



Universidade Federal do Pará
Centro de Geociências
Curso de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica

**“GEOLOGIA E GEOQUÍMICA DAS MINERALIZAÇÕES SUPERGÊNICAS DE
OURO DAS ÁREAS SALOBO E POJUCA - LESTE SERRA DOS CARAJÁS”.**

TESE APRESENTADA POR

EVALDO RAIMUNDO PINTO DA SILVA

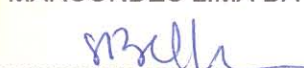
Como requisito parcial à obtenção do Grau de Doutor em
Ciências na Área de GEOQUÍMICA.

Data de Aprovação 29 / 11 / 1996

Comitê de Tese:


BASILE KOTSCHOUBEY (Orientador)


MARCONDES LIMA DA COSTA


SÔNIA MARIA BARROS DE OLIVEIRA


CLAUDIO GERHEIM PORTO


WILSON DE OLIVEIRA ANDRADE

BELÉM

Aos meus pais, Leonor e Edward;
à minha esposa, Nilza, e aos meus
filhos, Larissa e Ed-William,
principais incentivadores desta
realização.

AGRADECIMENTOS

O autor deste trabalho é grato as entidades e pessoas relacionadas abaixo:

- A Universidade Federal do Pará, ao Centro de Geociências e ao Curso de Pós-graduação em Geologia e Geoquímica pela oportunidade de realização da Tese.
- A Companhia Vale do Rio Doce, através da sua subsidiária DOCEGEO (Rio Doce geologia e Mineração) por permitirem o acesso às áreas investigadas e pela cessão das amostras estudadas.
- Ao orientador da Tese, Prof. Dr. Basile Kotschoubey pelas críticas, sugestões e ensinamentos na fase final do trabalho.
- Ao Prof. Dr. B. Hieronymus da Universidade de Paris VI pela realização de parte das análises na Microsonda e no Microscópio Eletrônico de Varredura.
- Ao Prof. Dr. Nilson Botelho do Departamento de Geoquímica e Petrologia da Universidade de Brasília pelo auxílio nos trabalhos na Microsonda Eletrônica.
- Ao Engenheiro Rubens Bandeira (ex-Gerente Geral do Projeto Cobre-Carajás da CVRD) e ao Geólogo Ricardo Saueressig (atual Diretor do Distrito Amazônia da DOCEGEO) pelo apoio nos trabalhos de campo e pelo acesso ao banco de dados das áreas estudadas.
- Ao CREA-PA, em especial ao presidente João de Oliveira Sobrinho, pelo financiamento de parte da impressão final da tese.
- Aos colegas Professores do Departamento de Geologia da UFPa. pelo apoio e incentivo na fase final do trabalho.
- Aos meus familiares pela paciência e por acreditarem na conclusão desta tarefa.
- Enfim, à todos que de uma ou de outra forma auxiliaram na realização da Tese.

SUMÁRIO

DEDICATÓRIA	i
AGRADECIMENTOS	ii
LISTA DAS ILUSTRAÇÕES	vii
RESUMO.....	1
ABSTRACT	4
1. INTRODUÇÃO	7
1.1. TEMA ENFOCADO E JUSTIFICATIVAS DO TRABALHO.....	7
1.2. OBJETIVOS	10
1.3. LOCALIZAÇÃO DAS ÁREAS ESTUDADAS.....	10
1.4. METODOLOGIA DE TRABALHO.....	10
1.5. CLIMA E RELÊVO DAS ÁREAS ESTUDADAS.....	14
2. CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL	17
2.1. GENERALIDADES	17
2.2. UNIDADES LITOESTRATIGRÁFICAS E EVOLUÇÃO GEOLÓGICA...	17
3. ESTUDO DA ÁREA SALOBO.....	20
3.1. QUADRO GEOLÓGICO DA ÁREA-ASPECTOS GERAIS	20
3.2. GEOLOGIA DA JAZIDA (CORPO C).....	23
3.2.1. Generalidades.....	23
3.2.2. Descrição das rochas da jazida	23
3.2.2.1. Sequência Salobo.....	23
3.2.2.2. Veios.....	25
3.2.3. Mineralizações.....	26
3.2.3.1. Mineralização sulfetada primária.....	26
3.2.3.2. Mineralização aurífera primária	28
3.3. A COBERTURA DE ALTERAÇÃO.....	30
3.3.1. Trabalhos anteriores	30

