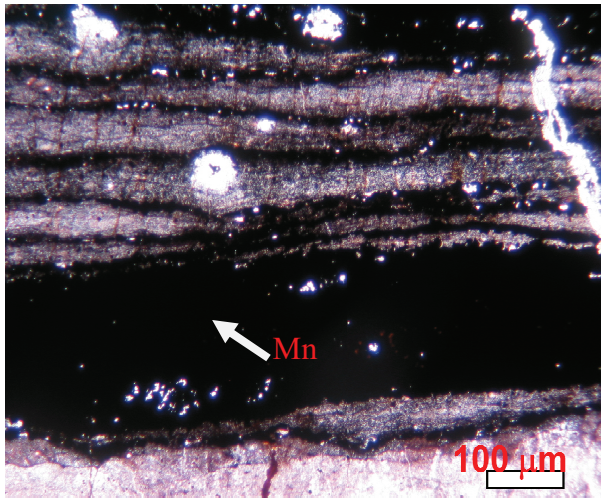


Figura 4.15: Fotomicrografia de filito com níveis de minerais de manganês paralelos aos planos de foliação. Nicóis cruzados. Luz transmitida. Amostra de testemunho de sondagem F9-A2a, furo 9.

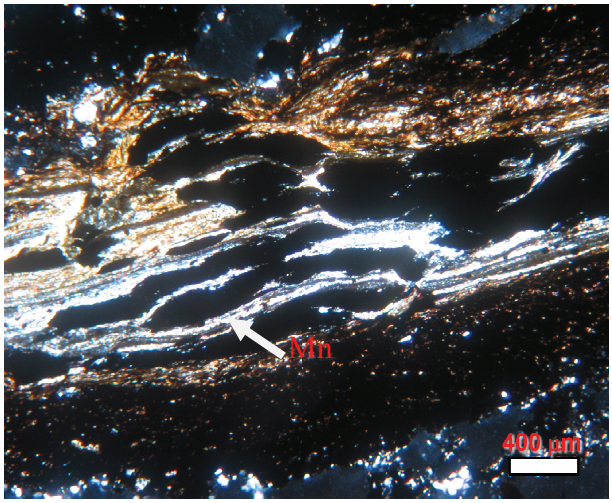


Figura 4.16: Fotomicrografia de minerais de manganês nos planos de foliação da rocha. Nicóis cruzados. Luz transmitida. Amostras de testemunho de sondagem F1-A2a, furo 9.

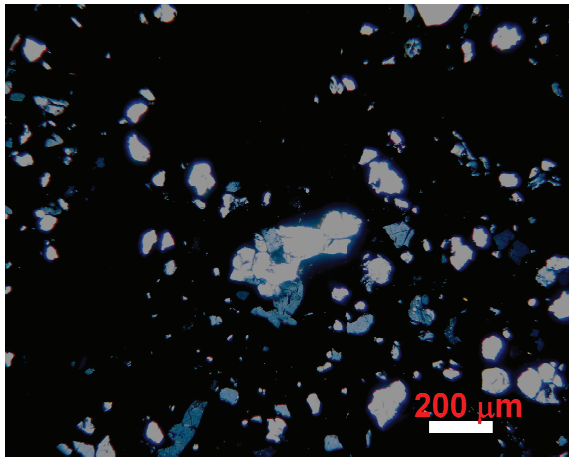


Figura 4.17 Fotomicrografia de filito do Grupo Macaúbas sem estrutura interna. Amostra de testemunho de sondagem F5, furo 5.



Figura 4.18 Amostra de furo de sondagem de filito do Grupo Macaúbas sem estrutura original. Amostra de testemunho de sondagem F12, prof. 12 metros.



Figura 4.19: Metargilito com manchas heterogêneas de manganês. Grupo Macaúbas. Ponto F-44.

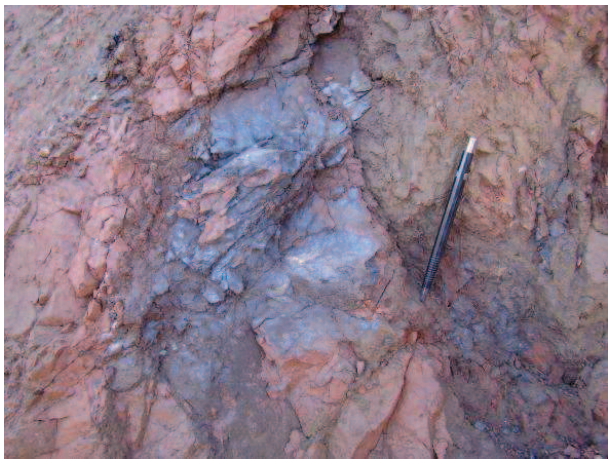


Figura 4.20: Detalhe de mancha xenomórfica de manganês em metargilito. Grupo Macaúbas. Ponto F-44.

4.3. Minérios de Manganês

Os corpos de minério de manganês ocupam cerca de 2% da área estudada e se distribuem em 4 corpos distintos. São constituídos por: minério duro, brecha de minério, minério pulverulento (bióxido), minério ferro-manganesífero. A brecha de minério (Figura 4.21) possui maior volume dos corpos de minério, o minério pulverulento tem o menor volume, embora possua os maiores teores (Figura 4.22).

Os tipos de minério contidos nos corpos são apresentados mais detalhadamente no Capítulo 5.



Figura 4.21: Brecha mineralizada constituída de quartzito, filito e cimentada por minerais de manganês. Ponto PF-4.



Figura 4.22: Minério pulverulento (bióxido de manganês) em afloramento. Poço de Pesquisa.

4.4. Grupo Bambuí Formação Sete Lagoas (mármore)

O mármore pertence à Formação Sete Lagoas, Grupo Bambuí, ocorrendo em toda a porção sul do depósito. A espessura desta formação é > 40 metros e sua abrangência não ultrapassa 15% de toda a área mapeada. Seu contato é tectônico bem marcado por falhas de empurrão e por discordância erosiva na maioria dos afloramentos. Na porção centro-sul-sudoeste, o contato é com o filito do Grupo Macaúbas (Figura 4.23) e, na porção sudeste, faz contato com metadiamictito (Figura 4.24).

O mármore é dolomítico, verde a cinza escuro, podendo ser microcristalino onde a rocha é muito maciça. No geral a granulação varia de fina a média. Em muitas porções, o volume de quartzo é grande, podendo a rocha ser classificada como mármore silicoso. A rocha é bastante fraturada em diversas direções, e muitas destas fraturas são preenchidas por quartzo e calcita branca. Podem ser observados pequenos níveis de rocha filítica e clorita no mármore.

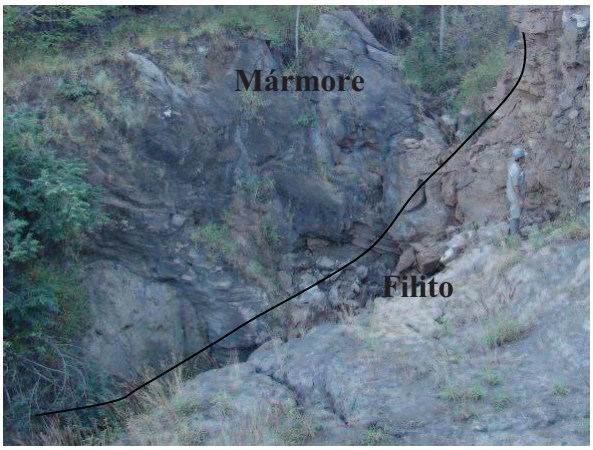


Figura 4.23: Contato tectônico entre mármore do Grupo Bambuí e filito do Grupo Macaúbas. Ponto F-41.



Figura 4.24: Contato por discordância erosiva entre mármore do Grupo Bambuí e metadiamictito do Grupo Macaúbas na região sudeste da área de estudo. Ponto F-20.

4.5. Cobertura Colúvio-Eluvionar

Recobrindo grande parte da camada superior do depósito estão as coberturas elúvio-coluvionares, formadas por material não transportado e transportado a curtas distâncias. Este material é constituído principalmente por seixos de quartzo, quartzito, filito e seixos de minerais de manganês, cimentados por uma massa compacta ferro-manganesífera limonitizada. Os seixos e blocos são de diversos tamanhos podendo medir até 50,0

centímetros. Esta cobertura mostra visivelmente duas camadas (Figura 4.25), a mais antiga está em contato com o filito, possui seixos e blocos de até 30 centímetros, principalmente de quartzito; a camada superior forma uma capa ferro-manganesífera, composta por seixos de no máximo 10 centímetros, sobretudo de quartzo de veio e filito, com menor volume em quartzito. Na porção NE da área, esta cobertura é bem evidenciada, e sua espessura aumenta na direção sudoeste do depósito, podendo chegar a 3 metros. No entanto, o colúvio-eluvionar ocorre em todos os pontos mineralizados do depósito (Figura 4.26).

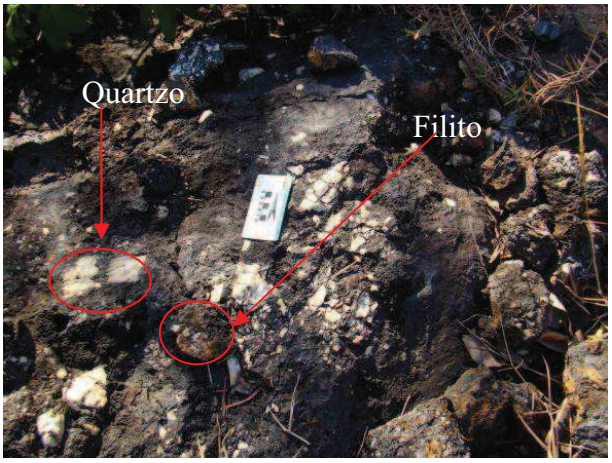


Figura 4.25: Colúvio-eluvionar composto por quartzo de veio e filito. Ponto PF-13.



Figura 4.26: Perfil colúvio-eluvionarnar indicando as gerações de formação.

4.6. Geologia Estrutural e Metamorfismo

A composição mineralógica do filito é quartzo, sericita e muscovita, indicando condições de metamorfismo de fácies xisto verde em consonância com as condições metamórficas regionais.

As estruturas tectônicas mapeadas na área de estudo podem ser agrupadas em três fases deformacionais, D1, D2, D3, correlacionáveis aos eventos tectônicos regionais definidos por Dossin (1983) em compressional, de colapso (transtensional) e neotectônico, respectivamente.

A predominância de uma tectônica rúptil em relação à tectônica dúctil é muito clara, o que é demonstrado pelo grande número de falhas tanto na direção NE quanto NW, além de várias fraturas em diversas direções (Figuras 4.27 e 4.28).

4.6.1. Estruturas da fase D1

A fase D1 é caracterizada por tectônica compressional, que gerou falhas de empurrão e transcorrente, dobras, foliação e mudança na atitude original do acamamento. A direção do acamamento das rochas mapeadas é NW e raramente para NE, com ângulo variando entre 20º e 50º (Figura 4.29).

No geral, a foliação das rochas mapeadas na área de estudo possui direção NW-NE com ângulo variando entre 20º e 50º (Figura 4.30). A foliação é dada principalmente pela sericita e muscovita, que localmente é paralela à direção do acamamento.

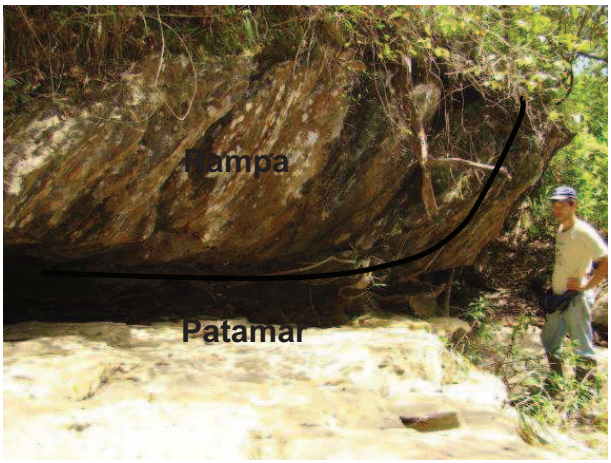


Figura 4.27: Estrutura em rampa e patamar, no metadiamictito do Grupo Macaúbas, no leito do Córrego Canico, porção central da área.

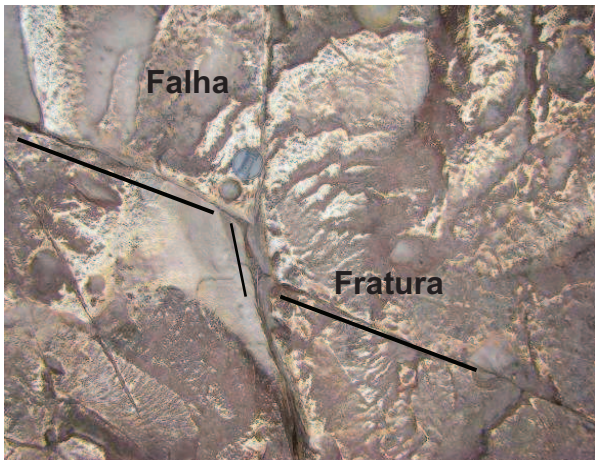


Figura 4.28: Falha deslocando fratura, imposta ao metadiamictito do Grupo Macaúbas, no leito do Córrego Coberto, na porção leste da área de estudo.



Figura 4.29: Diagrama de densidade de dados de pólo de acamamento nas rochas mapeadas.

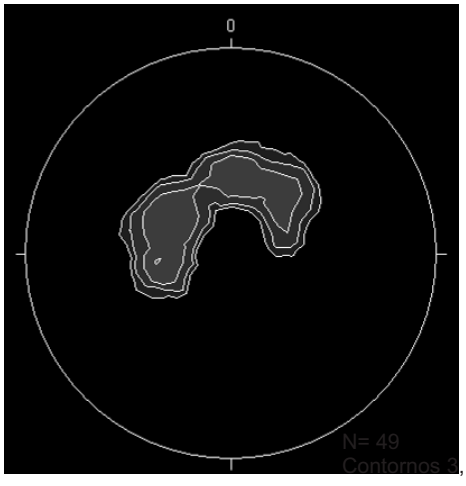


Figura 4.30: Diagrama de densidade de foliação nas rochas mapeadas.

No mármore encontram-se duas atitudes de foliação: uma que ocorre próximo a zona de cavalgamento entre os Grupos Macaúbas e Bambuí, de direção geral N20E/20SE. À medida que se afasta da área de contato com o Grupo Macaúbas, a foliação tem um forte mergulho para sul-sudoeste (entre 195º a 250º com ângulo de 20º a 50º).

As dobras formadas no filito possuem eixo variando entre NNE e NNW com ângulo de mergulho entre 30º e 45º NE e NW, com algumas dobras com eixos quase E-W (Figura 4.31). São dobras isoclinais e de pequeno porte (poucos centímetros) (Figura 4.32). No mármore do Grupo Bambuí os eixos das dobras mergulham para SE com ângulo variando entre 25º e 60º (Figura 4.33). São isoclinais e de pequeno porte assim como as dobras formadas no filito do Grupo Macaúbas. As charneiras das dobras são suaves e arredondadas; os eixos são retilíneos. Pequenas dobras parasíticas de aproximadamente 5 centímetros estão associadas às maiores dobras (Figura 4.34).

As falhas de cavalgamento geraram inversão na estratigrafia da área, colocando o Supergrupo Espinhaço sobre o Grupo Macaúbas, e este sobre o Grupo Bambuí. A falha mais proeminente na área é o cavalgamento do Grupo Bambuí sobre o Grupo Macaúbas, de direção NW-SE, a qual prolonga-se por mais de 1,5 km na área de estudo, e é bem marcada na maioria dos afloramentos.

A denominada Falha da Mina (Dossin 1983), da fase D1, possui caráter transcorrente, com direção aproximada N20E, e mergulho acentuado variando de 70º a 85º para SE. Esta falha corta o Grupo Bambuí, Macaúbas e algumas formações do Supergrupo Espinhaço, deslocando horizontalmente estas sequências. Regionalmente possui aproximadamente 4 km de extensão e na área do depósito corta toda a porção leste em 1,5 km.

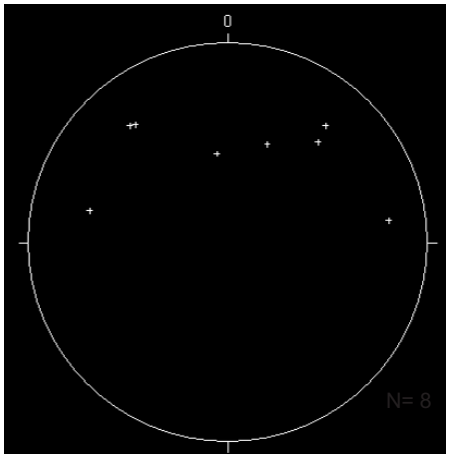


Figura 4.31: Estereograma de dados de eixos de dobras no filito desenvolvidas durante a fase D1.



Figura 4.32: Dobra isoclinal centimétrica desenvolvidas no filito durante a fase D1.

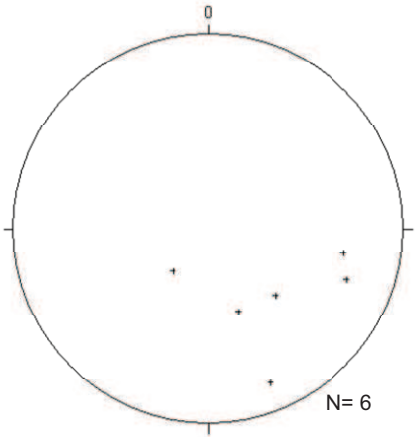


Figura 4.33: Estereograma de dados de eixos de dobras no mármore. Fase D1.

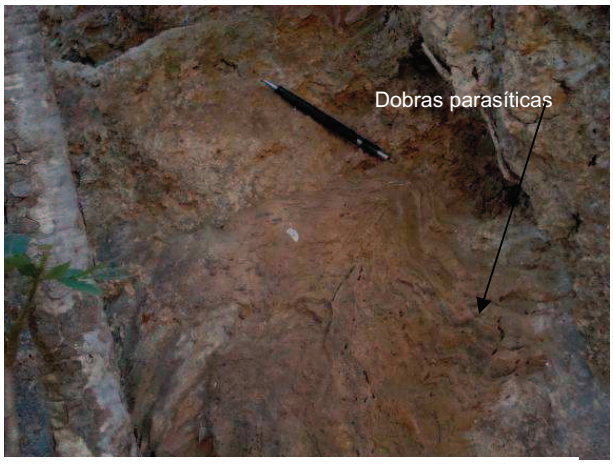


Figura 4.34: Dobra desenvolvida no mármore. Fase D1.

4.6.2. Estrutura da fase D2

A fase D2, transtensional, é caracterizada pelo colapso de blocos após a fase compressiva. As principais estruturas formadas são falhas normais e falhas normais com rejeito direcional.

Grandes falhas de direção NE cortam a área mapeada na porção norte, e dispõem-se quase E-W com alto ângulo de mergulho (88º SE) (Falha do Comércio). Dossin (1983) interpreta essa família de falhas como resultado de abatimento de blocos, aqui correlacionada a fase D2, que gerou basculamento e rebaixamento do nível topográfico.

As falhas do Canico e do Ranchinho são normais, subparalelas, com direção NE-SW, mergulho entre 60º e 85º; localmente o mergulho pode ser suave, por volta de 25º, e cortam toda a área de estudo (Figura 4.35). As falhas normais com rejeito direcional cortam falhas do Coberto, Canico e Ranchinho (Figura 4.36). *Slickenlines* (estrias de falhas) (Figura 3.34) indicam a direção do movimento para NE e NW com o ângulo de mergulho variando entre 45º a 70º (Figura 4.35). *Splays* de falhas estão associadas às falhas principais, possuem direção também NW. No entanto, a direção tende a infletir para NWW e mergulha em torno de 25º a 40º para SE. Nos planos de algumas falhas ocorrem clastos do metadiamictito que foram rompidos durante o movimento dos blocos (Figura 4.34). Estas falhas podem mostrar rejeito de até 40 metros conforme observado na mudança abrupta do leito do Córrego Coberto que está encaixado na Falha da Mina, que é deslocada pelas falhas do evento D2.

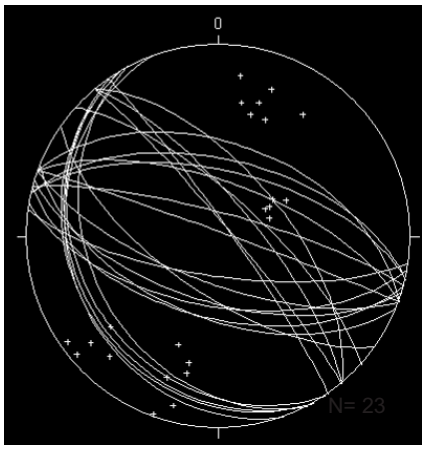


Figura 4.35: Estereograma de dados de falha de direção NW e NE. Fase D2.



Figura 4.36: Falha de direção NW (fase D2) cortando e deslocando a Falha da Mina (fase D1).

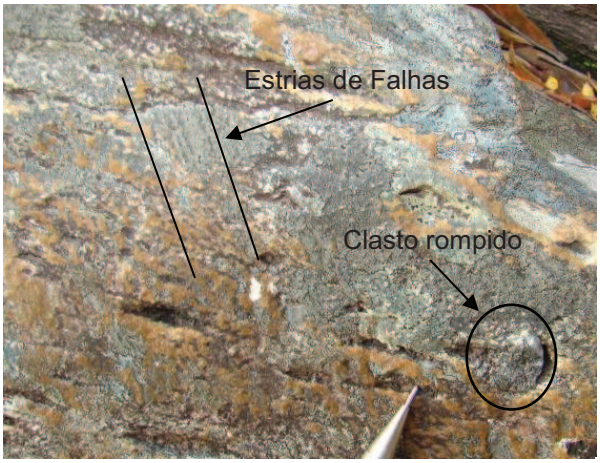


Figura 4.37: Plano de falha com estrias e clastos rompidos em metadiamictito. Fase D2.

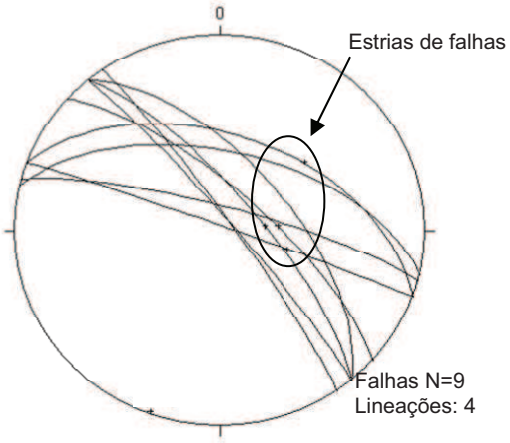


Figura 4.38: Estereograma de planos de falhas e estrias de falhas respectivamente. Fase D2.

4.6.3. Estruturas da fase D3

A última fase corresponde a falhas e fraturas neoformadas, existentes nas porções mineralizadas da área de estudo (Figura 4.39). Estas neoestruturas aproveitaram estruturas antigas como fraturas, diácleses e falhas para se formar. As fraturas ocorrem em todas as litologias mapeadas, de direção do mergulho para sul-sudoeste com ângulo entre 60º e 82º (Figura 4.40).

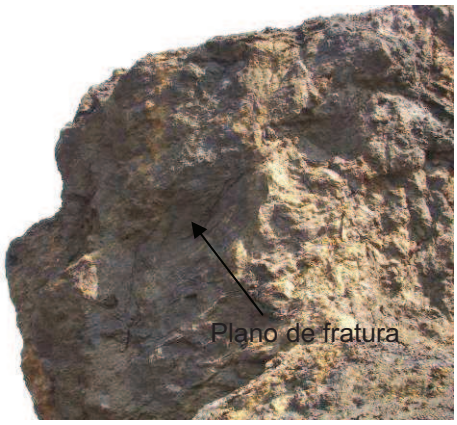


Figura 4.39: Diagrama de rosetas para fraturas. Fase D3..

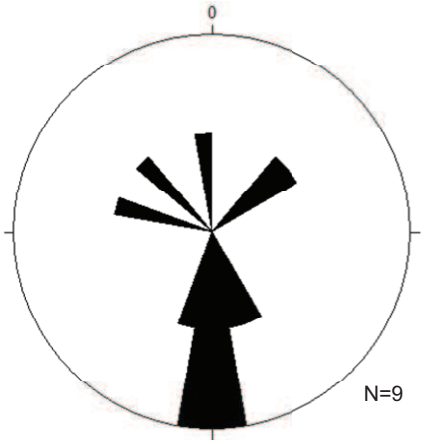


Figura 4.40: Estereograma de rosetas de estrutura neoformada. Fase D3.

CAPÍTULO 5-GEOLOGIA DO DEPÓSITO

O depósito Fazenda dos Penas possui uma área de aproximadamente 14,6 hectares. As ocorrências de manganês correspondem a aproximadamente 4% da área mapeada (Figura 5.1). O depósito é dividido em quatro corpos mineralizados: Coberto, na porção leste da área; Canico Oeste, na porção central; Canico Leste, na porção centro leste; e Ranchinho no extremo leste da área (Figura 5.1). Os corpos possuem uma área que varia de 400 m^2 a 7 ha, sendo que grande parte desta área é ocupada por blocos lateríticos manganesíferos. Os corpos estão dispostos na direção NWW-SEE (Figura 5.1) e possuem forma tabular (Figura 5.2).

Para melhor compreensão e interpretação da geologia do depósito e da mineralização, são utilizados 22 furos de sondagem, distribuídos nos corpos existentes. As profundidades dos furos variam de 10 a 30 metros, totalizando 472 metros de furos de sondagem com uma média de 21,5 metros. Os furos estão dispostos conforme uma malha regular de 50 x 50 metros, sendo que alguns furos estão em posições intermediárias nesta malha (Figura 5.1).

O Corpo Coberto ocupa no depósito uma área de 2 ha aproximadamente, levando em consideração o mapeamento de superfície realizado pelo mestrando, que engloba toda a cobertura laterítica manganesífera (Figura 5.1). Esse é o Corpo com melhor exposição, devido à intensa atividade de lavra e, portanto, o melhor estudado. O corpo mineralizado propriamente dito, modelado com o auxílio de furos de sondagem, possui forma tabular, direção NW- SE, e mergulha em torno de 20º para SE, com comprimento de aproximadamente 160 metros e largura de 25 a 30 metros (Figura 5.2). O minério nunca ultrapassa 10 metros profundidade, embora existam camadas de filito de lapa ricos em manganês a profundidades maiores que 10 metros.

No Corpo Canico leste também houve atividade de lavra, porém não tão intensa; desta forma não expôs totalmente o corpo mineralizado. A área que esse corpo ocupa é 3,8 ha. A espessura estimada é 2,3 metros, comprimento de 140 metros e largura de 35 metros. Na área que este corpo está situado, há larga ocorrência de afloramentos manganesíferos lateríticos.

O Corpo Canico Oeste possui uma área de aproximadamente 7 ha contabilizando a cobertura colúvio-eluvionar laterítica manganesífera. Este corpo foi parcialmente lavrado, em torno de 20% de sua área.

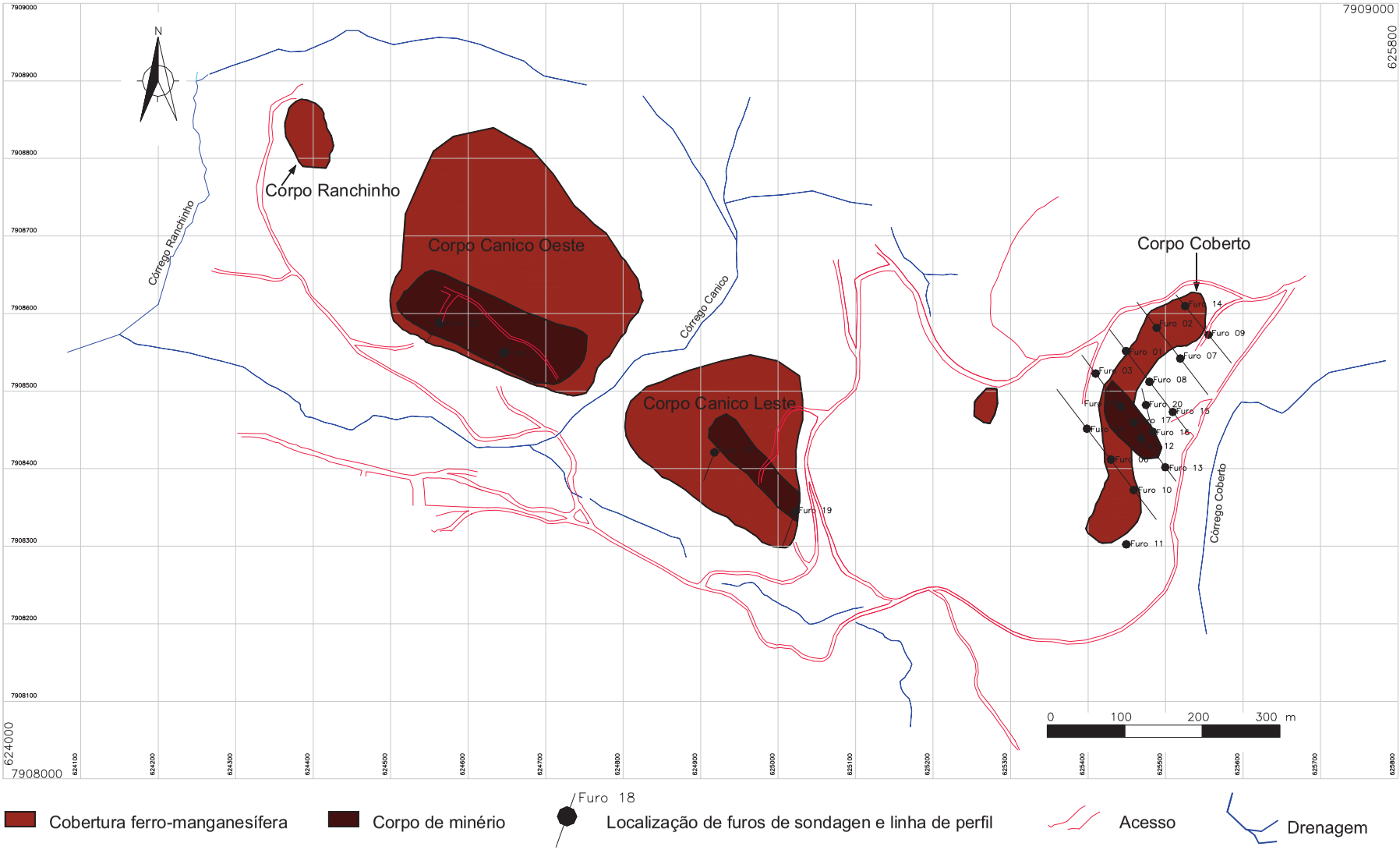


Figura 5.1 Mapa da Mina Fazenda dos Penas com a localização dos corpos de minério e furos de sondagem.



Figura 5.2: Forma tabular do Corpo Coberto. 1, Minério Duro, 2, Minério tipo Brecha, 3, Minério Ferro-Manganês. Vista da Serra do Cipó, visada para NW.

A cubagem por furos de sondagem indica que o corpo mineralizado possui forma tabular, direção NW-SE, com mergulho de baixo ângulo para SE (5º a 10º), com aproximadamente 180 metros de comprimento. A largura pode ser estimada em mais de 30 metros, e profundidade de 4 metros de média.

O Corpo Ranchinho é hoje o menor corpo encontrado no depósito, devido à intensa atividade de lavra ao longo dos anos. Este corpo é constituído por minério pulverulento (bióxido), e possui forma de lente, de 10 metros de comprimento e 1 metro de largura, disposto na direção NW-SE.

5.1. Minerais de Manganês e Ferro

Os minerais-minério foram identificados com o auxílio de microscopia eletrônica de varredura, difratometria de raios-x, lâminas delgadas, lâminas delgadas polidas e seções polidas. Os minerais identificados foram os seguintes: pirolusita, criptomelana, goethita, limonita.

a) Pirolusita

A pirolusita é o mineral de maior abundância no depósito, sendo sua presença bem característica em diversos ambientes metalogenéticos dos depósitos de manganês no mundo. Pode ser reconhecida facilmente pelo seu hábito botroidal, fibro-radiado e mamelonar. Geralmente cresce nas fraturas e cavidades da rocha, sobretudo nas brechas, em cristais azul escuro a preto. É comum também a ocorrência deste mineral em forma de estalactites-

estalagmites indicando um ambiente de precipitação em que as soluções se encontravam muito densas, gelatinosas, e que teria havido tempo e espaço para a precipitação.

b) Criptomelana

A criptomelana é o segundo mais abundante óxido de manganês no depósito. Possui um hábito estalactítico-estalagmítico, cinza escuro, mas no geral é preto; o mineral é bem formado e cresce sempre nos interstícios. Em geral, é criptocristalina a microcristalina, formando massas compactas, tornando difícil sua identificação.

c) Goethita e Limonita

A goethita é vermelha a amarronzada, com estrutura de estalagmites e estalactites e botrioidal. Pode ocorrer em finos cristais cúbicos com hábito herdado da magnetita. A presença de limonita é sempre associada à goethita, e ocorre em larga escala em todos os corpos da mina, como produto de alteração da goethita.

c) Hematita

A hematita foi constatada apenas com o auxílio da difração de raios-x.

5.2. Rocha Hospedeira e Tipos de Minério

A variação petrográfica da mineralização ocorre no máximo a 10,0 metros de profundidade, com níveis mineralizados distintos (Figura 5.3). No entanto, ocorre filito com teor de 7,5% de óxido de manganês a 25 metros de profundidade. Os tipos rochosos no depósito são divididos de acordo com parâmetros petrográficos, texturais e geoquímicos, em seis tipos: rocha hospedeira, filito enriquecido em manganês e ferro, minério duro (minério de manganês), minério pulverulento (bióxido de manganês), brecha de minério e minério ferro–manganesífero (Tabela 5.1). Os dados geoquímicos nesses tipos de rochas são apresentados na Tabela 5.2.

5.3. Petrografia da Rocha Hospedeira e Minério

5.3.1. Rocha Hospedeira-filito

A rocha hospedeira é um quartzo-muscovita-caolinita filito rico em minerais opacos, de granulação fina com os grãos abaixo de 1 milímetro. Onde a rocha é mais quartzosa, a granulação é mais grossa do que em porções micáceas. Varia de branco a cinza claro, amarelo claro a alaranjado, e à medida que aumenta o teor em manganês, é marrom (Figura 5.4). Possui textura sedosa marcada pela orientação dos minerais planares. A foliação é bem desenvolvida, mas à medida que aproxima-se do corpo mineralizado, a trama original da rocha é perdida.

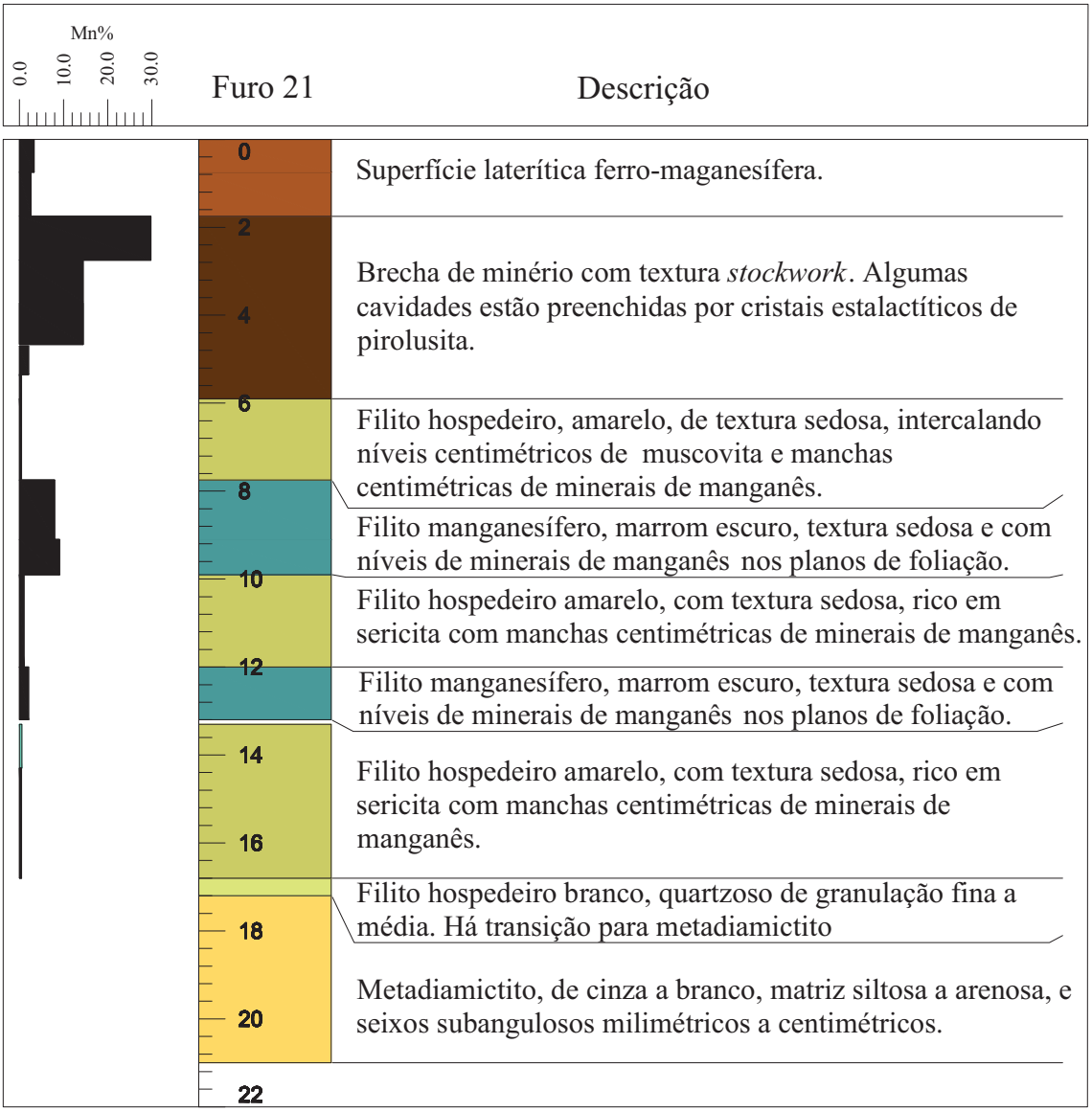


Figura 5.3: Log de furo de sondagem 21 com conteúdo em manganês total.

Tabela 5.1: Tipos de minério e rocha hospedeira-filito presentes na área de ocorrência do depósito de manganês da Mina Fazenda dos Penas.

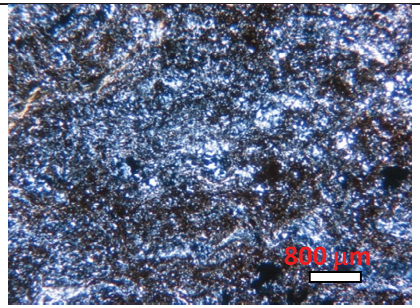
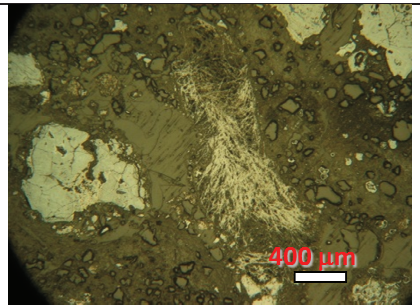
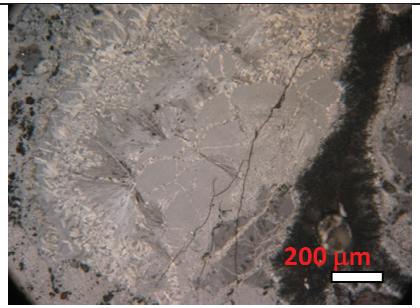
Tipo de Rocha	Macroscopia	Microscopia	Descrição	Teor em MnO_2
Quartzo-muscovita-caolinita-minerais opacos filito (filito hospedeiro de baixos e altos teores).			Rocha filítica com foliação preservada constituída de quartzo, muscovita, caolinita e minerais opacos disseminados e nos planos de foliação.	0,85% a 10%
Quartzo-criptomelana-pirolusita-muscovita filito (filito manganesífero de baixos e altos teores).			Rocha filítica fortemente mineralizada com a estrutura da rocha localmente a 80% obliterada.	10% a 35%
Minério duro (minério de manganês), com associação a pirolusita-criptomelana-quarzto.			Minério duro, azul escuro, compacto, maciço; notar a perda completa da trama foliada original.	47% a 63%

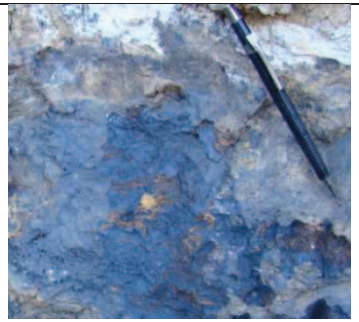
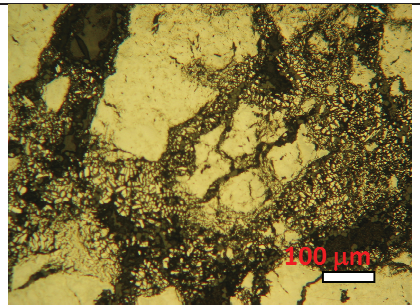
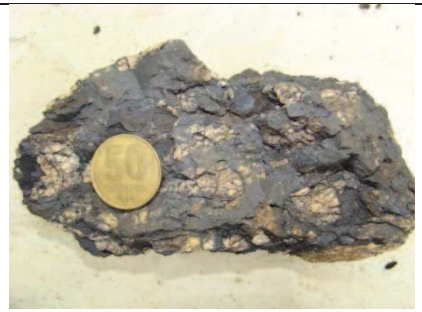
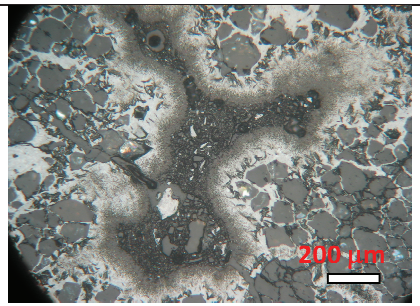
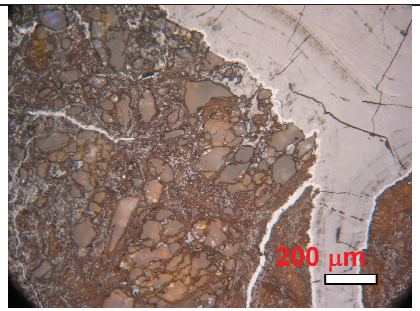
Tabela 5.1: Tipos de minério e rocha hospedeira-filito presentes na área de ocorrência do depósito de manganês da Mina Fazenda dos Penas.				
Tipo de Rocha	Macroscopia	Microscopia	Descrição	Teor em MnO_2
Minério pulverulento (bióxido de manganês), com associação a pirolusita-criptomelana-muscovita-quartzo.			Minério muito friável, sem estrutura, azul escuro a preto.	47% a 72%
Brecha de minério, com associação a quartzo-pirolusita-criptomelana-muscovita.			Minério com textura de brecha. Os minerais de manganês preenchem os interstícios da rocha.	23% a 47%
Minério Ferro-manganesífero, a quartzo-goethita-pirolusita-criptomelana e muscovita			Minério com textura maciça e de agregados de minerais lateríticos e materiais constituintes do solo.	3% a 30%

Tabela 5.2: Análises químicas para os tipos de rocha do depósito Mina Fazenda dos Penas.

Código	Rochas	SiO_2	Al_2O_3	CaO	TiO_2	MgO	K_2O	Na_2O	Fe_2O_3	P	MnO_2
		%	%	%	%	%	%	%	%	%	%
BX-1	Minério pulverulento	9,02	4,27	0,08	0,08	0,36	1,16	0,11	13,2	0,377	69,97
PF-34	Minério duro	0,26	1,19	0,06	<0,01	<0,1	1,32	0,27	0,71	0,075	63,16
BR-1	Minério de Brecha	49,66	1,35	0,08	0,04	<0,1	0,92	<0,1	3,67	0,128	39,79
F-5 P2.8	Filito manganesífero maciço	29,67	3,53	0,07	0,17	0,43	1,11	0,11	36,86	0,197	23,31
F-1 A2A	Filito manganesífero	46,55	16,69	0,04	0,8	1,37	4,09	<0,1	7,19	0,092	8,14
F-9- A2A	Filito hospedeira	56,33	14,59	0,03	0,55	1,37	4,66	0,12	9,56	0,101	0,63

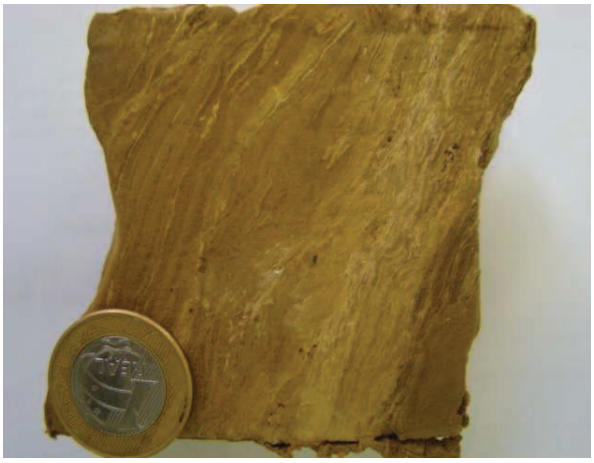


Figura 5.4: Filito hospedeiro, foliação bem marcada. Amostra de testemunho de sondagem F1-A3a, furo 1.

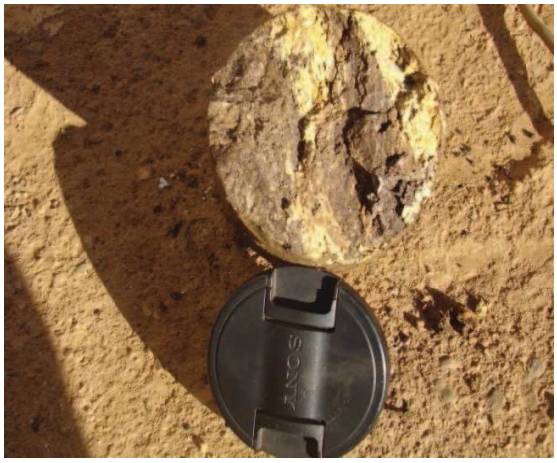


Figura 5.5: Filito hospedeiro com níveis manganesíferos nos planos de foliação.

Os minerais micáceos e o quartzo diminuem de volume, e aumenta o percentual de minerais opacos. Os mineras opacos são anédricos a euédricos, cúbicos, muito finos, e distribuem-se aleatoriamente (Figura 5.4). O mineral opaco euédrico é provavelmente magnetita parcialmente transformada em goethita.

No filito hospedeiro, há variação em relação à presença de minerais de manganês. Próximo ao contato com o metadiamictito não há óxidos de manganês (Figura 5.4). À medida que se afasta do contato a rocha é mais escura e há níveis de óxidos, principalmente nos planos de foliação (Figura 5.5).

Visualmente possui 10%, aproximadamente, de óxido de manganês. Análises químicas indicam teores de óxidos de manganês entre 0,85% e 10%. O filito hospedeiro é o litotipo mais comum no depósito, largamente distribuído tanto verticalmente como lateralmente, e prolonga-se por toda a área mapeada (Figura 5.3)

Ao microscópio, o filito hospedeiro próximo ao contato com o metadiamictito contém quartzo, muscovita, caolinita, minerais opacos, microclina e plagioclásio. A textura é xistosa,

intercalando bandas de minerais planares com bandas quartzosas. Os grãos são menores que 0,4 milímetros. O quartzo perfaz 50% do volume da rocha, a muscovita 40% e a caolinita 8%. A microclina e plagioclásio são finos e detríticos, em torno de 1%. Minerais opacos euédricos, subédricos e anédricos são comuns, disseminados em todas as porções da rocha, geralmente nas porções mais xistosas (Figura 5.6 e 5.7). Em alguns pontos, a identificação dos minerais planares é prejudicada devido à presença de minerais opacos, que estão disseminados em toda a rocha mascarando as características dos minerais (Figura 5.7).

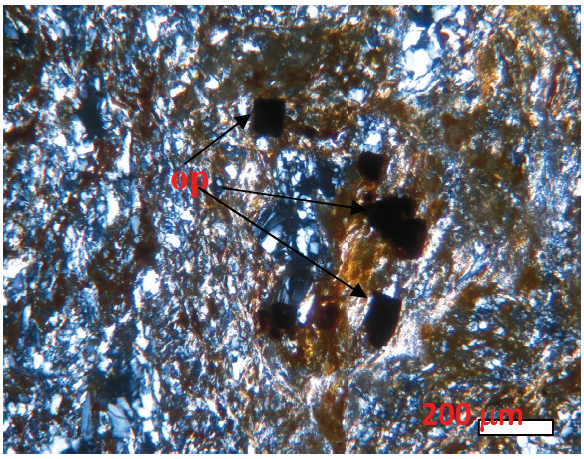


Figura 5.6: Fotomicrografia de amostra de filito hospedeiro com cristais cúbicos de minerais (op) opacos. Nicóis cruzados. Amostra de testemunho de sondagem F1-A3a, furo 1. Luz transmitida.