3.3.2. Estrutura geral da cobertura de alteração	32
3.3.3. Perfil de alteração sobre as metagrauvacas	32
3.3.4. Perfil de alteração sobre as formações ferríferas	37
3.3.4.1. Generalidades	37
3.3.4.2. Horizontes do perfil de intemperismo	37
3.3.4.3. Produtos de alteração da paragênese sulfetada	47
3.3.4.3.1. Generalidades	47
3.3.4.3.2. Produtos neoformados	47
3.4. MECANISMOS DA ALTERAÇÃO SUPERGÊNICA	54
3.4.1. Generalidades	54
3.4.2. Alteração supérgena dos silicatos	54
3.4.2.1. Fundamentos bibliográficos	54
3.4.2.2. Caso do Salobo	56
3.4.3. Alteração supérgena dos sulfetos	60
3.4.3.1. Fundamentos bibliográficos	60
3.4.3.2. Caso do Salobo	63
3.5. COMPOSIÇÃO QUÍMICA DA COBERTURA DE ALTERAÇÃO	68
3.5.1. Generalidades	68
3.5.2. Composição química das rochas matrizes	68
3.5.2.1. Associações geoquímicas	68
3.5.3. Composição química dos produtos de alteração	71
3.5.3.1. Associações geoquímicas no saprólito	71
3.5.3.2. Padrão de distribuição dos elementos maiores no perfil	73
3.5.3.3. Balanço geoquímico	75
3.5.4. Síntese e interpretação dos dados	78
3.6. ESTUDO DAS MINERALIZAÇÕES AURÍFERAS	82
3.6.1. Geoquímica do ouro no meio supergênico-Fundamentos bibliográficos	82
3.6.2. Mineralização aurífera primária	87

3.6.2.1. Ouro nas formações ferríferas	87
3.6.2.1.1. Generalidades	87
3.6.2.1.2. Associação Au, Cu, Ag, Mo nas formações ferríferas	88
3.6.2.1.3. Formas de ocorrência do ouro nas formações ferríferas	91
3.6.2.2. Ouro em veios	96
3.6.2.3. Discussão dos resultados	100
3.6.3. Mineralização aurífera secundária	102
3.6.3.1. Padrão de distribuição do ouro na cobertura de alteração	102
3.6.3.2. Distribuição do ouro no perfil de alteração das formações ferríferas	102
3.6.3.3. Estudo comparativo do Au, Cu, Ag, Mo e Fe_2O_3 no perfil de alteração das formações ferríferas	111
3.6.3.4. Correlação entre Au, Cu, Ag, Mo e Fe_2O_3 nos produtos de alteração das formações ferríferas	117
3.6.3.5. Modo de ocorrência do ouro nos produtos de alteração das formações ferríferas	119
3.6.3.6. Discussões gerais	127
3.7. GÊNESE DA MINERALIZAÇÃO AURÍFERA SUPERGÊNICA DA ÁREA SALOBO	130
3.7.1. Síntese do quadro supergênico	130
3.7.2. Processos concentradores do ouro e elementos associados (Cu e Ag)...	130
4. ESTUDO DO SETOR POJUCA-LESTE	136
4.1. QUADRO GEOLÓGICO	136
4.2. MINERALIZAÇÃO PRIMÁRIA DO SETOR POJUCA-LESTE	139
4.2.1. Ouro nos veios	144
4.3. PERFIL DE ALTERAÇÃO DO SETOR POJUCA-LESTE	148
4.3.1. Generalidades	148
4.3.2. Descrição do perfil	148
4.3.2.1. Rocha sã	148
4.3.2.2. Horizonte saprolítico	150

4.3.2.3. Crosta laterítica	155
4.4. COMPOSIÇÃO QUÍMICA DO PERFIL DE ALTERAÇÃO	159
4.4.1. Distribuição dos elementos maiores no perfil	159
4.5. EVOLUÇÃO DO PERFIL DE ALTERAÇÃO DO SETOR POJUCA- LESTE	164
4.6. DISTRIBUIÇÃO DO OURO E DO COBRE NO PERFIL DE ALTERAÇÃO	166
4.6.1. Modo de ocorrência do ouro, cobre e prata nos produtos de alteração.	168
4.6.1.1. Ouro	168
4.6.1.2. Cobre	170
4.6.1.3. Prata	170
4.7. GÊNESE DA MINERALIZAÇÃO AURÍFERA SUPERGÊNICA DO SETOR POJUCA-LESTE	172
5. COMPARAÇÃO DAS ÁREAS ESTUDADAS E CONCLUSÕES GERAIS	175
5.1. OURO NO MINÉRIO PRIMÁRIO	175
5.2. COBERTURA DE ALTERAÇÃO	177
5.3. OURO NO MINÉRIO SECUNDÁRIO	179
REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	184
ANEXO	204