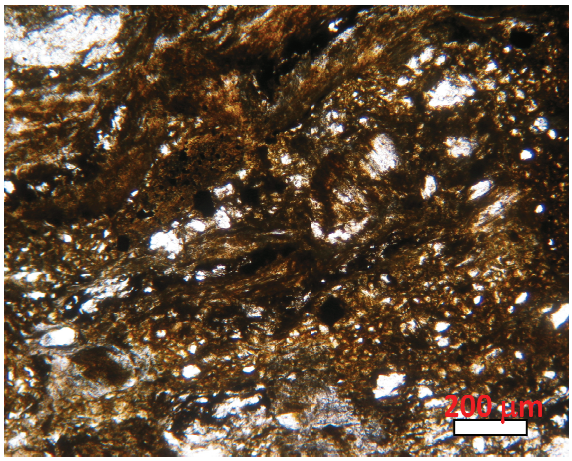


Figura 5.7: Fotomicrografia de filito hospedeiro com minerais opacos disseminados. Nicóis paralelos. Amostra de testemunho de sondagem F1-A3a Furo 1. Luz transmitida.

Análises por difração de raios-x na porção próxima ao contato com o metadiamictito identificou quartzo, muscovita, caulinita, albita, microclina, rutilo, goethita e hematita.

Ao microscópio, o filito distal ao metadiamictito é caracterizado pela presença de quartzo, muscovita, caolinita e minerais opacos. A foliação é bem desenvolvida, a granulação é fina e a textura é xistosa (Figura 5.8). O filito é composto por bandas claras de quartzo, muscovita e caolinita, e bandas escuras de óxidos de manganês e óxi-hidróxidos de ferro (Figura 5.9).

O quartzo corresponde a 45% do volume, com grãos de até 2 milímetros; a textura é granoblástica. Os grãos de quartzo podem estar dispersos ou em aglomerados na rocha. A muscovita perfaz 30% do volume da rocha, e é muito fina (< 0,1 milímetros). Esse mineral demarca bem a foliação da rocha intercalando bandas claras e escuras. Os minerais opacos correspondem a 15% do volume, são de diversos tamanhos, com os maiores possuindo 5 milímetros. Possuem hábito cúbico e prismático; no entanto, a maior parte são anédricos (Figura 5.10). Os minerais opacos (possivelmente óxidos de manganês e óxidos-hidróxidos de

Fe) estão nos planos de foliação formando bandas claras e escuras, e nos espaços vazios da rocha (Figura 5.11). A caolinita corresponde a 10% do volume da rocha, é produto do intemperismo da muscovita, e ocorre nas bordas e nas clivagens dos cristais.

A análise por difração de raios-x identificou quartzo, muscovita, rutilo, caolinita, goethita e criptomelana.

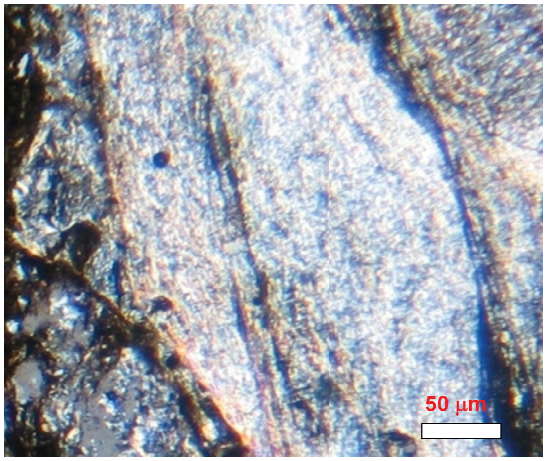


Figura 5.8: Fotomicrografia de filito hospedeiro, marcando a foliação. Nicóis cruzados. Amostra de testemunho F9-A2a, furo 9. Luz transmitida.

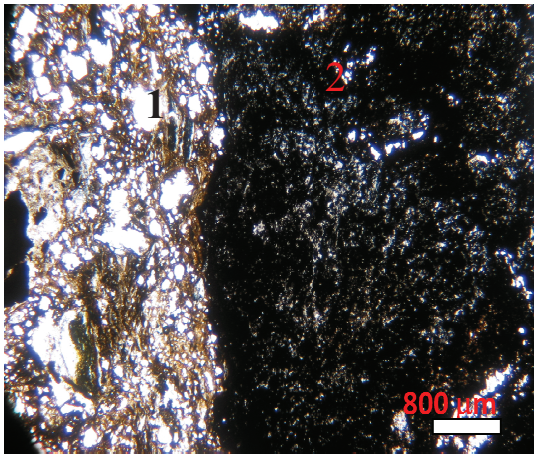


Figura 5.9: Fotomicrografia de filito hospedeiro com bandas claras e escuras:1, banda constituída por quartzo, muscovita, 2: banda rica em minerais opacos. Nicóis paralelos. Amostra de testemunho de sondagem F9-A2a, furo 9. Luz transmitida.

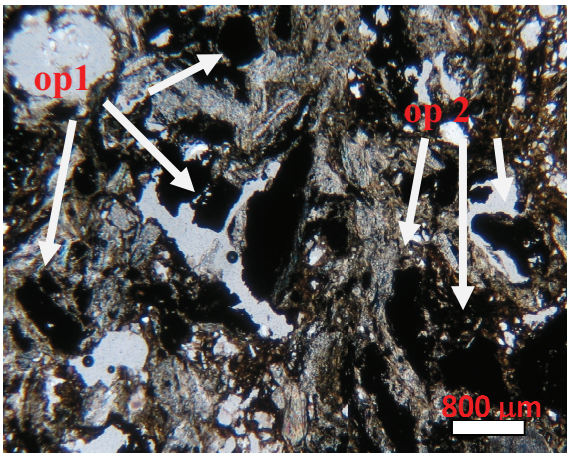


Figura 5.10: Fotomicrografia de filito hospedeiro mostrando minerais opacos euédrico (op1), e minerais opacos anédricos (op 2). Nicóis cruzados. Amostra de testemunho de sondagem F9-A2a, furo 9. Luz transmitida.

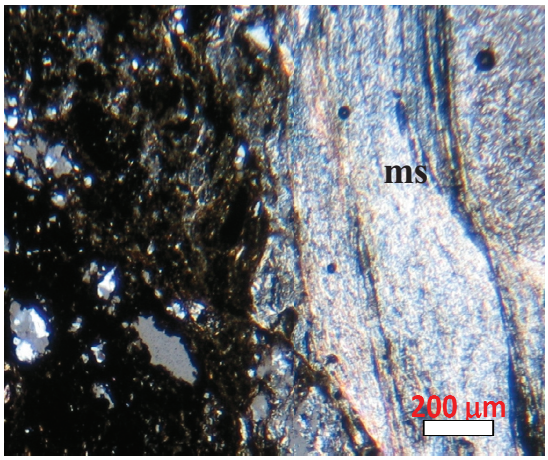


Figura 5.11: Fotomicrografia de filito hospedeiro, onde a muscovita (ms) marca a foliação, em contato com porção rica em minerais opacos. Nicóis cruzados. Amostra de testemunho F9-A2a, furo 9. Luz transmitida.

5.3.2. Filitos Manganesíferos

Os filitos manganesíferos constituem quartzo-muscovita-caolinita filitos ricos em minerais opacos, caracterizados por teor elevado em manganês. Nesses filitos, parte da trama foliada acha-se obliterada pelo enriquecimento em manganês, com minerais micáceos e quartzo substituídos por minerais opacos. Os filitos são caracterizados em dois tipos texturais e químicos: (1) filito com parte da trama obliterada pelo enriquecimento em manganês e teor que varia de 10% a 20%; (2) filito com 80% da trama obliterada e teor que varia de 20% a 35%, classificado como filito manganesífero maciço. Embora mineralogicamente os dois tipos sejam iguais, as percentagens dos minerais variam.

Os filitos manganesíferos encontram-se geralmente em contato com o corpo mineralizado (vide anexo 1), em espessura que nunca supera 1,80 metros. Em afloramento caracteriza-se por níveis e bandas milimétricos a centimétricos de óxidos de manganês intercalados a níveis filíticos (Figura 5.12). Trata-se de rocha muito friável, com textura sedosa, granulação fina, amarelo escuro a marrom e, nos níveis mais ricos em óxido de manganês, é azul escuro. Dobras e falhas de pequena escala são comuns em afloramento, amostras de mão bem como em lâmina delgada (Figura 5.13).



Figura 5.12: Filito manganesífero friável com níveis de manganês nos planos de foliação com algumas porções obliteradas. Ponto F-41.



Figura 5.13: Dobras centimétricas impostas ao filito manganesífero. Amostra de testemunho de sondagem F1-A2a, furo 1.

Este litotipo possui níveis bem definidos de óxidos de manganês nos planos de foliação e/ou acamamento em algumas porções (Figura 5.14); em outras porções a trama da rocha está parcialmente obliterada.

A mineralogia é constituída por quartzo, muscovita, caolinita e minerais opacos. A rocha é muito porosa, em torno de 10%, e localmente minerais opacos anédricos ocupam esses espaços vazios. A textura geral da rocha é caracterizada por estruturação plano-paralela, bandada, com níveis de minerais opacos intercalados a níveis de muscovita e quartzo (Figura 5.15), sendo a trama localmente obliterada por minerais opacos (Figura 5.16). Dobras S e/ou Z estão sempre associadas a porções xistosas da rocha sendo ricas em minerais opacos anédricos.



Figura 5.14: Níveis de manganês nos planos de foliação do filito manganesífero. Ponto F-40.

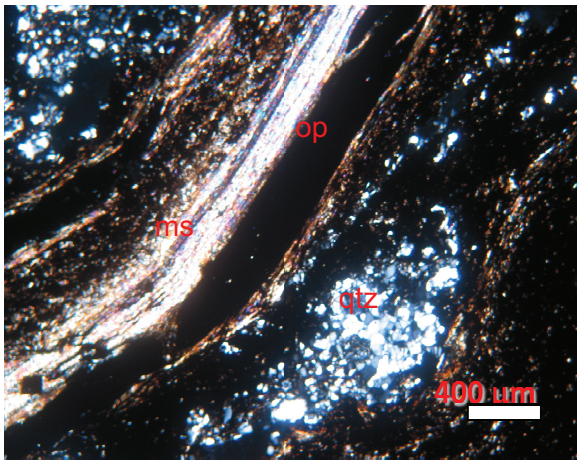


Figura 5.15: Fotomicrografia em filito manganesífero onde bandas de muscovita (ms) intercaladas a bandas de minerais opacos (op) e bandas de quartzo (qtz). Nicóis cruzados. Amostra de testemunho de sondagem F1-A2a, furo 1. Luz transmitida.

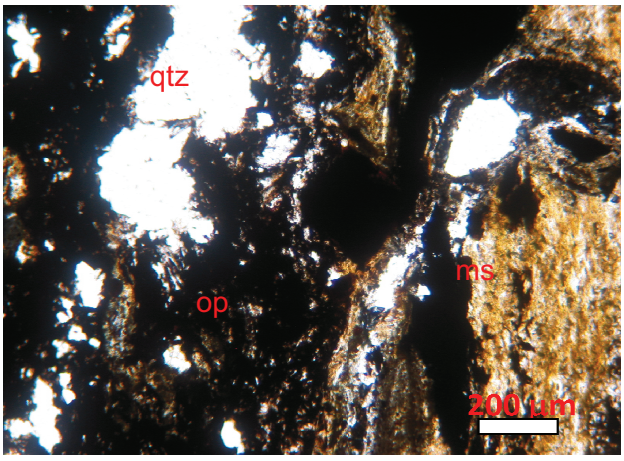


Figura 5.16: Fotomicrografia em filito manganesífero. Perda da trama original da rocha pela substituição por minerais opacos (op).qtz: quartzo, ms: muscovita. Nicóis paralelos. Amostra de testemunho de sondagem, F1-A2a, furo 1. Luz transmitida.

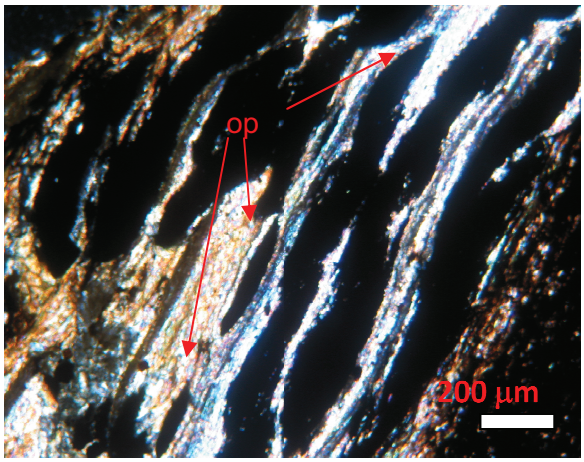


Figura 5.17: Fotomicrografia de filito com minerais opacos (op) dentro dos planos de foliação. Nicóis cruzados. Amostra de testemunho de sondagem, F1-A2a, furo 1. Luz transmitida.

Ao microscópio, nos filitos manganesíferos com a trama parcialmente obliterada, o quartzo representa 40% do volume da rocha, entre 0,1 milímetros e 0,5 centímetros. Localmente, cristais de quartzo estão cominuídos e têm extinção ondulante. Onde cominuídos, os grãos formam aglomerados, e imprimem uma textura mais grossa à rocha. Geralmente os grãos de quartzo estão orientados segundo a direção geral da foliação; nessas porções são comuns cristais policristalinos. Muscovita corresponde a 30% do volume da rocha em cristais finos <0,2 milímetros. Concentra-se em bandas, imprimindo uma textura xistosa à rocha e marcando bem a foliação. A muscovita está intemperizada formando caolinita. Os minerais opacos perfazem 25% do volume da rocha. Geralmente se concentram nos planos de foliação e ocupam espaços vazios. Alguns minerais opacos estão envolvidos pelos minerais micáceos imprimindo um aspecto facoidal (Figura 5.17). A maior parte dos minerais opacos é anédrico. Podem ter hábito cúbico principalmente nas porções onde a foliação é menos desenvolvida (Figura 5.18).

A análise por difração de raios-x constatou a presença de quartzo, muscovita, caolinita, rutilo e goethita.

Ao microscópio, o filito manganesífero maciço é caracterizado pela presença de quartzo, criptomelana, pirolusita e muscovita. Os minerais de manganês crescem nos interstícios da rocha ocupando os espaços vazios, sempre bordejando cristais de quartzo (Figura 5.19). A criptomelana perfaz 30% do volume da rocha, com cristais que variam de 0,1 a 1,5 milímetros; no entanto, grande parte dos cristais variam de 0,3 a 0,6 milímetros.

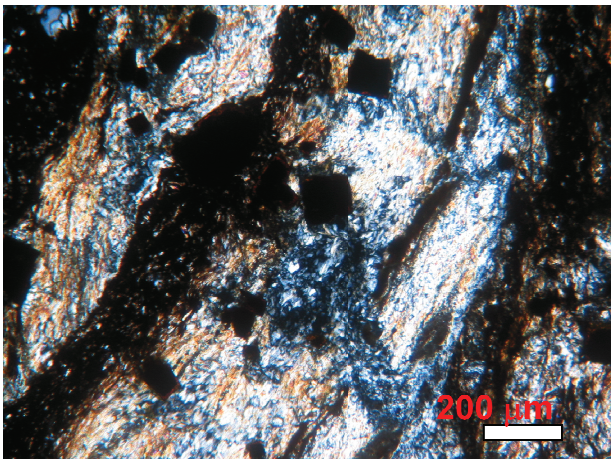


Figura 5.18: Fotomicrografia de filito manganesífero com cristais cúbicos de minerais opacos em porções menos afetadas pelo enriquecimento em manganês. Nicóis cruzados. Amostra de furo de sondagem F5-A1a, furo 5. Luz transmitida.

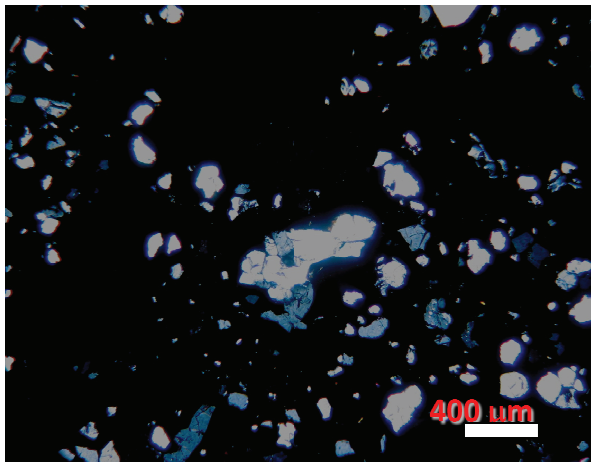


Figura 5.19: Fotomicrografia de massa compacta de minerais de manganês cimentando filito manganesífero maciço. Nicóis paralelos. Amostra de testemunho de sondagem, F5-A1a, furo 5. Luz transmitida.

Comumente criptomelana anédrica a subédrica cimenta a rocha, e entre seus cristais há espaços vazios onde crescem novos cristais de criptomelana e pirolusita de aproximadamente 0,3 milímetros (Figura 5.20). Ao microscópio eletrônico de varredura, criptomelana e pirolusita estão nos interstícios da rocha (Figura 5.21), são bem formados, de hábito planar e lamelar, respectivamente (Figura 5.22 e 5.23). A pirolusita é rara, representando menos de 5% do volume da rocha. Seus cristais podem chegar a 0,3 milímetros, com hábito acicular a fibroradiado e tabular (Figura 5.23 e 5.24). Geralmente cresce a partir dos maiores cristais de criptomelana. A pirolusita pode crescer tanto a partir da borda como do centro da criptomelana (Figura 5.24). Goethita corresponde a 15% do volume da rocha com até 0,2 milímetros (Figura 5.25), geralmente no centro e nas bordas dos cristais de criptomelana; goethita pode ser arredondada ou subédrica. Os cristais subédricos parecem ser pseudomorfos de cristais de magnetita. O quartzo perfaz 35% do volume da rocha, em grãos variando de 0,1 a 4,5; milímetros, no entanto a maior parte dos cristais estão entre 0,2 e 0,4 milímetros; sendo geralmente granoblásticos. A muscovita é rara, <10% da rocha, em palhetas <0,1 milímetros, na porção xistosa da rocha onde a mineralização não foi tão intensa.

As análises por difração de raios-x detectaram quartzo, muscovita, pirolusita hematita e goethita.

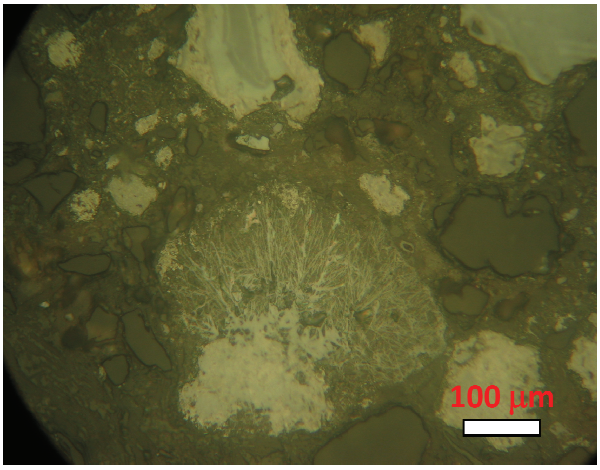


Figura 5.20: Fotomicrografia de cristais de pirolusita crescendo a partir de cristais de criptomelana. Amostra de testemunho de sondagem, F-5, furo 5. Luz refletida.

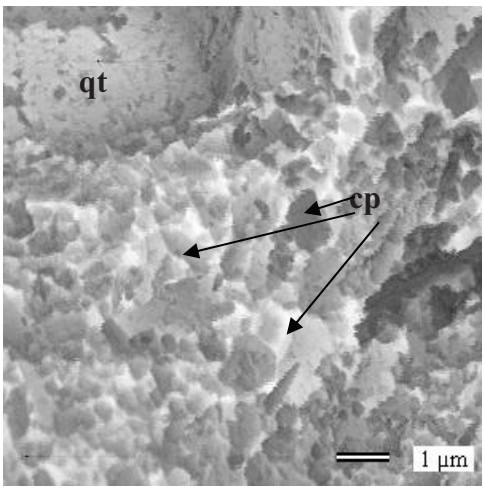


Figura 5.21: Fotomicrografia ao MEV, indicando crescimento de cristais lamelares de criptomelana nos interstícios dos de quartzo. qtz, quartzo, cp, criptomelana. Amostra de testemunho de sondagem, F-5, furo 5.

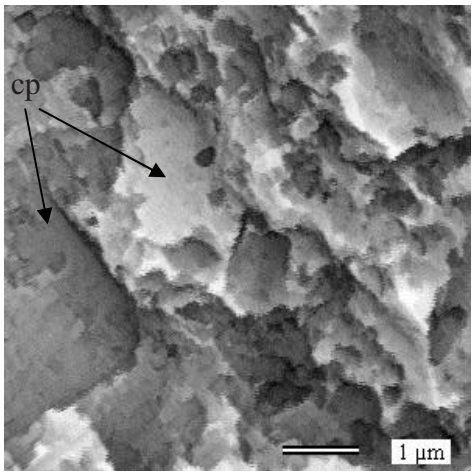


Figura 5.22: Fotomicrografia ao MEV. Cristais de criptomelana (cp) lamelar. Amostra de testemunho de sondagem, F-5, furo 5.

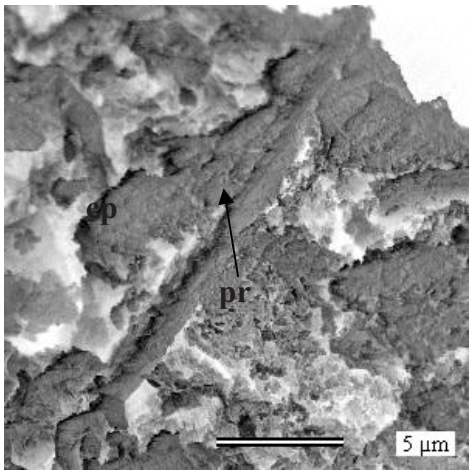


Figura 5.23: Fotomicrografia ao MEV de cristais de pirolusita (pr) tabular crescendo junto a cristais lamelares de criptomelana (cp). Amostra de testemunho de sondagem F-5, furo 5.

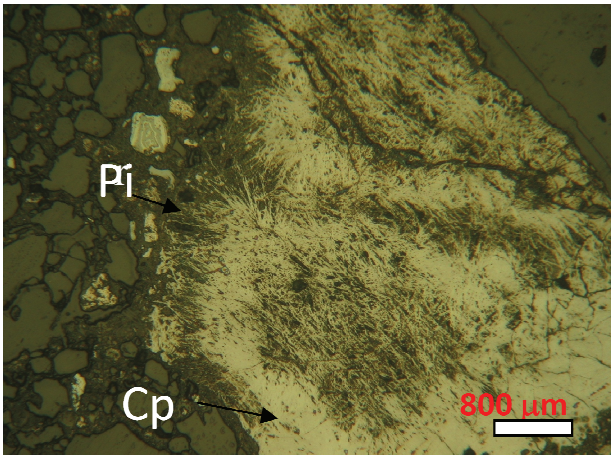


Figura 5.24: Cristais fibrosos de pirolusita (pr) crescendo a partir de cristais de criptomelana (Cp). Amostra de testemunho de sondagem F-5, furo 5. Luz refletida.

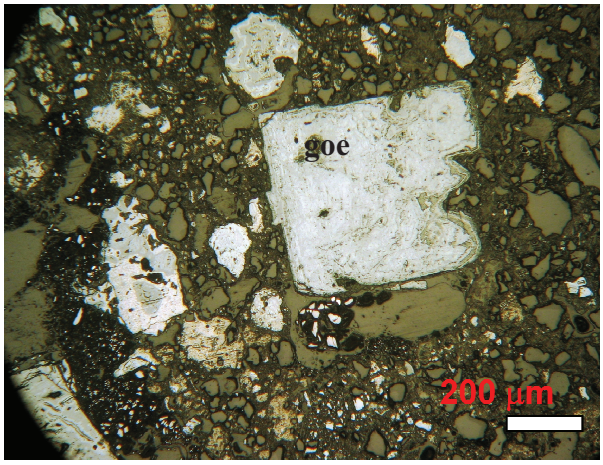


Figura 5.25: Cristais de goethita (goe) com face preservada possivelmente herdada de magnetita. Amostra de testemunho de sondagem, F-5, furo 5. Luz refletida.

5.3.3. Minério Duro (minério de manganês)

Esta denominação é dada devido ao minério não possuir mais trama, ser maciço e duro, compacto, e os minerais de manganês representarem quase 80% do volume da rocha. O minério duro está na base do corpo de minério (vide anexo 1). Os seus teores são relativamente altos, podendo alcançar 41,0% de manganês total. Os menores teores são por volta de 27,0%. Nesse tipo de minério há transição para o minério tipo brecha (Figura 5.26). Na faixa de transição, o minério duro apresenta clastos de filito. À medida que se sobe no perfil do corpo mineralizado, aumenta a quantidade de clastos enquanto que o teor de manganês diminui. O minério é azul escuro, constituído por uma massa compacta (Figura 5.27) que, em algumas porções, exibe cavidades onde crescem óxidos de manganês com

hábito lamelar (Figura 5.28). A espessura do corpo que contém esse tipo de minério pode chegar a 3,0 metros. A textura da rocha no geral é microcristalina. Textura em pente é comum, com os cristais de polianita bem formados ocupando espaços vazios da rocha. Intercrescimento de cristais é observado em cristais com hábito lamelar.

Ao microscópio, o minério duro é caracterizado por agregados de minerais de manganês em grande parte microcristalino (Figura 5.29), goethita e quartzo. As massas de manganês geralmente estão fraturadas, e nessas fraturas podem crescer novas gerações de cristais aciculares de pirolusita. O principal mineral de manganês é a criptomelana microcristalina (Figura 5.30), correspondendo a 40% do volume da rocha em cristais ≤2,0 milímetros. Em análise ao microscópio eletrônico de varredura, a criptomelana é lamelar e os cristais estão compactados havendo poucos espaços entre os grãos (Figura 5.31).



Figura 5.26: Transição entre minério duro e brecha mineralizada. Ponto PF-44.



Figura 5.27: Minério duro; vista em afloramento. Ponto PF-44a.

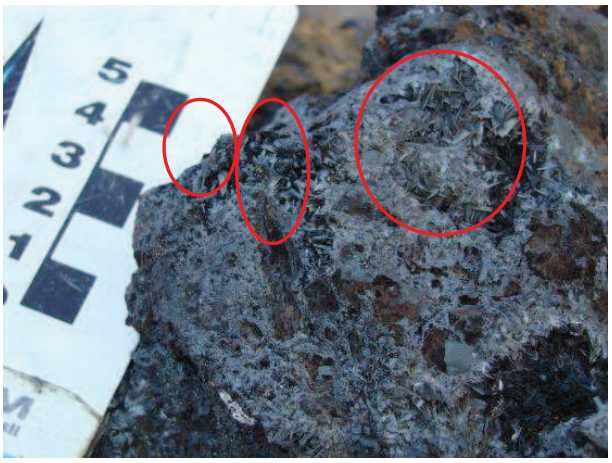


Figura 5.28: Minério duro. Os círculos indicam cristais de pirolusita (polianita) com hábito mamelonar. Amostra PF-34.

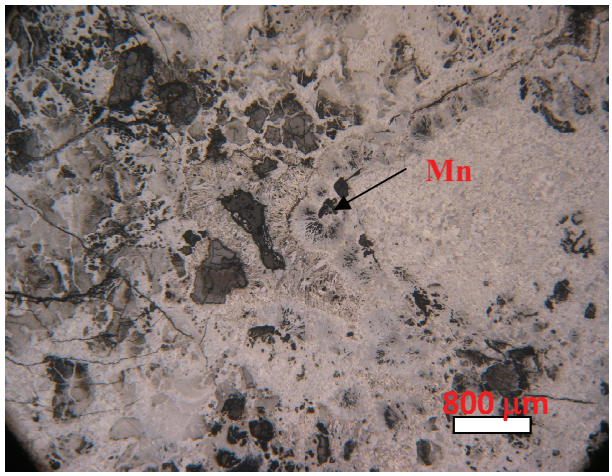


Figura 5.29: Fotomicrografia de cristais microcristalinos e fibroradiados de minerais de manganês. Amostra PF-44. Luz refletida.

Massas de criptomelana possuem venulações <0,5 milímetros, onde crescem cristais de pirolusita lamelar, aciculares (Figura 5.32), e que correspondem a 30% do volume da rocha. A pirolusita possui hábito lamelar, acicular, fibro-radiado (Figura 5.33). Cristais aciculares crescem geralmente em volta dos grandes grãos ocupando os espaços intergranulares. É comum cristais bem formados de pirolusita formando textura flor de gelo crescendo sobre cristais microcristalinos (Figura 5.34). Esses últimos cristais aciculares de pirolusita, crescem nas bordas dos grãos de quartzo (Figura 5.35) podendo recobrir grande parte do mineral.

A goethita corresponde a 15% do volume da rocha; varia entre 0,1 a 0,8 milímetros, é tabular com bordas arredondadas (Figura 5.36) e se concentra em uma porção da rocha pobre em óxidos de manganês e rica em goethita, embora haja finos cristais por toda a rocha. Geralmente os cristais de goethita estão limonitizados; a alteração de goethita para limonita inicia-se tanto nas bordas como nas fraturas dos grãos.

O quartzo constitui o principal mineral de ganga deste tipo de minério, perfazendo 10 a 15% do volume da rocha. Geralmente são cristais bem formados, com extinção reta em grande parte dos grãos. Variam de 0,2 a 0,8 milímetros, com os maiores sendo bem formados (Figura 5.37). Minerais de manganês geralmente recobrem os grãos de quartzo; no entanto é muito comum que cristais bem formados de pirolusita e criptomelana cresçam nas bordas dos maiores cristais de quartzo.

A análise do difratograma de raios-x identificou a presença de pirolusita, criptomelana, romanechita e goethita.

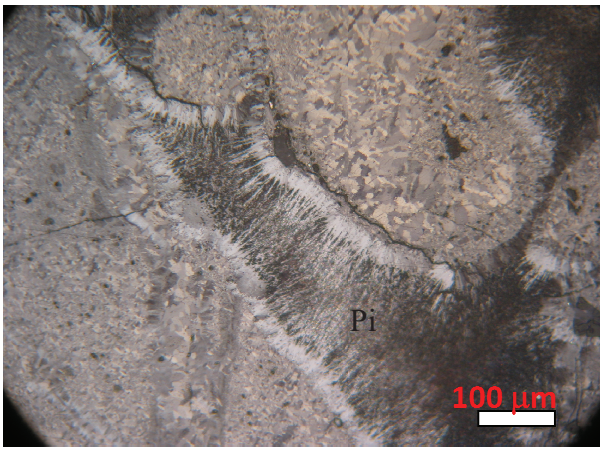


Figura 5.30: Fotomicrografia de cristais microcristalinos de criptomelana e cristais fibrosos de pirolusita crescendo a partir dos cristais microcristalinos. Amostra PF-44. Luz refletida.

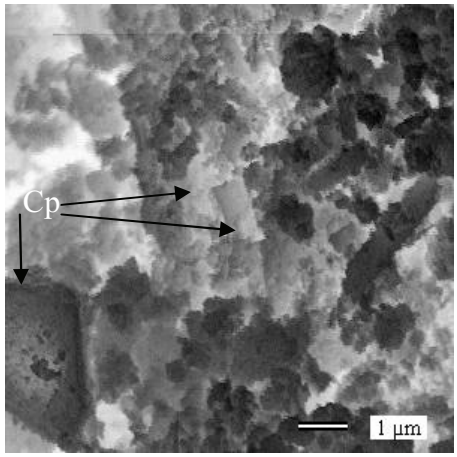


Figura 5.31: Fotomicrografia ao MEV de criptomelana lamelar. Amostra PF-44.

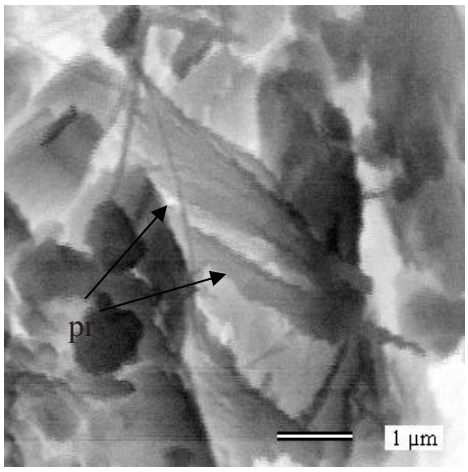


Figura 5.32: Fotomicrografia ao MEV de pirolusita (pr) com hábito tabular e acicular crescendo nos espaços vazios da rocha em minério duro. Amostra PF-34.

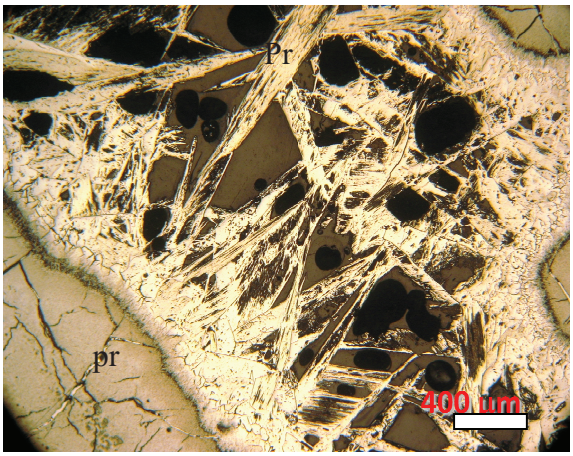


Figura 5.33: Fotomicrografia de minério duro de cristais lamelares de pirolusita crescendo a partir de cristal detrítico de pirolusita (pr). Amostra PF-34. Luz refletida.

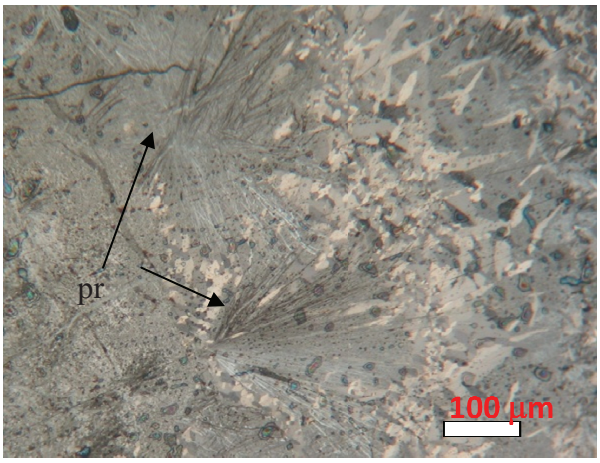


Figura 5.34: Fotomicrografia de minério duro. Cristais de pirolusita (pr) formando Flor de Gelo. Amostra PF-34. Luz refletida.

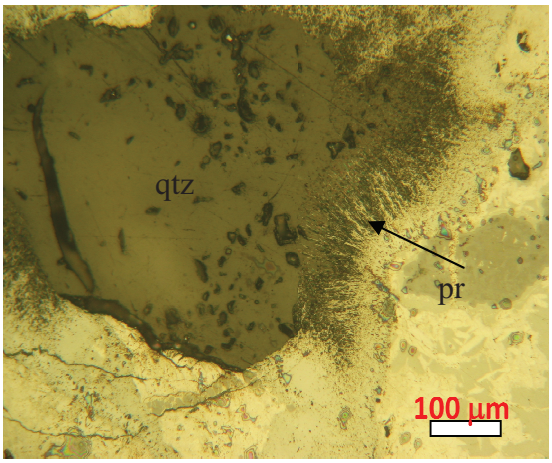


Figura 5.35: Fotomicrografia de minério duro de cristais de pirolusita (pi) cobrindo grão de quartzo (qtz). Amostra PF-44. Luz refletida.

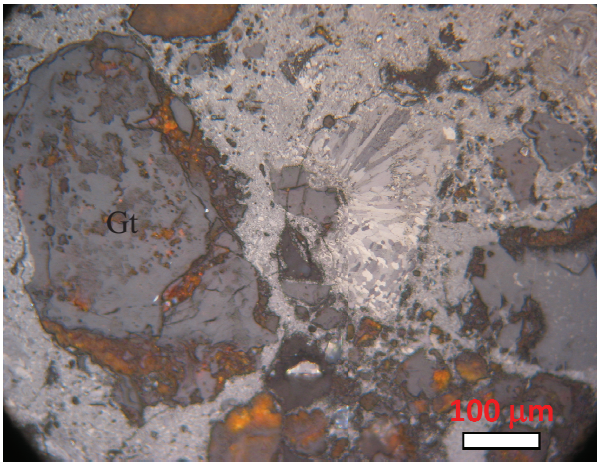


Figura 5.36: Fotomicrografia de minério duro de cristais de goethita arredondados e limonitizados. Amostra PF-44. Luz refletida.

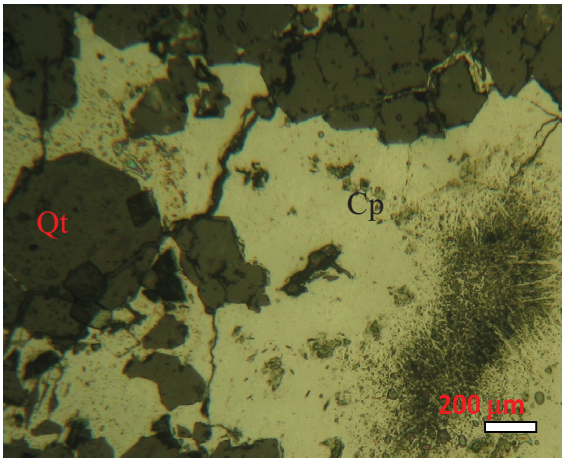


Figura 5.37: Fotomicrografia de minério duro de massas criptocristalinas fraturadas com cristais microcristalinos preenchendo as fraturas. Amostra PF-34. Luz refletida.

5.3.4. Brecha de Minério

É o minério de maior volume no depósito, correspondendo a 60%. A classificação deste minério é estritamente textural. Os seus teores variam muito, entre 8,5% e 36% de manganês total com uma média de 25%. O estágio de mineralização está ligado ao fraturamento e espaços entre os interstícios (Figura 5.38), e as rochas mais fraturadas apresentam altos teores. Os minerais contidos nos espaços vazios da rocha são duros, e há poucas cavidades. Onde as fraturas são mais largas precipitam-se óxidos de manganês formando pirolusita com hábito botroidal perfeito.

Esse tipo de minério é composto por fragmentos de quartzitos, filitos, quartzo de veio e minerais de ferro e manganês (Figura 5.39). As porções ricas em quartzitos que podem ser duras ou muito friáveis. Onde são friáveis, trata-se de areia muito fina de fácil desagregação.

O tamanho máximo dos clastos é 5 centímetros; podem ser arredondados ou facetados. Localmente a rocha preservou o acamamento e os minerais de manganês cresceram dentro destes planos e nas fraturas da rocha. É comum o crescimento secundário de cristais botroidais de psilomelana a partir da matriz manganesífera, recobrindo parte da rocha. A associação de veio de quartzo e minerais de manganês é muito comum, formando brecha constituída predominantemente por quartzo e minerais de manganês (Figura 5.39). Os planos de crescimento dos cristais de quartzo podem conter óxidos de manganês (Figura 5.40); minerais de manganês podem também recobrir cristais de quartzo. Amostras de furos de sondagem registram essa ocorrência a uma profundidade de aproximadamente 5 metros.

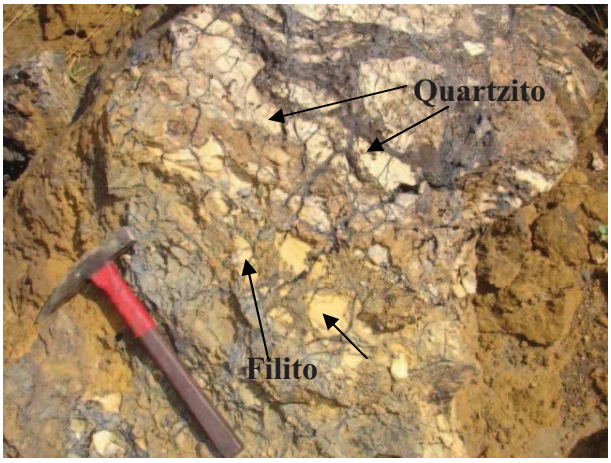


Figura 5.38: Brecha formada por clastos de quartzito, filito e cimentado por minerais de manganês. Ponto PF-03.



Figura 5.39: Brecha formada por quartzo de veio e minerais de manganês. Furo 8 P 4,90.

A mineralogia em amostras de mão inclui pirolusita e criptomelana, goethita, limonita, quartzo e sericita. Ao microscópio, observam-se criptomelana, hematita, goethita, quartzo de veio, quartzo de quartzitos e muscovita. A textura é de brecha, os cristais de manganês preenchem os espaços nos interstícios dos clastos (Figura 5.41). Os tamanhos dos grãos da rocha são <5 milímetros; quase não há contato entre os grãos de quartzo. Entre os minerais de manganês há sobrecrescimento de cristais, com pirolusita bem formada crescida a partir de cristais microcristalinos.

O principal mineral de ganga nesse tipo de minério é o quartzo, que varia de 15% a 40% do volume da rocha. Pode ser >5,0 milímetros, mas no geral o tamanho dos grãos não ultrapassa os 2 milímetros, principalmente onde o minério é formado por clastos quartzíticos. Os grãos de quartzo geralmente estão dispersos na matriz (Figura 5.42). Finos veios de óxido de manganês cortam cristais de quartzo; dentro dos veios de manganês há grãos de quartzo (Figura 5.43), que possivelmente foram rompidos. Entre os cristais de quartzo, cristais bem formados de minerais de manganês se desenvolvem, sendo geralmente lamelares (Figura 5.44). Os cristais de criptomelana correspondem a 40% do volume da rocha, são criptocristalinos a microcristalinos. Geralmente a partir dos cristais de criptomelana crescem cristais com hábito radial, formando flor de gelo (Figura 5.45).

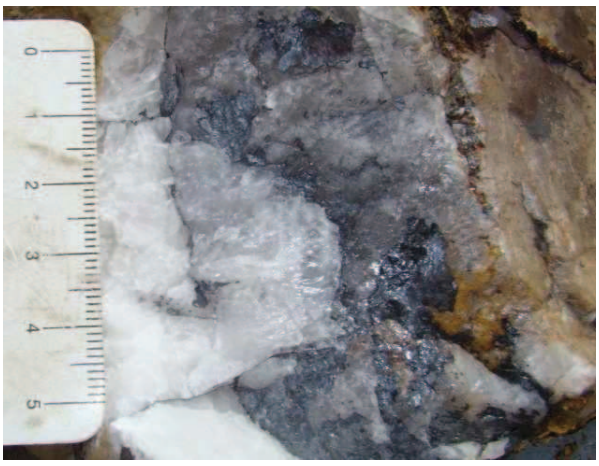


Figura 5.40: Minerais de manganês crescendo nos planos de crescimento de cristal de quartzo. Amostra Q 1.

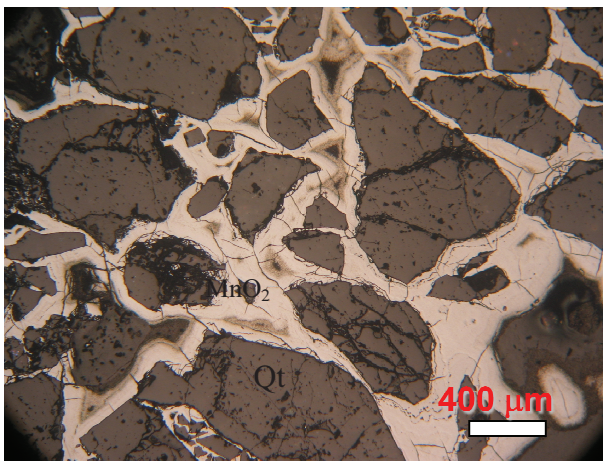


Figura 5.41: Fotomicrografia de minério de brecha com cristais microcristalinos preenchendo espaços entre os grãos de quartzo. Amostra de furo de sondagem F8-A1a, furo 18. Luz refletida.

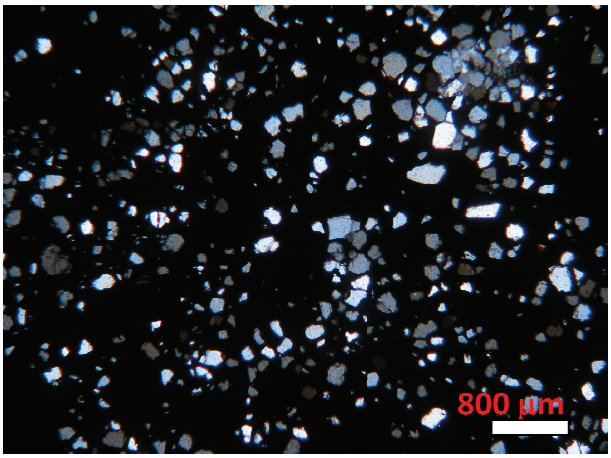


Figura 5.42: Fotomicrografia de quartzo em meio à matriz manganesífera. Amostra BR-01. Nicóis cruzados. Luz transmitida.

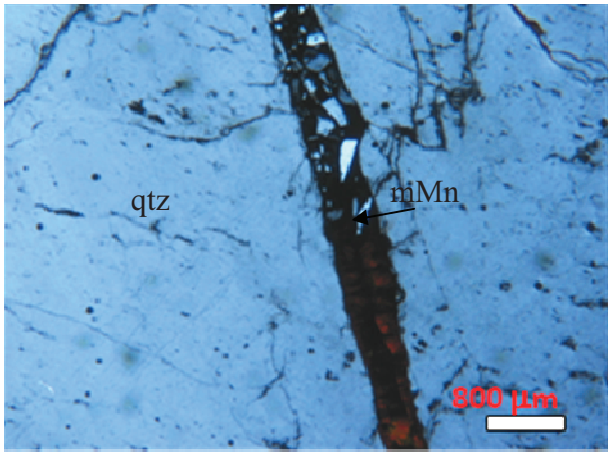


Figura 5.43: Fotomicrografia de veio de manganês cortando quartzo. Nicóis paralelos. Amostra de furo de sondagem F18 A1a, furo 18. Luz transmitida.

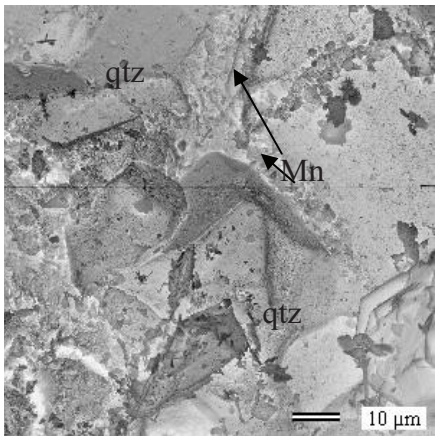


Figura 5.44: Fotomicrografia ao MEV de minério de brecha, demonstrando o preenchimento entre os grãos de quartzo por minerais de manganês. Amostra BR-01

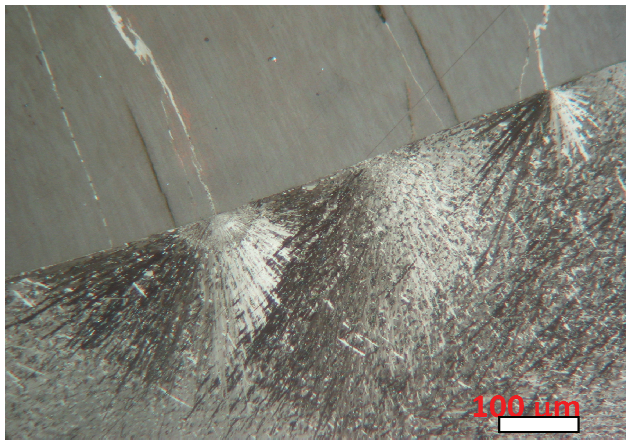


Figura 5.45: Fotomicrografia de minério de brecha. Cristais de criptomelana criptocristalina formando cristais radiais de pirolusita. Amostra BR 01. Luz refletida.

Grande parte da criptomelana é criptocristalina, sendo que os cristais microcristalinos estão nas fraturas das massas criptocristalinas. Localmente há transformação dos cristais de criptomelana em pirolusita (Figura 5.46), e esta última pode chegar a 20% do volume da rocha; são cristais anédricos a euédricos. Os cristais euédricos possuem hábito lamelar, fibroradial e acicular, e são menores que 0,4 milímetros. Geralmente os cristais bem formados ocupam espaços vazios da rocha ou estão sobrecrescidos às massas criptocristalinas (Figura 5.47 e 5.48). Os cristais anédricos constituem grandes massas coloformes, indicando precipitação proveniente de soluções coloidais (Figura 5.49).

A goethita está sempre associada a cristais microcristalinos de criptomelana, podendo ter 15% do volume da rocha. Possuem tamanhos menores que 0,2 milímetros, e geralmente hábito herdado da magnetita. A muscovita é rara, encontrada apenas nos fragmentos de filito. Os cristais são <0,05 milímetros.

A difração de raios-x indica a presença de quartzo, criptomelana, pirolusita, hematita, goethita e muscovita.

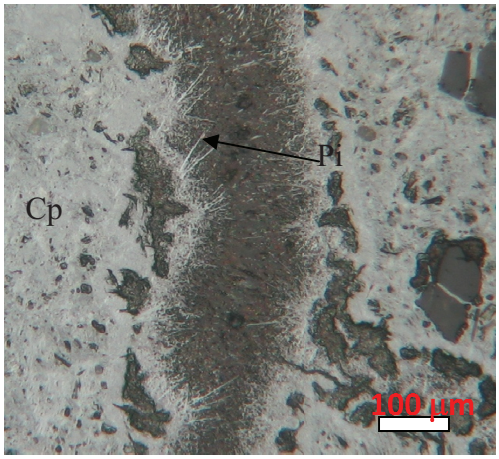


Figura 5.46: Fotomicrografia de cristais euédricos de pirolusita. Amostra de testemunho de sondagem F8-A1a, furo 8.

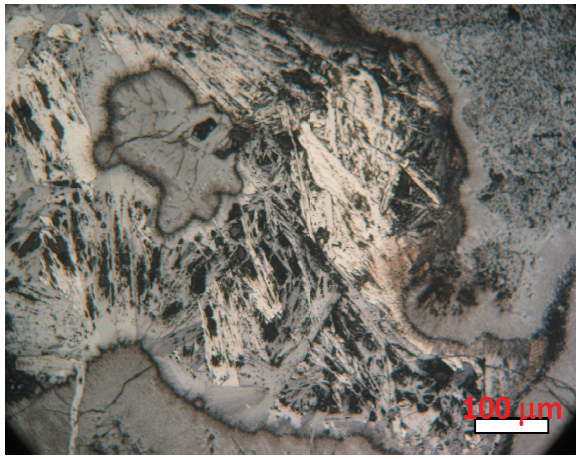


Figura 5.47: Fotomicrografia de cristais de pirolusita ocupando espaços vazios da rocha. Amostra de testemunho de sondagem F8-A1a, furo 8.

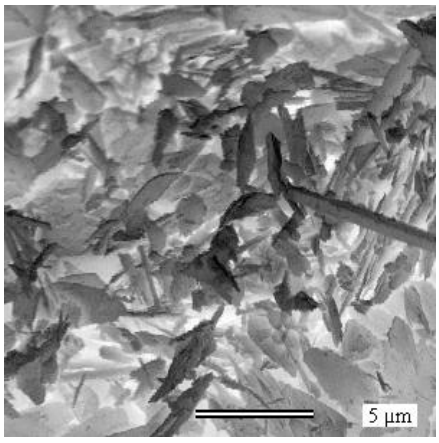


Figura 5.48: Fotomicrografia ao MEV de cristais de pirolusita bem formados. Amostra BR-01.

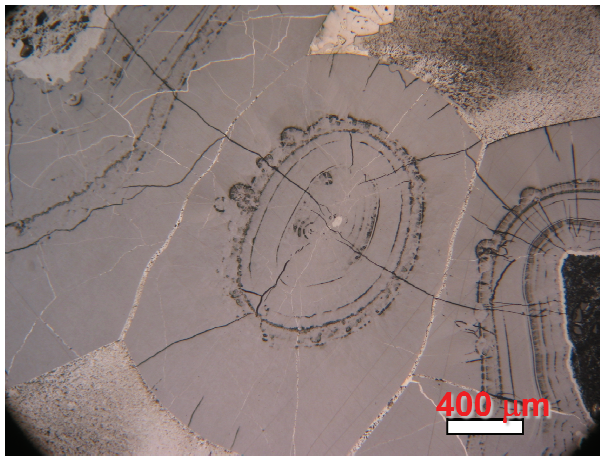


Figura 5.49: Fotomicrografia de cristal coloforme de pirolusita. Amostra de testemunho de sondagem F8-A1a, furo 8.

5.3.5. Minério Pulverulento (bióxido de manganês)

Este tipo de minério é o de maior teor no depósito, e encontra-se em todos os corpos mapeados. O volume não é grande, mas seu valor é extremamente importante, devido a suas características físicas e químicas. Os teores variam entre 40,0 % a 46,0% de manganês total. O minério pulverulento é muito fino, azul escuro a preto (Figura 5.50), formando corpos lenticulares centimétricos a métricos, que podem chegar a 5,0 metros de comprimento e 1 metro de altura. Está sempre a uma profundidade de no máximo 5,0 metros, exceto no Corpo Ranchinho onde se encontra a 13,0 metros do nível do solo. A continuidade dos corpos é de

difícil compreensão uma vez que não se observou nenhum controle estrutural aparente para o seu posicionamento. O que pode ser identificado é o controle geomorfológico devido às profundidades de ocorrência sempre próximas e os corpos estarem sempre associadas a áreas muito fraturadas.

A mineralogia deste tipo de minério é pirolusita, quartzo, muscovita e goethita. O mineral predominante é a pirolusita fraturada, que perfaz 85% do volume da rocha. Os grãos são menores que 0,05 milímetros, exceto nas grandes massas que se desestruturam em pequenos cristais. A fragmentação dos cristais pode ocorrer tanto nas bordas quanto no centro dos cristais (Figura 5.51). A análise ao microscópio eletrônico de varredura identificou hábitos lamelar, prismático e acicular (Figura 5.52). Os minerais geralmente formam aglomerados arredondados (Figura 5.53) e, entre esses, quase não há contato, gerando uma textura porosa e pulverulenta no minério. Os aglomerados de pirolusita possuem no máximo 1,5 milímetros e, geralmente, são mais angulosos devido à fragmentação do grão. O quartzo e a muscovita correspondem a menos de 10% do volume da rocha, com granulação muito fina. Estão sempre em uma área da rocha que está menos mineralizada. A goethita perfaz 5% do volume da rocha. Os cristais são muito finos, menores que 0,05 milímetros, arredondados e estão dispersos na rocha.

O difratograma de raios-x identificou pirolusita, quartzo, goethita e muscovita.



Figura: Figura 5.50: Afloramento de minério pulverulento. Ponto PF-04.

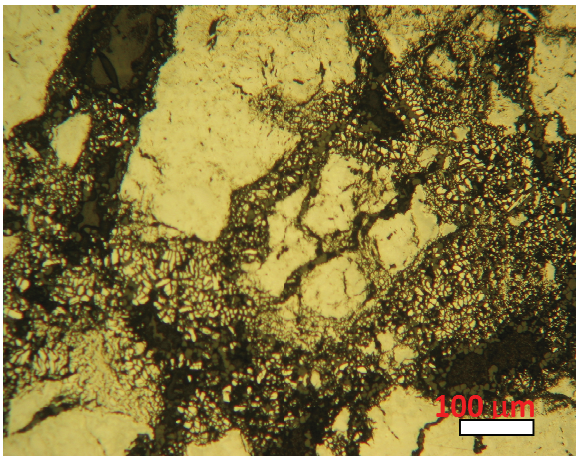


Figura 5.51: Fotomicrografia de aglomerados de pirolusita se desestruturando em grãos muito pequenos. Amostra de minério pulverulento. Luz refletida.

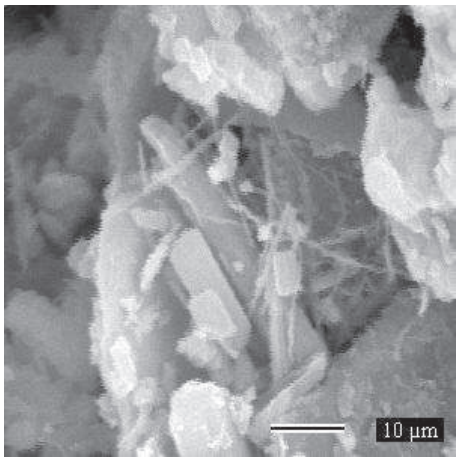


Figura 5.52: Fotomicrografia ao MEV de cristais prismáticos e aciculares de pirolusita. Amostra BX-1 de minério pulverulento.

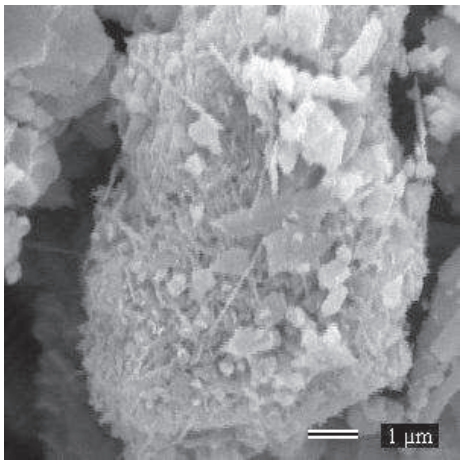


Figura 5.53: Fotomicrografia ao MEV de aglomerados de manganês formados por cristais principalmente de pirolusita. Amostra Bx-1 de minério pulverulento.

5.2.6. Minério Ferro-manganesífero

Este tipo de minério é caracterizado por formar uma capa ferro-manganesífera abaixo das coberturas colúvio-evulionares. A análise química deste material indica teor de 10% de Mn total e 35% de ferro total de média, mas pode chegar a 20% de Mn total. É vermelho amarronzado a azulado (Figura 5.54), muito duro; localmente há cavidades que cristalizam estalactites - estalacmites de pirolusita e principalmente goethita (Figura 5.55). A mineralogia desse tipo de minério é goethita, limonita, pirolusita e quartzo; a goethita representa maior volume. A limonita está sempre associada a cristais de goethita, sendo produto de intemperismo desse mineral. A pirolusita é coloforme e é resultado de precipitação de soluções coloidais (Figura 5.56).

Devido aos teores de manganês e ferro, a cobertura laterítica colúvio-eluvionarnar pode ser considerada como minério tipo ferro-manganês (Figura 5.57). Embora os teores em manganês sejam baixos, esse tipo de minério pode agregar valor ao produto final como minério para *blendagem*.



Figura 5.54: Minério ferro-manganês de cor azul com tons vermelhos. Ponto PF-12.



Figura 5.55: Cristais de estalactites – estalacmites de goethita e limonita Ponto PF -3.

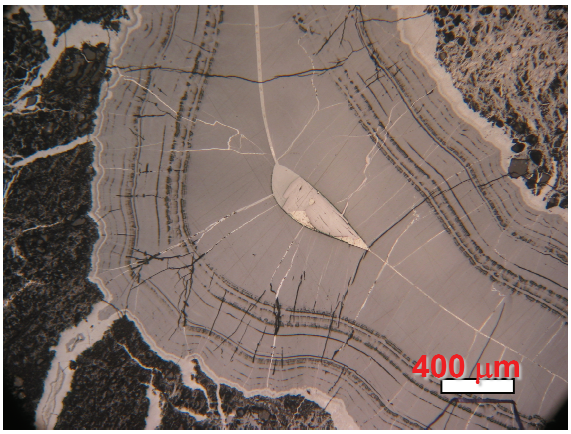


Figura 5.56: Fotomicrografia de cristal de pirolusita proveniente de soluções coloidais. Amostra de furo de sondagem F-21 A1a, furo 21.

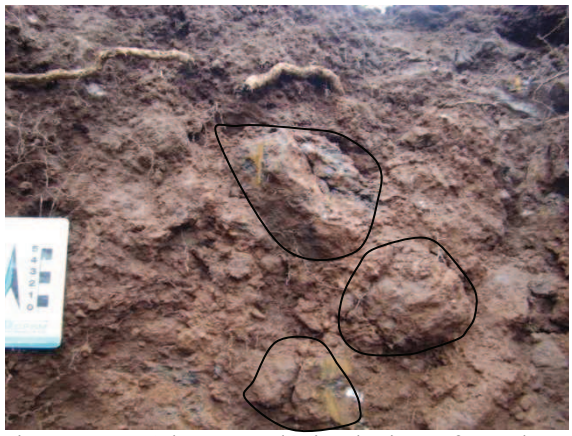


Figura 5.57: Cobertura colúvio-eluvionar formada por seixos e blocos mineralizados em manganês. Poço de pesquisa.

CAPÍTULO 6-MODELO METALOGENÊTICO

O Planeta Terra na sua evolução formou e forma depósitos de manganês por três processos mineralizadores: sedimentar, hidrotermal e supergênico. (Roy 1997). A fonte primária de manganês é vulcanismo submarino em bacias *rift* e aporte terrígeno (Lydon 1988, Beukes 1993, Scott 1997, Roy 2006). Após a dissolução do metal em bacias marinhas, o íon de manganês se movimenta até que encontre condições de precipitação (Glasby 1988, Beukes 1993, Roy 2006).

Em bacias continentais ricas em sedimentos manganesíferos podem-se formar depósitos de manganês hidrotermais *stratabound*, devido à expulsão de fluidos pela compactação associada a eventos tectônicos (Glasby 1988, Roy 1997). Onde ocorrem mineralizações de manganês, seja sedimentar ou hidrotermal, essas concentrações ou mesmo depósitos, estão sujeitos à ações da supergênese, podendo enriquecer ou formar depósitos de baixas profundidades por enriquecimento supergênico (Roy 1997).

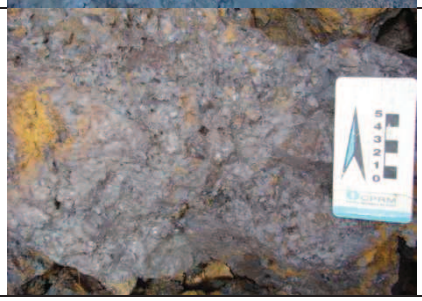
Conforme os dados levantados em bibliografias, trabalho de campo, laboratoriais e descritivos, é discutido a seguir o modelo de mineralização proposto para o Depósito da Mina Fazenda dos Penas, com base nas variações litológicas observadas (Tabela 6.1).

Para o modelo metalogenético da jazida, é proposta a combinação de três processos: o primeiro sedimentar, o segundo por fluidos hidrotermais e o terceiro supergênico.

6.1. Sistema Sedimentar

As evidências de um primeiro estágio para a formação do depósito ter se iniciado por processo sedimentar pode ser defendida de acordo com diversas evidências, a saber: **a)** evolução do Grupo Macaúbas; **b)** os depósitos e ocorrências de manganês estarem sempre hospedados no filito do Grupo Macaúbas ao longo da borda oeste da Serra do Espinhaço; **c)** estruturas e texturas existentes no filito hospedeiro, e **d)** anomalia para teores de manganês nos filitos do Grupo Macaúbas.

Tabela 6.1: Variação litológica no depósito da Mina Fazenda dos Penas.

Litotipo	Mineralogia	Fotografia
Filito hospedeiro	Quartzo-muscovita- caolinita-minerais opacos.	
Filito manganesífero	Quartzo-criptomelana-pirolusita-muscovita.	
Minério duro	Pirolusita-criptomelana-quarzto.	
Brecha de minério	Quartzo-pirolusita-criptomelana.	
Minério pulverulento	Pirolusita-criptomelana-muscovita-quartzo.	
Minério ferro-manganesífero	Quartzo-goethita-pirolusita-criptomelana-muscovita	

a) Evolução do Grupo Macaúbas

A evolução do Grupo Macaúbas é discutida mais detalhadamente no Capítulo 2. A seguir apresenta-se a contextualização do Grupo Macaúbas em relação às ocorrências de manganês.

A evolução geológica do Grupo Macaúbas inicia-se a partir do riftiamento que ocorreu por volta de 1 Ga (Gradim *et al*. 2005), evoluiu para uma bacia marinha com desenvolvimento de margem passiva (Noce *et al.* 1997), e vulcanismo submarino associado (Pedrosa-Soares *et al*. 2001, Gradim *et al*. 2005), tendo duração até aproximadamente 670 Ma (Queiroga 2007) (Figura 6.1).

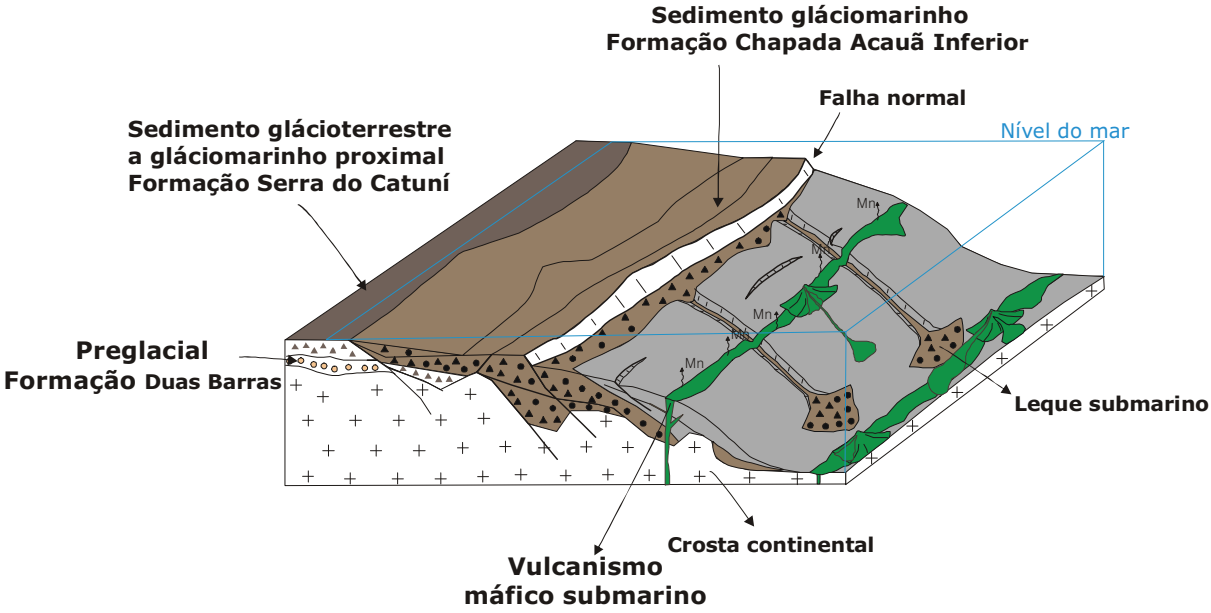


Figura 6.1: Reconstrução paleo-ambiental esquemática que ilustra a evolução do Grupo Macaúbas. Seção frontal do bloco diagrama modificada de Gradim *et al*. (2005).

No vulcanismo submarino, a geração de fluidos ricos em ferro e manganês é comum, observado em diversas bacias *rift* em todo mundo (Lydon 1988, Beukes 1993, Scott 1997). Com a exalação dos íons Fe^{2+}e Mn^{2+}, estes metais ficam em suspensão na água do mar até que tenham condições de oxiredução adequadas para a precipitação (Robb 2005), o que pode ser resumido de acordo com os diagramas A e B da Figura 6.2.

Por volta de 750 a 800 Ma, registra-se glaciação no cráton do São Francisco interpretada como de origem gláciomarinha (Uhlein *et al*. 2004), e posterior sedimentação de diamictitos e siltitos associados à ambiente gláciomarinho, atribuído ao Grupo Macaúbas (Karfunkel 1984, Pedrosa-Soares *et al*. 2005).

A glaciação ocorrida no Grupo Macaúbas, por volta de 800 milhões de anos (Uhlein *et al*. 2004), foi um mecanismo de desoxigenação da bacia, que possibilitou dissolução de manganês e ferro na água do mar, e assim estes metais puderam se movimentar bacia.

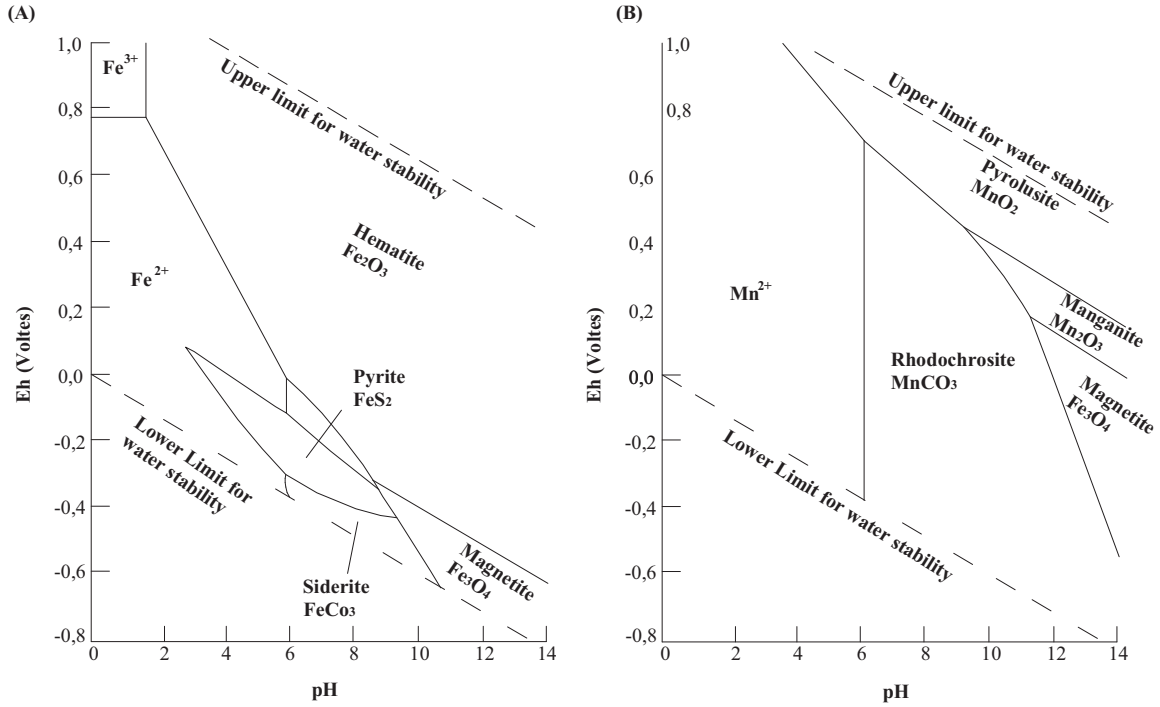


Figura 6.2: (A) Diagrama de Eh e pH mostrando a estabilidade de minerais de ferro em ambientes a T=25º C e P 1 bar. (B) Diagrama mostrando a estabilidade de minerais de manganês, não foi informado pelo autor às condições ambientais. (Garrels & Christ, 1965, Krauskopf & Bird, 1995).

Com o início do degelo no Grupo Macaúbas houve formação de diamictitos, possibilitando a oxigenação da bacia. Como resultado, os íons de manganês que se encontravam dissolvidos na água do mar junto a sedimentos finos encontraram condições de sedimentação formando o pelito enriquecido em manganês, classificado como filito hospedeiro (Capítulo 5). De acordo com a evolução geológica para o Grupo Macaúbas, proposta por Gradim *et al.* (2005), e evolução do Orógeno Araçuaí (Pedrosa-Soares 2000), propõe-se um modelo resumido de sedimentação para os filitos manganesíferos do Grupo Macaúbas (Figura 6.3). Conforme a evolução discutida é possível que ocorrências de manganês se estendam por quase toda a sequência filítica do Grupo Macaúbas.

Buhn & Stanistreet (1997) e Meert & Von der Voo (1994) descrevem a sincronisidade dos depósitos de manganês e ferro relacionados à evolução de margens passivas e eventos glaciogênicos. Na Índia e na Namíbia, Bondopodhyan (1988) e Buhn (1992) e na China (Tie-bing *et al.* 2006) descrevem depósitos relacionados a esses eventos.

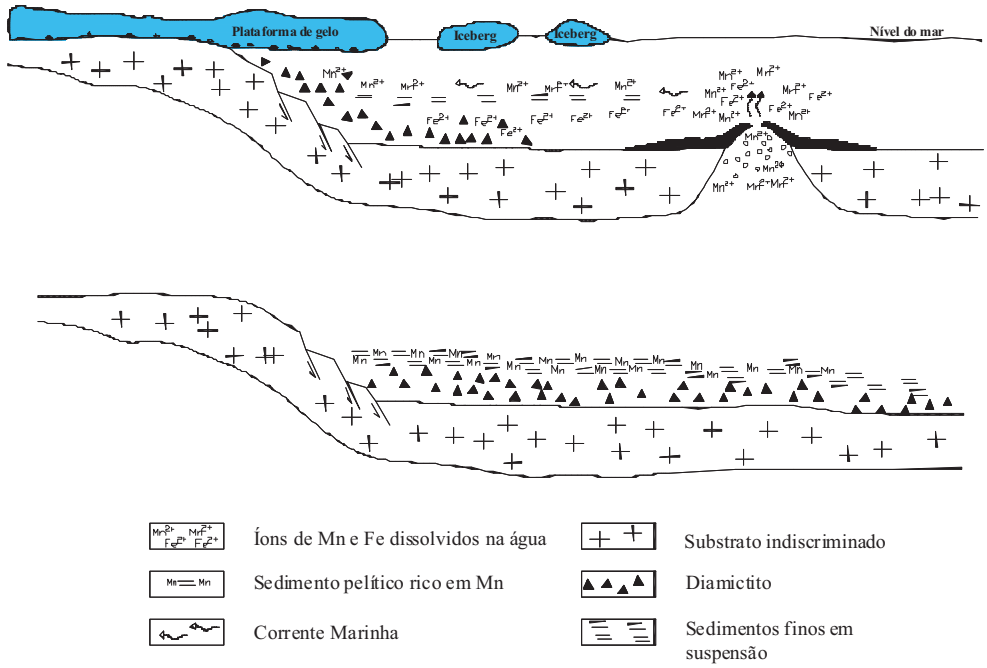


Figura 6.3: Modelo esquemático para a formação de siltitos manganesíferos do Grupo Macaúbas. (Modificado de Uhlein *et al.* 2007).

b) Depósitos e Ocorrências de Manganês no Grupo Macaúbas

Mapeamentos realizados na Borda Oeste da Serra do Espinhaço identificaram diversas ocorrências de manganês ao longo da borda oeste da Serra do Espinhaço Meridional (Figura 3.2) (Folha topográfica Presidente Kubscheque IBGE 1982, Dossin 1983, Projeto Espinhaço 1997, Renger comunicação verbal 2007, Fermavi Mineração Ltda, relatório interno 2008), no contato com os litotipos do Grupo Macaúbas. As ocorrências estão sempre hospedadas nas rochas metassedimentares finas (filito) do Grupo Macaúbas. Podem ser citadas as ocorrências do Vale do Capão (Silva 2008), da Fazenda do Inglês, Fazenda Inhames, Mina Fazenda Penas (Dossin 1983), ocorrência do Paredão, no distrito do Rio Preto, Santana de Pirapama-MG (Dossin 1983, Fermavi Mineração Ltda, relatório interno 2009), Depósito da Represa do Rio Paraúnas e ocorrência da Cachoeira da Capivara, Vila Alexandre Mascarenhas, Gouveia-MG (Focco Engenharia, relatório interno 2007) e ocorrências na região de Santo Hipólito (Renger comunicação verbal 2007).

c) Estruturas e Texturas da Rocha Hospedeira

É comum encontrar níveis manganesíferos na sequência de sedimentos finos do Grupo Macaúbas (Figura 6.4). Estes níveis estão nos planos de acamamento e principalmente foliação. São centimétricos a milimétricos, friáveis, azul escuro a preto. Em lâmina delgada, localmente, os minerais de manganês estão completamente envolvidos pela foliação (Figura 6.5), indicando que para os minerais de manganês seriam pré-metamórfismo.

No filito hospedeiro do depósito, há evidências que o metamorfismo imposto foi capaz de organizar os minerais de manganês, sobretudo, nos planos de foliação. Antes da estruturação atual do Grupo Macaúbas e, consequentemente do metamorfismo, acredita-se que óxidos de manganês estavam disseminados na pilha de rocha sedimentar sem um controle estratigráfico muito efetivo Apesar disso, é possível que houvessem níveis mais ricos em manganês, principalmente nos níveis superiores mais distais do contato com o diamictito. Com o advento do Ciclo Brasiliano e fechamento da Bacia Macaúbas (Pedrosa-Soares *et al*. 2007), o metamorfismo imposto ao filito foi suficiente para o rearranjo dos minerais de manganês principalmente nos planos de foliação (Figuras 6.4 e 6.5). Em amostras de furos de sondagem, minerais de manganês que estão no plano de foliação, formando bandas enriquecidas, tendem a se concentrar em fraturas das rochas em finos veios, indicando uma mobilidade dos óxidos de manganês.



Figura 6.4: Minerais de manganês nos planos de foliação do filito.

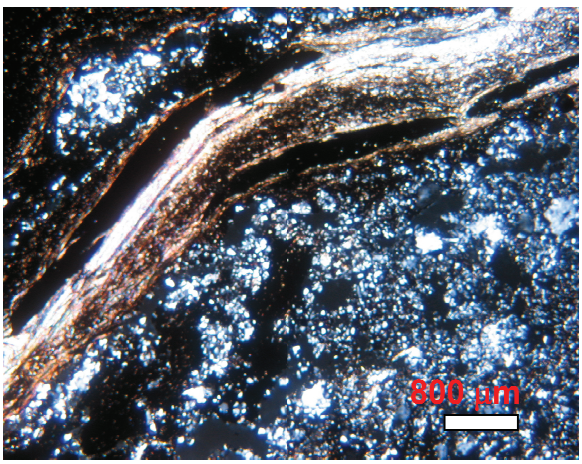


Figura 6.5: Minerais de manganês envolvidos pela foliação. Nicóis paralelos. Amostra de furo de sondagem F-1A-2a, furo 1. Luz transmitida.

Localmente, a foliação contendo minerais de manganês inflete na direção da zona fraturada que está preenchida por minerais de manganês. (Figuras 6.6 e 6.7). É possível que a formação destes veios esteja relacionada a fluidos metamórficos tardios da fase transtensional, que provocou relaxamento na rocha hospedeira formando espaços vazios na rocha e, consequentemente, a ocupação destes espaços por fluidos ricos em manganês.



Figura 6.6: Finos veios de manganês formados pela mobilização de manganês para zonas de fratura. Notar que a foliação inflete em direção à zona fraturada. Amostra de furo de sondagem F-1-A2a.

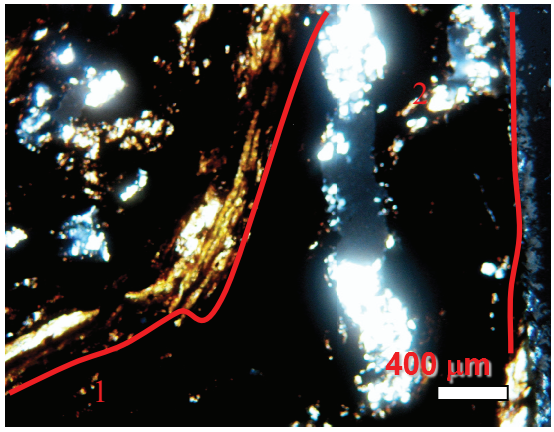


Figura 6.7: Fotomicrografia de veio de manganês em decorrência da mobilização do elemento. 1 minerais de manganês no plano preferencial da foliação, 2, veio de minerais de manganês preenchendo fratura da rocha. Nicóis cruzados. Amostra de furo de sondagem F-1-A2a. Furo 1. Luz transmitida.

d) Anomalia de Manganês

Os teores de manganês no filito mapeado no depósito da Fazenda dos Penas, e na ocorrência da Cachoeira da Capivara, são anômalos em relação às rochas de gênese semelhante (Tabela 6.1). O comparativo do filito mapeado com sedimentos marinhos com gênese semelhante (Potts *et al*. 1992, NASC) indica um claro enriquecimento em manganês do filito na área de estudo, sendo similar ao siltito da formação Águas Claras, hospedeira da mineralização de manganês do Azul na Serra do Carajás (Costa *et al*. 2006) (Tabela 6.2).

A Figura 6.8 indica os teores de manganês para as diversas rochas indicadas na Tabela 6.1.

Tabela 6.2: Tabela comparativa para os elementos maiores.

Elementos	NASC	USGS-STD	Azul 160	F9-A2a	A-49
SiO_2	64.80	64,13	63,2	56,33	Na
TiO_2	0,7	0,64	0,627	0,55	Na
Al_2O_3	16,9	13,96	13,07	14,59	Na
Fe_2O_3	5,65	5,25	4,78	9,56	5
MnO_2	0,06	0,05	0,57	0,63	4,5
MgO	2,86	2,78	3,4	1,37	Na
CaO	3,63	2,68	0,02	0,03	Na
Na_2O	1,14	0,92	0,04	0,12	Na
K_2O	3,97	2,83	4,21	4,66	Na
P_2O_5	0,13	0,21	0,03	0,1	Na

Dados comparativos entre sedimentos oceânicos, siltito hospedeiro do Manganês do Azul, filito hospedeiro do depósito da Fazenda dos Penas e filito hospedeiro da ocorrência da Cachoeira da Capivara.
NASC: north american shale composite for Proterozoic (In. Mahjoor *et al*. 2009).
USGS-STD: amostra de sedimentos oceânicos (Potts *et al.* 1992).
Azul 160: siltito hospedeiro da mineralização de manganês da Mina do Azul (Costa *et al* 2006).
F9-A2a: filito hospedeiro, Depósito Fazenda dos Penas.
A-49: filito coleto em superfície, na ocorrência da Cachoeira da Capivara.
Na: não analisado.

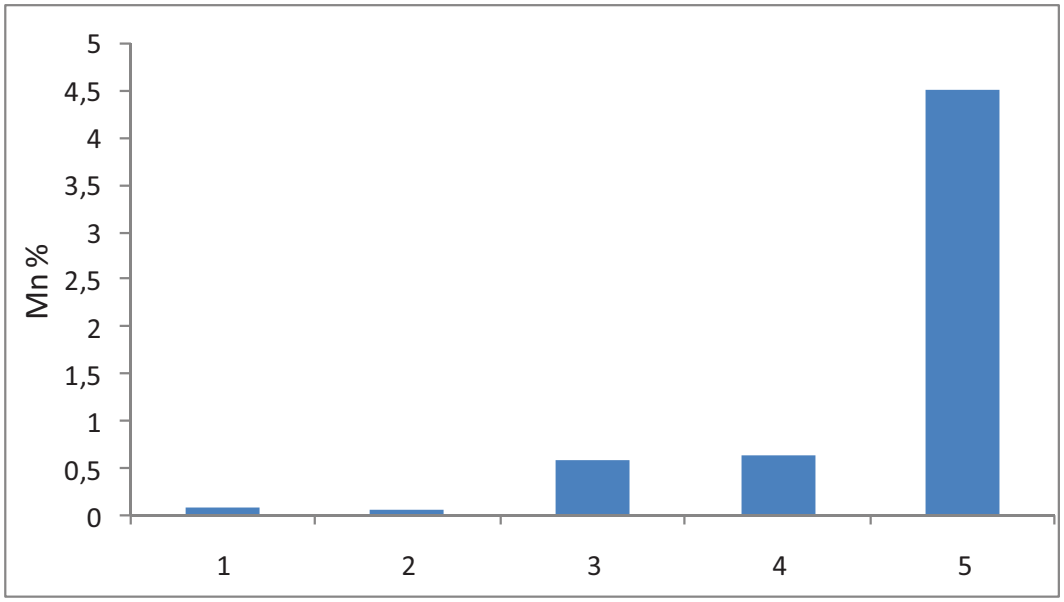


Figura 6.8: Gráfico de teor de Mn% comparativo para as rochas da Tabela 6.1.

1-NASC: North American Shale Composite (In. Mahjoor *et al*. 2009).
2-USGS-STD: amostra de sedimentos oceânicos (Potts *et al.* 1992).
3-Azul 160: siltito hospedeiro da mineralização de manganês da Mina do Azul (Costa *et al* 2006).
4-F9-A2a: filito hospedeiro, Depósito Fazenda dos Penas.
5-A-49: filito coleto em superfície, na ocorrência da Cachoeira da Capivara.

6.2. Sistema Hidrotermal

A contribuição de fluidos hidrotermais na formação da jazida é inferida considerando: a) as estruturas geológicas; b) as texturas dos tipos de minérios; c) a relação do quartzo cristalino com minerais de manganês; d) a mudança mineralógica da rocha hospedeira até o minério.

a) Estruturas Geológicas

As estruturas geológicas exerceram grande importância na evolução do depósito da Fazenda dos Penas. As falhas de direção NW-SE, normais oblíquas, de relaxamento da fase transtensional, e que cortam a rocha hospedeira, são relacionadas aos eventos finais da estruturação da Serra do Espinhaço Meridional (Anexo 2). Essas falhas normais oblíquas podem ter funcionado como canais de escape de fluidos hidrotermais por descompressão. Os fluidos liberados tendem a se depositar em locais de menores pressões, que constituem falhas e fraturas. O corpo mineralizado possui uma forma tabular e direção NW-SE (Figura 6.9).

O modelo da Figura 6.10 propõe um possível sistema mineralizador baseado na descrição citada. Considerando que as paragêneses indicam condições metamórficas de grau baixo (Dossin 1983, Knauer & Grossi-Sad 1997), é possível ter havido interação com águas meteóricas, uma vez que o depósito se encontra em uma área tectonicamente abatida Dossin 1983.

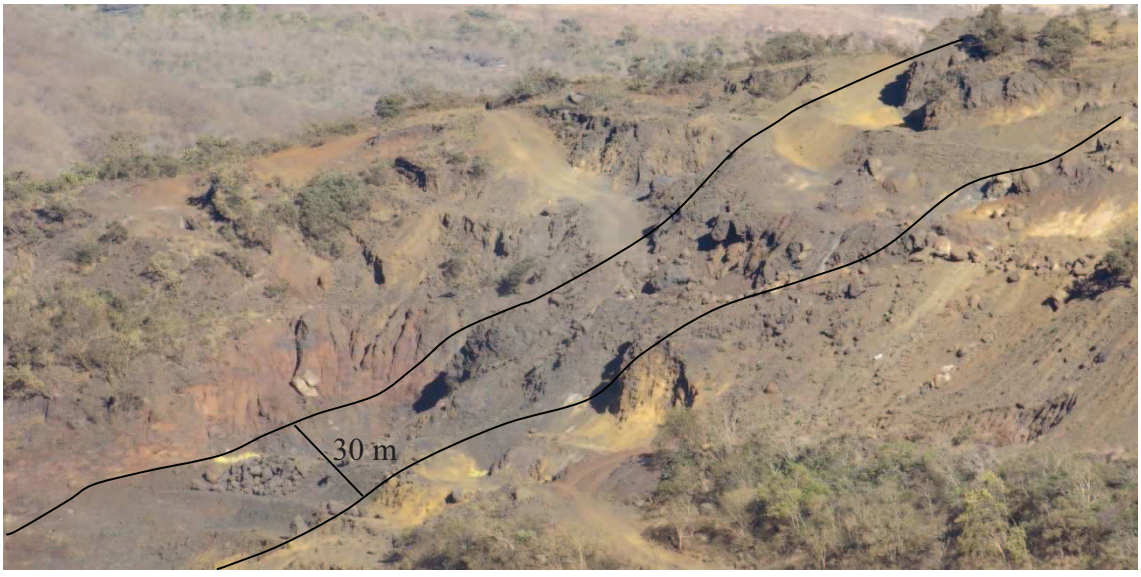


Figura 6.9: Forma tabular do corpo de minério, vista da Serra do Cipó, visada para SW.

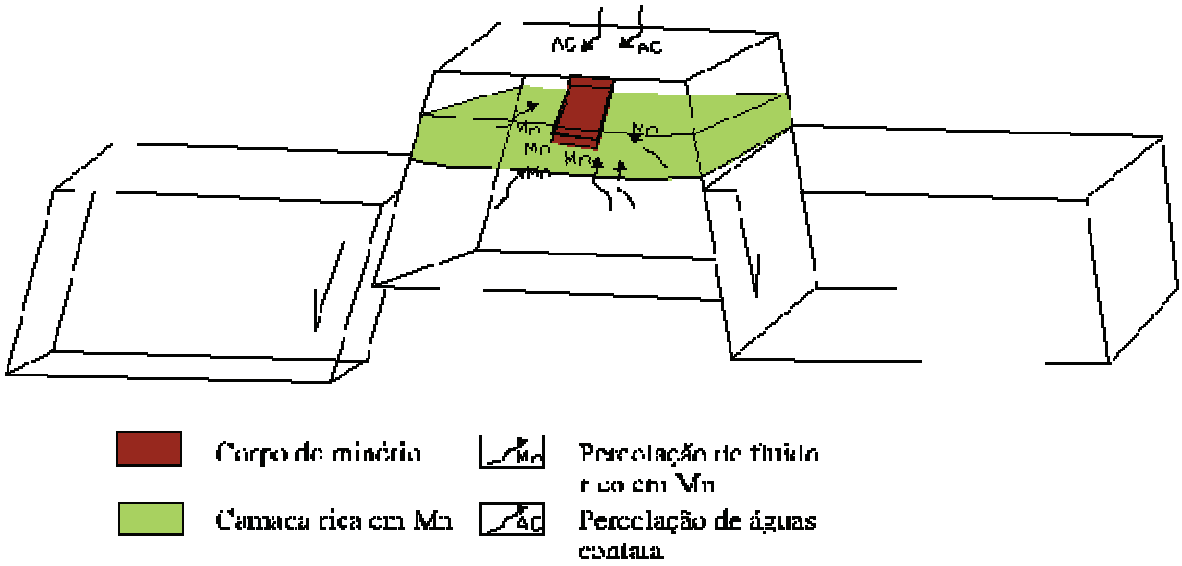


Figura 6.10: Modelo para a mineralização do corpo por escape de fluidos da rocha hospedeira rica em manganês.

Mosier (1986) relata depósitos de manganês no distrito manganesífero de Talamantes, no México, relacionado à ambiente estrutural semelhante. No distrito de Talmantes, o corpo de minério é formado por veios de manganês e brecha manganesífera, relacionado a fluidos hidrotermais bacinais.

b) Texturas dos Tipos de Minérios

O minério existente no depósito da Fazenda dos Penas possui texturas características de depósitos formados em ambientes hidrotermais, já relatado em outros depósitos no mundo (Roy 1968, Mosier & Campbell 1995, Roy 1992, Roy 1997, Leroy & Hubé 2000, Jordan & Burgess 2007). Depósitos de manganês hidrotermais formados em ambientes epizonais são constituídos em grande parte por óxidos de manganês. No entanto, silicatos podem ocorrer (Roy 1968, Mosier & Campbell l995, Jordan & Burgess 2007). Em um perfil vertical, na base do corpo de minério, o minério é duro (Figura 6.11), com poucos espaços vazios, e com teores de manganês de médio a alto. Próximo a superfície, o tipo de minério predominante e o brecha de minério manganesífera com teores médios a baixos (Figura 6.12).

Notar na Figura 6.12, fraturas preenchidas por minerais de manganês, a parte mais concentrada em minerais de manganês está na base do testemunho de sondagem.



Figura 6.11: Minério duro.

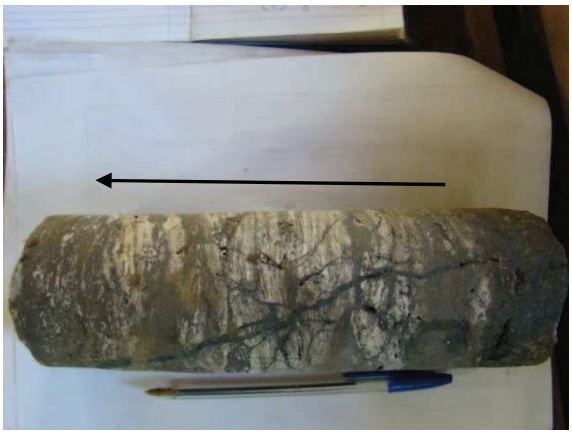


Figura 6.12: Minério de brecha. Notar fraturas preenchidas por minerais de manganês

c) Relação quartzo e minerais de manganês

Ocorrência comum no depósito é a associação de quartzo de veio e minerais de manganês. Os minerais de manganês estão nos planos de crescimento dos cristais de quartzo (Figura 6.13) e na estrutura do cristal (Figura 6.14), indicando um crescimento simultâneo para ambos, sugerindo equilíbrio hidrotermal. Os cristais de quartzo são bem formados, e os cristais de manganês são placóides (Figura 6.15 e 6.16) devido ao pouco espaço de crescimento.



Figura 6.13: Minerais de manganês nos planos de crescimento de cristais bem formados de quartzo. Amostra Q-1.

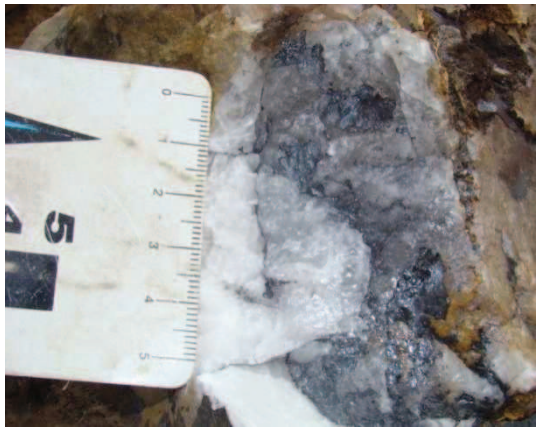


Figura 6.14: Minerais de manganês em meio a estrutura de cristais de quartzo. Amostra Q-2.

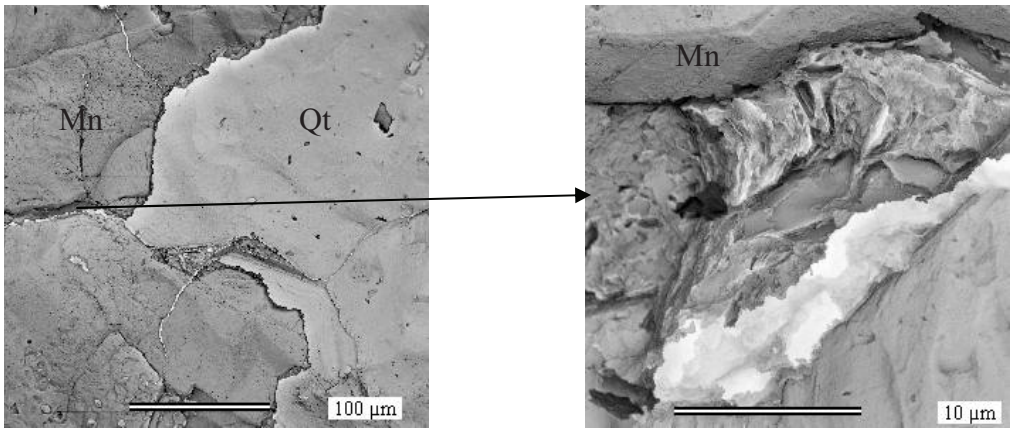


Figura 6.15: Fotomicrografia de minerais de manganês crescendo sobre cristal de quartzo. Amostra Q-1.

Figura 6.16: Fotomicrografia de minerais de manganês placóides em cristal de quartzo. Amostra Q-1.

Esta associação ocorre à aproximadamente 5 metros de profundidade, identificada em amostra de testemunhos de sondagens (Figura 6.17). São comuns veios de minerais de manganês cortando veios de quartzo (Figura 6.18). A análise por difratograma de raios-x identificou criptomelana e pirolusita nesses veios.

Na ocorrência da Cachoeira da Capivara são comuns veios de quartzo com manganês, com até 7 metros de largura (Figura 6.19); localmente veios de manganês cortam veios de quartzo (Figura 6.20).



Figura 6.17: Amostra de testemunho de sondagem mostrando a associação de veio de quartzo e minerais de manganês. Amostra F-18-A1a, furo 18.

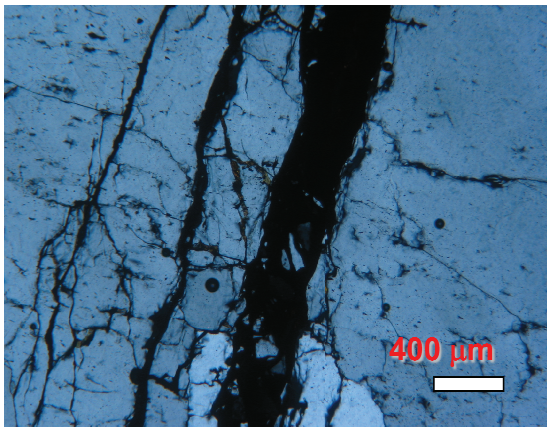


Figura 6.18: Fotomicrografia de veio de manganês cortando quartzo de veio. Nicóis paralelos. Amostra de testemunho de sondagem F-18-A1a, furo 18. Luz Transmitida.



Figura 6.19: Grandes veios de quartzo com minerais de manganês. Ocorrência da Cachoeira da Capivara, Gouveia-MG.



Figura 6.20: Minerais de manganês cortando veio de quartzo. Ocorrência da Cachoeira da Capivara, Gouveia-MG.

d) Alteração Mineralógica

A mudança mineralógica ocorrida nas rochas dos depósitos varia de acordo com a proximidade do corpo mineralizado. A partir do filito hospedeiro a rocha perde quartzo, muscovita e caolinita e aumenta o volume em minerais de manganês e ferro. Os minerais de manganês e ferro ocupam espaços vazios da rocha em substituição aos minerais constituintes da trama original. Na tabela 6.3 é apresentado um esquema de mudança mineralógica em função da mineralização.

Tabela 6.3: Esquema de mudança mineralógica da rocha hospedeira e minério em função do avanço mineralização

Mineral	Filito hospedeiro s/ minerais opacos	Filito hospedeiro c/ minerais opacos	Filito manganesífero c/ trama parcialmente preservada	Filito manganesífero c/ trama 80% obliterada	Minério duro	Minério pulverulento	Minério de brecha
Quartzo	50%	45%	40%	35%	10%	5%	40%
Muscovita	40%	30%	30%	10%	5%	5%	10%
Caolinita	8%	10%	5%	5%			5
Minerais opacos	<1%	15%	25%	50%	85%	90%	45%
Albita/microclina	1%						

e) Geoquímica de Minério

De acordo com o diagrama proposto por Choi & Hariya (1992) para minérios de manganês, a variação de Si X Al pode indicar a origem do fluido da mineralização. Esse diagrama é utilizado na caracterização quanto à gênese de depósitos de manganês formados no Pré-Cambriano (Acharya *et al*. 1997). Para o depósito da Mina Fazenda dos Penas, a Figura 6.21 indica que há interação de fluidos hidrotermais e águas meteóricas para a formação do depósito.

Os gráficos das Figuras 6.22, 6.23 e 6.24 são utilizados por Usui & Someya (1997) para a caracterização geoquímica de minério de manganês, em função de sua gênese em depósitos hidrotermais hospedados em rocha sedimentares marinha do Pacífico, neste trabalho foram utilizados estes gráficos afim de realizar uma analogia ao depósito estudado. Acredita-se que o fluido hidrotermal mineralizador seja tarde metamórfico.

As amostras apresentadas nos diagramas são todas de furos de sondagem (Anexo 3), grande parte das amostras, são de baixa profundidade, possivelmente tendo participação de fluidos supergênicos.

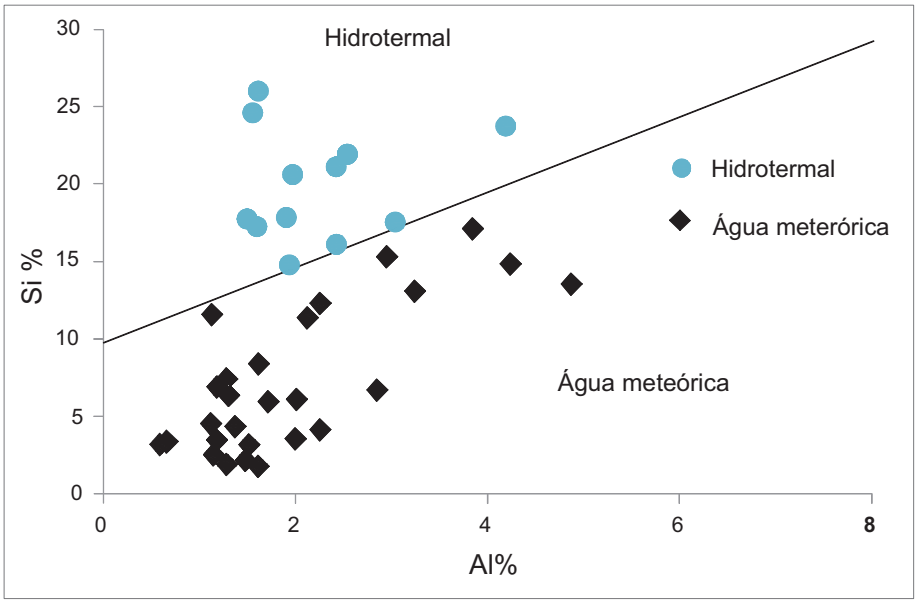


Figura 6.21: Gráfico de Si x Al de minério de manganês indicando a contribuição de fluidos hidrotermais e água meteórica na formação do depósito da Mina Fazenda dos Penas, com base na proposta de Choi & Hariya (1992)

O gráfico da Figura 6.22 relaciona Co e Mn, sendo que os valores desta relação sendo próximo de 0 para o Co, o minério é de origem hidrotermal Usui & Someya (1997). O gráfico da Figura 6.23 demonstra a razão Fe/Mn para a frequência de amostras, sendo que valores desta razão abaixo de 0,6 indicam gênese hidrotermal para o minério, e valores acima, de

origem supergênica Usui & Someya (1997). O gráfico da Figura 6.24, indica o valor de Co para as amostras, supondo uma origem hidrotermal para as amostras com valores próximos entorno de 70 ppm para esse elemento Usui & Someya (1997).

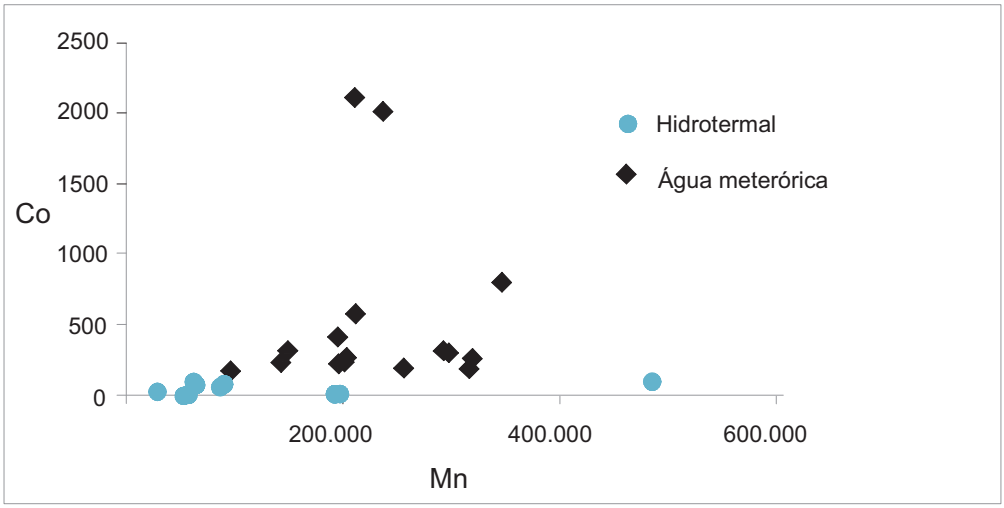


Figura 6.22: Correlação de Co versus Mn, demonstrando a origem para o minério de manganês (Usui & Someya 1997).

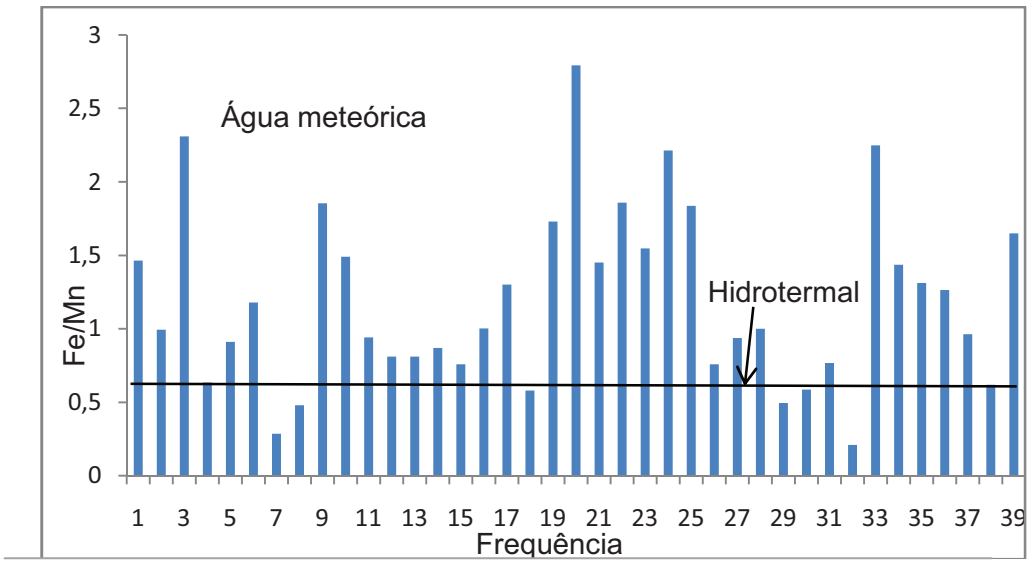


Figura 6.23: Diagrama de frequência da razão Fe/Mn para as amostras de minério indicando sua gênese (Usui & Someya 1997).

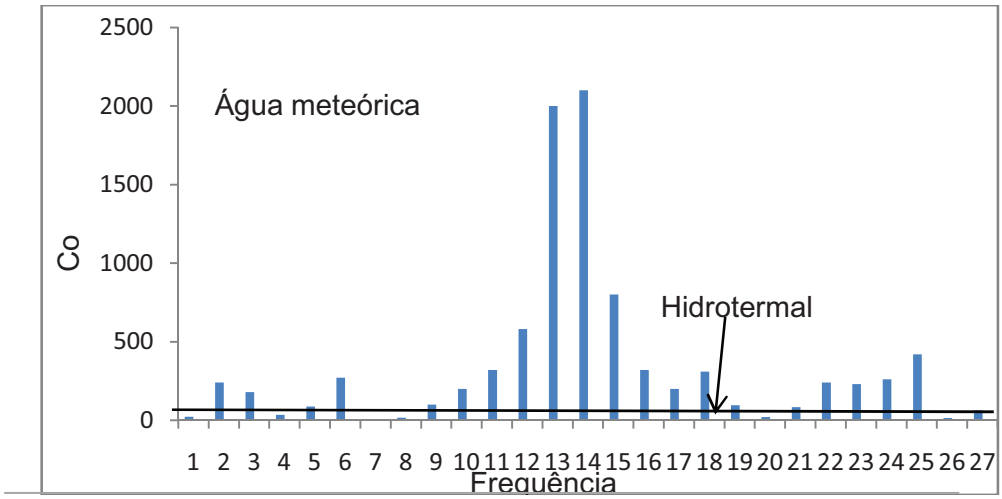


Figura 6.24: Diagrama de frequência de Co para a distribuição de amostras de minério indicando sua gênenese (Usui & Someya 1997).

6.3. Sistema Supergênico

A supergênese atuou como mecanismo final de enriquecimento do minério. Blocos lateríticos ferro-manganesíferos são comuns em grande parte do depósito (Figura 6.25), cobrindo uma área de aproximadamente 16 hectares.

Evidências de laterização são encontradas em todos os tipos de minério, sendo que o minério de brecha é o que apresenta maior alteração que oblitera grande parte da textura original (Figura 6.26).

Dossin (1983) registra a atuação de três eventos de penplanização na área estudada que teriam sido responsáveis pela concentração e formação da jazida. A Figura 6.27 demonstra interação do sistema supergênico com a mineralização hipogênica. A Figura 6.28 representa a forma atual do depósito após os processos mineralizadores com base no perfil do Corpo Coberto.



Figura 6.25: Blocos ferro-manganesíferos.



Figura 6.26: Obliteração da brecha de minério por enriquecimento supergênico.

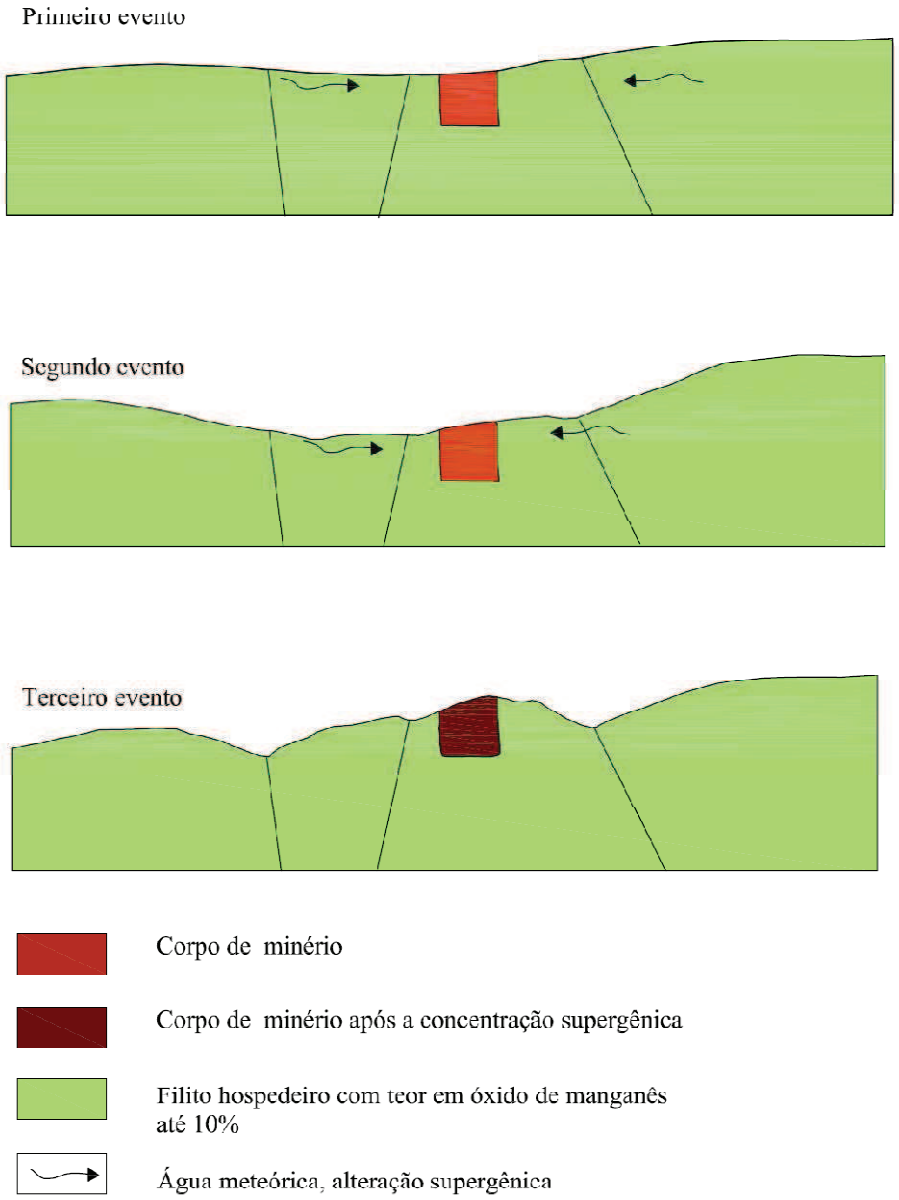


Figura 6.27: Modelo de enriquecimento supergênico para o depósito da Mina Fazenda dos Penas. Modificado de Dossin (1983).

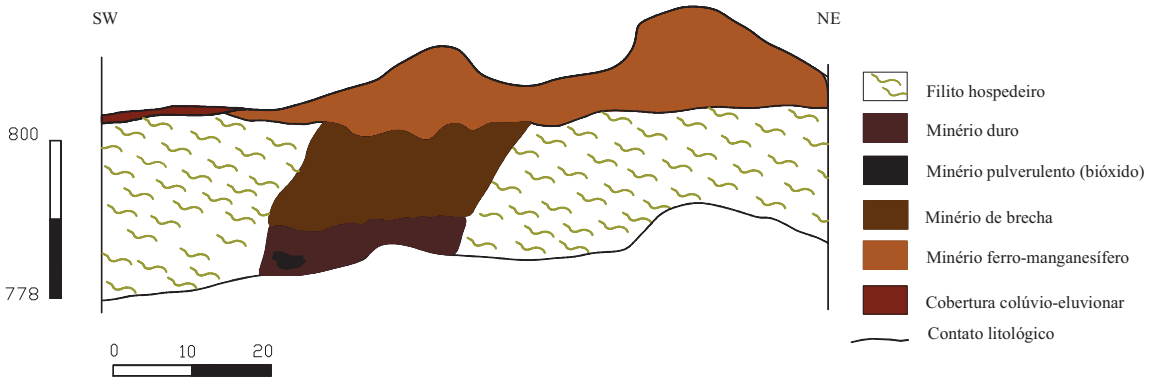


Figura 6.28: Perfil esquemático do Corpo Coberto, depósito da Mina Fazenda dos Penas.

CAPÍTULO 7-CONCLUSÕES

1) No Grupo Macaúbas, borda oeste da Serra do Espinhaço, há inúmeras ocorrências de manganês hospedadas em rochas filíticas por mais de 100 km segundo um *trend* de direção N20W.

2) Todas as ocorrências visitadas são constituídas por blocos ferro-manganesíferos lateríticos na superfície, que podem cobrir uma área de até 10 hectares.

3) De acordo com os estudos realizados, incluindo mapeamento geológico, petrografia e análises químicas, sugere-se que um quartzo-muscovita filito contendo minerais opacos representa a rocha sedimentar que formou-se originalmente e que foi enriquecida em íons de manganês dissolvidos na água do mar, depositamdo-se sobre diamictitos.

4) O teor em manganês da rocha hospedeira do depósito da Mina Fazenda dos Penas, o quartzo-muscovita filito, possui valor anômalo e semelhante com sedimentos de mesma gênese e de rochas hospedeiras de minério de manganês em outros depósitos.

5) O metamorfismo na área de estudo, caracterizado pela paragênese muscovita e quartzo, reflete condições de fácies xisto verde. O metamorfismo imposto foi aparentememente responsável pelo rearranjo dos minerais opacos nos planos de foliação possibilitando sua pré-concentração.

6) O mapeamento geológico e os perfis realizados na área do depósito permitiram o modelamento dos corpos indicando que os mesmos têm forma tabular.

7) O enriquecimento de manganês produziu minerais supergênicos e hipogênicos. Para o segundo caso, características texturais tais com brechas de minério, textura em pente, cavidades, sobrecrescimento de cristais bem formados e a relação dos minerais de manganês com quartzo de veio, sugerem um componente hidrotermal na evolução do depósito.

8) A caracterização do depósito permite estabelecer uma evolução da mineralização, em que os minerais constituintes da rocha hospedeira são substituídos por minerais de manganês e ferro, formando o minério.

9) Na região são identificadas estruturas de três fases deformacionais, D1, D2 e D3. As estruturas da fase D1 são responsáveis pelas grandes estruturas regionais tais como falhas de cavalgamento e transcorrência e de dobras. As estruturas da fase D2 caracterizadas por falhas normais e normais oblíquas com abatimento de blocos. A fase D3 representa estruturas neo-formadas.

10) As estruturas da fase D2 tiveram um papel fundamental na evolução do depósito, já que possibilitaram a descompressão das rochas e escape de fluidos hidrotermais que se hospedaram nos *splay*s de falhas e fraturas relacionadas a esse evento.

11) O fluido hidrotermal responsável pela mineralização tem que ter sido capaz de dissolver sílica. Como as texturas dos minérios exibem cavidades abertas, aparentemente o enriquecimento em manganês não foi capaz de substituir plenamente as rochas transformadas. Por outro lado, os aspectos texturais observados sugerem formações de minério em condições epizonais.

12) Os gráficos de Si x Al, Co x Mn, razão Fe/Mn e a relação da percentagem de cobalto nas amostras de minério indicam uma evolução hidrotermal com contribuição importante de água meteórica, com base nos trabalhos de Choi & Hariya (1992) e Usui & Someya (1997).

13) A supergênese veio a contribuir na evolução do depósito possibilitando a concentração de minerais de manganês nas fraturas formadas principalmente na fase D3.

CAPÍTULO 8-REFERÊNCIA BIBLIOGRÁFICA

Abreu, S.F. 1973. Recursos minerais do Brasil. São Paulo, SP, Editora Edgard Blucher Ltda, Vol. 2, Cap. 14, p. 492-550.

Acharya, B.C., Rao, A.S., Sahoo, R.K. 1997. Mineralogy, chemistry and Genesis of Nishikhal manganese ores of South Orissa, India. Mineralium deposita, 32**,** p.79-93.

Alkimim F.F. 1995. O Anticlinório de Gouveia: exemplo de culminação antiformal nucleada pelo embasamento. Simp. Geologia de Minas Gerais, 8, *Anais*, 1-2.

Alkimim, 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.

Almeida Abreu, P.A., Fernandes, P.C.O., Knauer, L.G., Hartmann, M.B., Donato, M. T. R., Schorscher, H.D. 1986. Elementos da zona de cisalhamento dúctil da borda oriental da Serra do Espinhaço, Minas Gerais. In: CONGR. BRÁS. GEOL., 34. Goiânia, 1986. *Anais...* Goiânia, SBG. Vol. 3, p. 1215-1231.

Almeida-Abreu, P. A., Fogaça, A. C. C., Knauer, L. G., Hartmann, M. B. & Pflug, R. (1987). Revisão da Estratigrafia e Sedimentologia da Formação Sopa-Brumadinho na Serra do Espinhaço Meridional, Minas Gerais. Anais, Simpósio de Sistemas Deposicionais Pre-cambrianos, Soc. Bras. Geologia, Ouro Preto, p. 85-96.

Almeida-Abreu P.A. 1993. A evolução geodinâmica da Serra do Espinhaço Meridional, Minas Gerais, Brasil. Univ. Freiburg, Freiburg, Alemanha, Tese de Doutorado, 150 p.

Almeida-Abreu, P. A. & Pflug, R. (1994). The geodynamic evolution of the southern Serra do Espinhaço, Minas Gerais, Brazil. Zbl. Geol. Paläont. Teil I, H1/2, p. 21-44.

Almeida-Abreu, P.A. 1995. O Supergrupo Espinhaço da Serra do Espinhaço Meridional (Minas Gerais): O Rifte, a Bacia e o Orôgeno. *Geonomos* 3(1): 1-18.

Almeida-Abreu, P.A., Renger, F.E. 2002. Serra do Espinhaço Meridional: um orógeno de colisão do mesoproterozóico. Revista Brasileira de Geociências 23 (1):1-14.

Annual Review 2006 of International Manganese Institute.

Babinski M. & Kaufman A.J. 2003. First direct dating of a neoproterozoic post-glacial cap carbonate. *In*: South American Symposium on Isotope Geology, 4, Salvador, Short Papers, 1: 321-323.

Babinski, B., Pedrosa-Soares, A.C., Martins, M., Liu, D., Noce, C.M., Karfunkel, J. 2007. Geocronologia U-Pb Shrimp em zircão detrítico do Grupo Macaúbas: implicação na idade e proveniência dos sedimentos. Anais do 14º Simpósio de geologia de Minas Gerais e 10º Simpósio de geologia do sudeste. Diamantina MG, p. 33

Beukes, N. J. 1993. A review of manganese deposits associated with the early Proterozoic Transvaal Supergroup in Northern Cape Province, South Africa. 16th Int. Colloq. Afr. Geol. Ext. Abstr. p 37-38.

Beukes NJ, Burger AM, Gutzmer J (1995) Fault-controlled hydrothermal alteration of Palaeoproterozoic manganese ore in Wessels mine, Kalahari manganese Field. South African Journal of Geology, 98, p. 430–51.

Borg, G. 2008. Banded manganese and manganese nodules. Economic Geology and Petrology Research Group. www.petrology.de.

Brito Neves, B.B.; Kawashita, K.; Cordani, U.G.; Delhal. J. 1979. A evolução geocronológica da Cordilheira do Espinhaço, dados novos e integração. *Rev.* Bras. Geoc., 9(l):71-85.38 p.

Buhn, B., Stainstreet, I. G. & Okrusch, M. 1992. Late Proterozoico outer shelf manganese and iron deposits at otlosondu (Namíbia) related to the Damara Oceanic opening. Economic Geology, 87, p. 1393-1411.

Buhn, B., Okrusch, M., Woermann, E., Lehnert, K. & Hoernes, S. 1995. Metamorfic evolution of Neoproterozoic manganese formations and their country rocks at Otjosondu, Namibia. Journal of Petrology, 52, p. 463-496.

Buhn, B., Stainstreet, I. G. 1997. Insight into the enigma of neoproterozoic manganese and iron formations from the perspective of supercontinental breakup and glaciations. In. Nicholson, K. Hein, J.R., Buhn, B. & Dasgupta, S. (eds) 1997, Manganese Mineralization: Geochemistry and Mineralogy of Terrestrial and Marine Deposit, Geological Society Special Publication. Nº 119, p. 117-121.

Calvert, S.E., Pedersen, T.F., 1996. Sedimentary geochemistry of manganese: Implications for environment of formation of manganiferous black shales. Econ. Geol. **91**, p. 36–47.

Campos, A. B.; Castilho, D. L.; Paiva Paula, M. A. G. de; Carneiro, N. M.; Santos, R. M. M. dos & Rodrigues, R. O. R. (1991). Mapeamento geológico da Quadrícula de Congonhas do Norte, MG. Trabalho de Graduação. Universidade Federal de Minas Gerais. Instituto de Geociências. Dep. de Geologia. 51 p.

Cavalcante, V. B. P & Jordt-Evangelista, H. 2004. Distrito manganesífero de Saúde, Grupo Dom Silvério - MG: caracterização mineralógica e petrográfica do protominério. Ver. Bras. Geo. 34(1):11-20,

Carvalho, A. S. (1982). Geologia e Gênese das Mineralizações de Quartzo no Espinhaço Meridional, Minas Gerais, Brasil. Tese de Mestrado. Universidade de Brasília. Brasília, 94p

Chaves, A.L. de S.C., Dossin, I.A.; Rudnttzki, B.D. 1988. Geologia e paleoambientes de sedimentação do Supergrupo Espinhaço na Região do Alto Rio Paradna (MG). In: CONGR. BRÁS. GEOL., 35, Belém, 1988. Belém, SBG. 2, p. 617 632.

Chaves, M.L. de S.C & Benitez, L. 2004. Depósitos superficiais diamantíferos da região de Diamantina, Serra do Espinhaço (Minas Gerais). 2004. São Paulo, UNESP, Geociências, v. 23, n. 1/2, p. 31-42.

Choi, J.H., Hariya, Y. 1992. Geochimistry and depositional environment of manganese oxide deposits in Tokoro belt, north-eastern Hokkai, Japan. Econ. Geol. 87(5): 1265-1274.

Costa, M.L., Fernandes, O.J.C., Requelme, M.E.R. 2006. Depósito de manganês do Azul:, Carajás: estratigrafia, mineralogia, geoquímica e evolução geológica. In. Marini, O.J., Queiroz, E.T. de, Ramos (eds.). Caracterização de depósitos minerais em distritos mineiros da Amazônia. DNPM/CT-Mineral/FINEP/ADIMB, Brasília, p. 231-331.

Cruz, S.C.P., Alkimim, F.F., & Lagoeiro, L.E. 2005. Zona de cisalhamento do núcleo do Anticlinório de Gouveia, Cordilheira do Espinhaço, MG: Geometria, cinemática e processos deformacionais. Revista Brasileira de Geociências 35(4):441-452.

Cukrov, N., Alvarenga, C.J. S & Uhlein, A. 2005. Litofácies da glaciação neoproterozóica nas porções sul do Cráton do São Francisco: exemplos de Jequitaí (MG) e Cristalina (GO). Revista Brasileira de Geociências 35 (1):69-76.

Dasgupta, S. 1997. P-T-X relationships during metamorphism of manganese-rich sediments: Current status and future studies. In. Nicholson, K. Hein, J.R., Buhn, B. & Dasgupta, S. (eds) 1997, Manganese Mineralization: Geochemistry and Mineralogy of Terrestrial and Marine Deposit, Geological Society Special Publication. N° 119, p. 327-337.

Derby, O. A. (1882). Reconhecimento geológico dos Valles do Rio das Velhas e Alto São Francisco. Min. Agr., Rel. interno, Rio de Janeiro.

Derby, O.A. (1906). The Serra do Espinhaço, Brazil. J. Geol., Chicago, 14 (3), p. 374-401.

Dias, J.M.A. 2004. A análise sedimentar e o conhecimento dos sistemas marinhos. Uma introdução à oceanografia geológica. Portugal, e-book, p.62-80.

Dossin, I.A. 1983. Geologia, gênese e controle dos depósitos de manganês associados ao Grupo Macaúbas na Borda Ocidental da Serra do Cipó, MG (Área do Irihame). Brasília. 127p. (Dissertação de Mestrado, IG/UnB).

Dossin, I.A. & Dardenne, M.A. 1984. Geologia da Borda Ocidental da Serra do Cipó, Minas Gerais (Área do Inhame). In: Congr. Brás. Geol., 33, Rio de Janeiro, 1984. Anais. Rio de Janeiro, SBG. 3, p. 3104-3117.

Dossin, I.A., Uhlein, A., Dossin, T.M. 1984. Geologia da Faixa Móvel Espinhaço em sua porção meridional, MG. In: Congr. Brás. Geol., 33, Rio de Janeiro, 1984. *Anais...* Rio de Janeiro, SBG. 2, p. 3118-3132.

Dossin, I.A., Chaves, M.L. de S.C., Uhlein, A., Alvarenga, C J.S. 1985. Geologia e depósitos diamantíferos da região de Sopa, Diamantina, MG. In: Simp. GeoL. Minas Gerais, 3, Belo Horizonte, 1985. Atas. Minas Gerais, SBG. p. 276-290.

Dossin, I.A., Garcia, A J. V., Uhlein, A., Dardenne, M.A., Dossin, T.M. 1987. Fácies eólico na Formação Galho do Miguel. Supergrupo Espinhaço (MG). In: Simp. Sistemas Deposicionais no Pre-Cambriano, Ouro Preto, 1987.
Atas. Ouro Preto, SBG. p. 85-96.

Dossin, I.A., Dossin, T.M., Chaves, M.L.S.C. 1990. Compartimentação estratigráfica do Supergrupo Espinhaço em Minas Gerais: os Grupos Diamantina e Conselheiro Mata. Revista Brasileira de Geociências, 20, n. 1-4, p. 178-186.

Dossin I.A. 1994. Evolution structurale de la region de l'Espinhaco Meridional, bordure-sud-est du craton Sao Francisco Bresil. tectoniques superposees au proterozoiue. Tese de doutorado. Université D'orléans França.

Dussin, I.A. & Dussin T.M. 1995. Supergrupo Espinhaço: modelo de evolução geodinâmica. Geonomos, 3, p.19-26.

Dupont, H. 1996. O Supergrupo São Francisco entre a Serra do Cabral e as Serras do Espinhaço e de Minas: estudo estratigráfico e estrutural e relações de contato com o Supergrupo Espinhaço. In: SBG, Cong. Brás. Geol, 39, Salvador, Anais, 5: 489-493.

Espinoza, J.A.A. 1996. Sistemas deposicionais e relações estratigráficas da Tectonosseqüência Conselheiro Mata, na borda leste da Serra do Cabral, Minas Gerais, Brasil. Departamento de Geologia, Escola de Minas, Universidade Federal de Ouro Preto, Ouro Preto, Dissertação de Mestrado, 66 p.

Evans, A.M. 2001. Earth Sysrems: processes and inssues. Cambridge University press, p. 566.

Fogaça, A.C.C. & Schöll W.U. 1984. Estratigrafia e tectônica das rochas arqueanas e proterozoicas da região de Guinda e Gouveia (MG). Anais do XXXIII Congresso Brasileiro de Geologia, Rio de Janeiro.

Fogaça, A.C. 1985. Serra do Espinhaço Meridional: Geologia dos terrenos arqueanos e proterzoico. Anais do 3º Simp. Geol. Minas Gerais, Belo Horizonte.

Frakes, L. & Bolton, B. 1992. Effects of ocean chemistry, sea level, and climate on the formation of primary sedimentary manganese ore deposits. a SseciaIls sue devotedt o advanceisn manganes meetallogenesis. Bulletin of the society of economic geologists. Vol 87. Nº 5 p 1207-1217.

Garcia, A.J.V. & Uhlein, A. 1987. Sistemas deposicionais do Supergrupo Espinhaço na Região de Diamantina (MG). In: Simp. sistemas deposicionais no pre-cambriano, Ouro Preto, 1987. A/as. Ouro Preto, SBG. p. 113-136.

Gonsalves, E., Servaty, A. 1976. Perfil analítico do manganês. Departemento Nacional de Produção Mineral, DNPM, Brasília, DF, Boletim nº 37, p 149.

Glasby, G.P. 1988. Manganes deposition through geological time: Dominanceo of the post-Eoceno deep-sea environment: Ore Geology Rev. 4, p. 135-144.

Gradim, R.J., Alkimim, 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.

Grazziotin, H.F. (1982). Projeto Mapeamento Geológico do Espinhaço Meridional. Relatório de Quadrículas Capitão Felizardo (SE-23-Z-A-VI-ISE). Univ. Fed. de Minas Gerais - Centro de Geologia Eschwege. Convênio Dep. Nac. Prod. Mineral/Fundação de Desenvolvimento da Pesquisa. Diamantina, 44 p

Grossi-Sad J.H., Lobato L.M., Pedrosa-Soares A.C., Soares Filho B.S., 1997. Projeto Espinhaço em CD-ROM (textos, mapas e anexos). COMIG, Belo Horizonte, 2693 pp.
Hercos C.M. & Martins-Neto M.A. 1997. Considerações sobre os Supergrupos Espinhaço e São Francisco na borda oeste da Serra da Água Fria (MG). Boi. Soe. Brás. Geol. Núcleo Minas Gerais, 14:19-21.

Hercos C.M. 2000. Evolução tectono-estratigráfica da Bacia Neoproteroióica do São Francisco, na região entre Pirapora e a Serra da Água Fria, MG, com base em dados de campo e sísmica de reflexão. Departamento de Geologia, Escola de Minas, Universidade Federal de Ouro Preto, Ouro Preto, Dissertação de Mestrado.

Hoffmann, C. (1981). Geologische Geschichte, Metamorphose und Petrologie des accaischen Kontinentalkernes (Prä-Espinhaço-gesteine) der südlichen Serra do Espinhaço, Minas Gerais, Brasilien. Habil. Erlang. Ven leg. Miner./Petrol. Geowin. Univ. Freiburg, Alemanha, 233 p.

Hoffmann, C. 1983 b. The Costa Sena Group - an early Proterozoic supracrustal succession and the evolution of the Southern Serra do Espinhaço, Minas Gerais, Brazil. - Zbl. Geol. Paläont, H. 3/4, p. 446 – 458.

IBGE. Carta topográgica Folha Presidente Kubitschek, 1:100.000. 1977.

IBGE. Carta topográgica Folha Baldim 1:100.000. 1977.

INMET. Instituto Nacional de Meteorologia

Jordan, B.D., Burgess, R. 2007. A Miocene fault in south-east Ireland revealed by $^{40}Ar^{-39}$ dating of hydrothermal crytomelane. Irish jornal of Earth sciences, 25, p 55-61.

Isotta, C.A.L., Rocha-Campos A.C., Yoshida R. 1969. Striated pavement of the Upper-Precambrian glaciation in Brazil. Nature, 222: 466- 468.

Karfunkel J. & Hoppe A. 1988. Late proterozoic glaciation in central-eastern Brazil: synthesis and model. Palaegeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol., 65 : 1-21.

Khamkhadze, N.I. 1980. On the relationship of silica and ore formation in manganese deposits in Georgia, U.S.S.R. In: I.M. Varentsov and G. Grasselly (Editors), Geology and Geochemistry of Manganese, 2, p. 427-431.

Knauer, L.G. (1990). Evolução geológica do Pré-cambriano da porção centro-oeste da Serra do Espinhaço Meridional e metalogênese associada. Tese de Mestrado, Univ. Campinas, Campinas, S. Paulo, 298 p.

Knauer, L.G. & Grossi-Sad, J. H. da 1997. Geologia da Folha Presidente Kubitschek. In: Grossi-Sad, J. H.; Lobato, L. M.; Pedrosa-Soares, A. C. & Soares-Filho, B. S. (coordenadores e editores). Projeto Espinhaço em CD-ROM (textos, mapas e anexos). Belo Horizonte, COMIG - Companhia Mineradora de Minas Gerais. p. 1901-2055.

Knauer, L.G. & Ebert, H.D. 1997. Estruturação tectônica da região de Diamantina, MG, e considerações sobre a idade do Orógeno Espinhaço. VISNET - Simp. Nac. Est. Tect., Pirenópolis, Goiás, Anais, p. 56-58.
King, L.C. 1956. A Geomorfologia do Brasil Oriental. Ver. Bras. Geografia. Rio de Janeiro,. 92 p. 3-121.

Krauskopf, K.B. 1957. Separation of manganese from iron in sedimentary processes: Geochim.et Cosmochim. Acta, vol. 12, p. 61-84.
Krauskopf, K.B. & Bird, D.K. 1995. Introduction to geochemistry. McGraw-hil, p. 647.

Leroy. L.J., Hubé, D. 2001. Episódic deposition of Mn minerals in cockade breccias structures in three low-sulfidation epithermal deposits: a mineral stratigraphy and fluid-inclusion apphoach. The Canadian mineralogist, 38, p. 1125-1136.

Lydon, J.W. 1988. Volcanogenic massive sulphide deposits. Part 2: genetic models. Geocience Canada, 15, p. 43-65.

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. Bol. Soc. Bras. Geol., **10**: 171-174.

Mahjoor, A.S., Karimi, M., Rastegarlari, A. 2009. Mineralogical and geochemical characteristics of clay deposits from south Abarkouh Distric of clay deposit (Central Iran) and their applications. Journal of Applied Sciences, 9(4), p.601-614.

Martins-Neto, M.A. 1993. The sedimentary evolution of a Proterozoic rift basin: the basal Espinhaço Supergroup, southern Serra do Espinhaço, Minas Gerais, Brazil Universidade de Freiburg, Freiburg, Alemanha, Tese de Doutoramento, Freiburger Geowiss. Beitr., Band 4, 155 p.

Martins-Neto, M.A. 1995a. A evolução tectônica da Bacia Espinhaço no Estado de Minas Gerais. V SNET - Simp. Nac. Est. Tect., Gramado, RS, Anais, 287-289.

Martins-Neto, M.A.; Castro, P.T.A. & Hercos, C.M. 1997a. O Supergrupo São Francisco (Neoproterozóico) no Cráton do São Francisco em Minas Gerais. In: Simpósio de Geologia de Minas Gerais, 9, Ouro Preto. *Anais...* Ouro Preto. Sociedade Brasileira de Geologia, p.22-24.

Martins-Neto, M.A.; Castro, P.T.A.; Ramos, M.L.S.; Murta, C.R. 1997b. A pseudo discordância angular entre os Supergrupos Espinhaço (Mesoproterozóico) e São Francisco (Neoproterozóico), na região entre Santa Bárbara e Curimataí, Serra Mineira (MG). Boi. Soe. Brás. Geol. Núcleo Minas Gerais, 14: 25-26.

Martins-Neto M.A. 1998. O Supergrupo Espinhaço em Minas Gerais: registro de uma bacia rifte-sag do Paleo/Mesoproterozóico. Rev. Bras. Geoc. 28, p. 151 – 168.

Martins-Neto, M.A., Gomes, N. Shercos, C. M., &. Reis, L. A. 1999.
Fácies glaciocontinentais *(outwash plain)* na Megassequência Macaúbas ,(Serra da Água Fria/MG) e seu contexto tectônico. Revista Brasileira de Geociências 29(2): 179-188.
Martins-Neto, M.A., Pedrosa-Soares, A.C. & Lima, S.A.A. 2001. Tectono-sedimentary evolution of sedimentary basins from Late Paleoproterozoic to Late Neoproterozoic in the São Francisco craton and Araçuaí fold belt, eastern Brazil. Sedimentary Geology, 141/142: 343-370.

Martins, M.S. 2006. Geologia dos diamantes e carbonados aluvionares da bacia do Rio Macaúbas, MG. Belo Horizonte, IGC-UFMG, Tese de Doutorado.

Mosier, D.L., 1986a, Descriptive model of epithermal Mn, *in* Cox, D.P., and Singer, D.A., eds., Mineral deposit models: U.S. Geological Survey Bulletin 1693, p. 165.

Mosier, D.L., and Campbell, David L., 1995, Epithermal Mn deposits, in du Bray, Edward A., ed., Preliminary compilation of descriptive geoenvironmental mineral deposit models: U.S. Geological Survey Open-File Report 95-831, p. 170-173.

Mstislavskiy, M.M., Potkonen, N.I. and Tabagari, D.V.1984. A feeder for the Chiatura manganese deposit. Int. Geol. Rev. 26, p. 1445-1453.

Mukhopadhyay, J., Chaudhuri, A.K., Chanda, S.K. 1997. Deep-water manganese deposits inthe mid – to late proterozoic Penganga Goup of the Pranhita – Gadavari Valley, South India. From Nicholson, K. Hein, J.R., Buhn, B. & Dasgupta, S. (eds) 1997, Manganese Mineralization: Geochemistry and Mineralogy of Terrestrial and Marine Deposit, Geological Society Special Publication. N° 199, p. 105-121.

Hein, J.R., Buhn, B. & Dasgupta, S. 1997. Precambrian to modern manganese mineralization: changes in ore type and depositional environment. From Nicholson, K. Hein, J.R., Buhn, B. & Dasgupta, S. (eds) 1997, Manganese Mineralization: Geochemistry and Mineralogy of Terrestrial and Marine Deposit, Geological Society Special Publication. N° 199, p. 105-115.

Hercos, C.M., 2000. Evolução tectono-estratigráfica da Bacia Neoproterozóica do São Francisco, na região entre Pirapora e a Serra da Água Fria, MG, com base em dados de campo e sísmica de reflexão. MSc. thesis, Departamento de Geologia, Escola de Minas, Universidade Federal de Ouro Preto, Ouro Preto, Brazil, in press.

Nicholson, K. Hein, J.R., Buhn, B. & Dasgupta, S. 1997. Precambrian to modern manganese mineralization: chages in ore type and depositional environment. From Nicholson, K. Hein, J.R., Buhn, B. & Dasgupta, S. (eds) 1997, Manganese Mineralization: Geochemistry and Mineralogy of Terrestrial and Marine Deposit, Geological Society Special Publication. N° 199, pp. 1-3.

Nimer, E. 1989. Climatologia do Brasil. Instituto Brasileiro de Geografia e Estatistica/Departamento de Recursos Naturais e Estudos Ambientais, Rio de Janeiro.

Noce, C.M., Pedrosa-Soares, A.C., Grossi-Sad, J.H., Baars, F.J., Guimarães, M.V., Mourão, M.A.A., Oliveira, M.J.R. & Roque, N.C. 1997. Nova Subdivisão Estratigráfica Regional do Grupo Macaúbas na Faixa Araçuaí: O Registro de uma Bacia Neoproterozóica. Boletim do Núcleo Minas Gerais-Sociedade Brasileira de Geologia, 14, p. 29-31.

Noce, C. M. 1997a. Geologia da Folha Curimataí. *In*: Grossi-Sad, J. H., Lobato, L. M., Pedrosa-Soares; A. C. & Soares-Filho, B. S. (eds) Projeto Espinhaç*o*. CODEMIG, Belo Horizonte, p. 1207-1250.

Olsen, S. E., Tangstad, M., Lingstad, Tor. Production Ferromanganese Alloys in the submerged Arc Furnace. 2007. Trondheim, Norway, p. 247.

Pedrosa-Soares, A. C., Cordani, U. & Nutman, A. 2000. Constraining the age of Neoproterozoic glaciation in eastern Brazil: First U–Pb (SHRIMP) data from detrital zircons. Revista Brasileira de Geociências, 30, p. 58-61.

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 Res.110, p. 307-323.

Pedrosa-Soares, A. C., Noce, C. M., Alkimim, F. F., Silva, L. C., Babinski, M., Cordani, U. & Castañeda, C. 2007. Orógeno Araçuaí: síntese do conhecimento 30 anos após Almeida 1977. Geonomos. 15, p. 1-16.

Pflug, R. (1965). A geologia da parte meridional da Serra do Espinhaço e zonas adjacentes, Minas Gerais. Dep. Nac. Prod. Mineral/Div. Geol. Mineralogia, Bol. 226, Rio de Janeiro, 51p.

Pflug, R. 1968. Observações sobre a estratigrafia da Série Minas na região de Diamantina, Minas Gerais. Rio de Janeiro, DNPM/DGM. 20p. (Notas preliminares e estudos).

Pflug R., Renger F. 1973. Estratigrafia e evolução geológica da margem sudeste do Cráton Sanfranciscano. In: SBG, Congr. Bras. Geol., 27, Aracajú, *Anais*, 2:5–19.

Pflug R., Hoppe, A., & Brichita, A. 1980. Paleogeografia do pré-cambriano na Serra do Espinhaço, Minas Gerais, Brasil. Deustsch Forschungsgem, Nevos, result. de la investigacion geocientifica alemana em Latinoamenrica, 33-40, Boppard.

Potts, P.J., Tindle, A.G., Webb, P.C., 1992. Geochemical reference material compositions. Whittles Publishing.

Queiroga, G.N., Pedrosa-Soares, A.C., Noce, C.M., Alkimim, 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, p. 61-65.

Rocha-Campos A.C. & Hasuí Y. 1981. Tillites of the Macaúbas Group (Proterozoic) in central Minas Gerais and Southern Bahia, Brazil. *In*: M.J.Hambrey & W.B.Harland (eds.). Earth's Pre-Pleistocene Glacial Record, Cambridge Univ. Press, Cambridge, p. 924-927.

Rolim, V. K. 1992. Uma interpretação das estruturas tectônicas do Supergrupo Espinhaço, baseado na geometria dos falhamentos de empurrão. In: Simp. Geol. Minas Gerais, 6. Ouro Preto, 1991. Anais. Ouro Preto, Rev. da Esc. de Minas, 45, p. 75-77.

Robb, L. J. 2007. Introduction to ore-forming processes. Blackwell Publishing, fouth published, Austrália, p. .

Rosière, C. A., Uhlein, A., Fonseca, M. A. , Torquato, J. R. 1994. Análise cinemática mesoscópica dos cavalgamentos do Cinturão Espinhaço na região de Diamantina, MG. Rev. Bras. Geo. 24(2), p. 97-103.

Roy, S. Mineralogy of the different genetic types of manganese deposits. 1968. Economic Geology, 63, p. 760-786.

Roy, S. 1988. Manganese metallogenesis: a review. Ore Geol. Rev. 4, p 155–170.

Roy, S. 1992. Environments and processes of manganese deposition. Econ. Geol. 87, p. 1218-1236.

Roy, S. 1997. Genetic diversit of manganese deposition in the terrstrial geological record. In Nicholson, K. Hein, J.R., Buhn, B. & Dasgupta, S. (eds) 1997, Manganese Mineralization: Geochemistry and Mineralogy of Terrestrial and Marine Deposit, Geological Society Special Publication. N° 119, p. 5-27.

Roy, S. 2000. Late Archean initiation of manganese metallogesesis: it significance and environmental controls. Ore geology reviews, 17 p. 179-198.

Roy, S. 2006. Sedimentay manganese metallogeneseis in response to the evolution of the Earth system. 2006 Earth-Science reviews, vol 77. p. 273-305.

Saadi, A. 1995. A geomorfologia da Serra do Espinhaço em Minas Gerais e de suas margens. Geonomos 3 (1): 41-63.

Scarpelli, A. G.; Fonseca, A. A.; Costa, R. D. & Jesus, W. M. (1985). Mapeamento geológico da região da Serra Janela de Pedra, SE de Gouveia. Universidade Federal de Minas Gerais - Centro de Geologia Eschwege. Trabalho de Graduação, Diamantina, 98 p.

Schobbenhaus, C., Hoppe, A.; Baumann, A. & Lork, A. 1984 -Idade U/Pb do vulcanismo Rio dos Remédios, Chapada Diamantina, Bahia. In: Congr. Bras. Geol., 38, Balneário Camboriú, 1994. Bol. Res. Expandidos. Balneário Camboriú, SBG, p. 397-399.

Schöll, W.U. & Fogaça, A.C.C. 1979. Estratigrafia da Serra do Espinhaço na região de Diamantina. In: SBG, Simp. Geol. Minas Gerais, 1, Diamantina, *Atas*, 55–73.

Scott, S.D. 1997. Submarine hydrotermal sistems and deposits. In. Robb, L. J. 2007. Introduction to ore-forming processes. Blackwell Publishing, fouth published, Austrália. P. 269

Silva. G. L., Feitas, M. A., Silveira, V. D., Karfunkel, J. Geologia da Região centrpo-oeste do Parque Nacional da Serra do Cipó: estratigrafia do Grupo Macaúbas e tectônica de inversão. 2007. Anais X Simpósio de geologia do sudeste e XIV Simpósio de geologia de Minas Gerais, Diamantina MG.

Silva, R. R. 1998. As bacias proterozóicas do Espinhaço e São Francisco em Minas Gerais: Uma abordagem do ponto de vista da estratigrafia de seqüências. Geonomos, 6 (1), p. 1-12.

Tie-bing, L., Maynard, J.B., Alten, J. 2006. Superheavy S isotopes from glacier-associated sediments of the Neoproterozoic of south China: Oceanic aoxia or sulfate limitation? In: Evolution of early eath's atmosphere, hydrosphere and biosphere-Constraints from ore Deposits. Kesler. E. S. & Ohmoto, H., 205-222p., Colorado, USA.

Torquato, J.R.F. & Fogaça, A.C.C. 1981. Correlações entre o Supergrupo Espinhaço no Brasil, o Grupo Cheia em Angola e as Formações Nasib e Khoabendus na Namíbia. In: SIMP. Sobre o Cráton do São Francisco e suas Faixas Marginais, Salvador. *Anais...* Salvador, SBG. p. 87-98.

Uhlein, A., Trompette, R., Silva, M. E. 1986. Estruturação tectônica do Supergrupo Espinhaço na região de Diamantina (MG). Rev. Brás. Geoc 16(2):212-216.

Uhlein, A. e Garcia, A. J. V. (1987) - Estratigrafia, sedimentologia e tectônica do Supergrupo Espinhaço na região de Presidente Kubitschek, MG. Simp. Sist. Depos. Precamb., Anais, pp. 97-111, Ouro Preto.

Uhlein, A. (1991). Transição Craton. Faixa Araçuaí (Ciclo Brasiliano) no Estado de Minas Gerais. Aspectos estratigráficos e estruturais. Dissertação de doutoramento, USP, São Paulo, 259 p.

Uhlein, A. & Trompette, R. 1993. Cisalhamento dúctil, dobras com eixo paralelo à lineação de estiramento e a estrutura da Faixa Araçuaí (MG). Geociências, 12(l):71-87.

Uhlein A, Trompette R & Egydio-Silva M. 1995. Rifteamentos superpostos e tectônica de inversão na borda sudeste do Cráton São Francisco. Geonomos. 1, p. 99– 107.

Uhlein, A., Alvarenga, C.J.S.De, Trompette, R., Dipont, H.S.J.B., Egydio-Silva, Cuckov, N. Lima, O.N.B.De, 2004. Glaciação neoproterozoica sobre o cráton do São Francisco e faixas dobradas adjacentes. In: Geologia do Continente Sul Americano: evolução da obra de Fernando Flávio Marques de Almeida. Organizadores: Mantesso-Neto, V., Bartorelli, A., Carneiro, C.D.R., Brito-Neves, B.B. p. 539-553. São Paulo.

Usui, A., Someya, M. 1997. Distribuition and composition of marine hydrogenetic and hydotermal manganese deposits in the northwest Pacific. In. Nicholson, K. Hein, J.R., Buhn, B. & Dasgupta, S. (eds) 1997, Manganese Mineralization: Geochemistry and Mineralogy of Terrestrial and Marine Deposit, Geological Society Special Publication. N° 119, p.177-198.

Vilela, F.T. 2009. Caracterização da Formação Nova Aurora (Grupo Macaúbas) na região a nordeste de Salinas, MG. Seminário de qualificação de mestradao UFMG.

Varentsov, I.M., Rakhmanov, V.P., 1980. Manganese deposits of the USSR _a review. In: Varentsov, I.M., Grasselly, Gy. Eds. Geology and Geochemistry of Manganese. Vol 2. E. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung, Stuttgart, p. 319– 402.

Viveiros, J.F.M., Sá, E.L., Vilela, O.V., Santos, O.M. & Moreira, J.M.P. 1979. Geologia dos vales dos Rios Peixe Bravo e Alto Vacaria, Norte de Minas Gerais. Atas 1o. Simp. Geologia de Minas Gerais, SBG – Núcleo MG, Bol. no. 1, 75-88, Diamantina (MG).

ANEXO 1

Mapa geológico