LISTA DAS ILUSTRAÇÕES

FIGURAS

<i>Figura (1) Mapa de localização das áreas Salobo e Pojuca-Leste</i>	11
<i>Figura (2) Feições de relevo das áreas Salobo e Pojuca-Leste</i>	16
<i>Figura (3) Mapa geológico da área Salobo</i>	22
<i>Figura (4) Fotomicrografias de seções polidas das formações ferríferas do Salobo</i>	29
<i>Figura (5) Mapa geológico simplificado do corpo C da área Salobo</i>	31
<i>Figura (6) Estrutura geral da cobertura de alteração do Salobo na LT-900SE</i>	33
<i>Figura (7) Perfil de alteração sobre as metagrauvacas do Salobo (F/73)</i>	36
<i>Figura (8) Perfil de alteração sobre as formações ferríferas do Salobo (F/79).....</i>	39
<i>Figura (9) Perfil de alteração sobre as formações ferríferas do Salobo (F/81).....</i>	40
<i>Figura (10) Fotomicrografias de seções polidas das formações ferríferas do Salobo (F/81/21,5m)</i>	44
<i>Figura (11) Composição mineralógica de amostras do perfil F/81 da área Salobo.....</i>	45
<i>Figura (12) Composição mineralógica de amostras do perfil F/79 da área Salobo.....</i>	46
<i>Figura (13) Fotomicrografias de seções polidas das formações ferríferas do Salobo (sulfetos supergênicos).....</i>	51-52
<i>Figura (14) Fotomicrografias de seções polidas das formações ferríferas do salobo (zona de minerais oxidados)</i>	53
<i>Figura (15) Difractogramas de Raios X de amostras do perfil F/79 da área Salobo</i>	59
<i>Figura (16) Diagrama de estabilidade Eh-pH dos sulfetos de cobre (Cu-Fe-S-O-H) ..</i>	65
<i>Figura (17) Quadro evolutivo dos minerais de minério do Salobo</i>	67
<i>Figura (18) Matriz de correlação dos elementos maiores na rocha sã e na rocha semi-alterada do perfil F/79 da área Salobo</i>	72
<i>Figura (19) Matriz de correlação dos elementos maiores no saprólito das formações ferríferas do Salobo (F/79 e F/81).....</i>	74
<i>Figura (20) Distribuição do SiO₂, Al₂O₃, Fe₂O₃, TiO₂, MgO e K₂O no perfil F/79 do Salobo</i>	76

<i>Figura (21) Distribuição do SiO₂, Al₂O₃, Fe₂O₃, TiO₂, MgO e K₂O no perfil F/81 do Salobo</i>	77
<i>Figura (22) Composição da biotita em diferentes níveis do perfil F/81 da área Salobo</i>	80
<i>Figura (23) Distribuição estatística do ouro nas rochas do corpo C da jazida do Salobo</i>	88
<i>Figura (24) Matriz de correlação dos elementos Au, Cu, Ag, Mo, Fe₂O₃ em amostras de formação ferrífera do Salobo</i>	90
<i>Figura (25) Fotomicrografias de partículas de ouro em formações ferríferas Tipo I do Salobo</i>	92
<i>Figura (26) Imagens de mapeamento da calcopirita do Salobo no MEV</i>	96
<i>Figura (27) Imagens de mapeamento no MEV de uma partícula de ouro encontrada em formação ferrífera Tipo I do Salobo</i>	97
<i>Figura (28) Fotomicrografia de uma partícula de ouro encontrada em veio da área Salobo</i>	99
<i>Figura (29) Distribuição do ouro na cobertura de alteração do Salobo na LT-900SE..</i>	103
<i>Figura (30) Distribuição do ouro nos furos F/79 e F/81 da área Salobo</i>	109
<i>Figura (31) Distribuição do ouro nos poços P/03 e P/04 da área Salobo</i>	110
<i>Figura (32) Distribuição do Au, Cu, Ag e Fe₂O₃ no perfil F/79 do Salobo</i>	113
<i>Figura (33) Distribuição do Au, Cu, Ag, e Fe₂O₃ no perfil F/81 do Salobo</i>	114
<i>Figura (34) Distribuição do Au, Cu, Ag e Fe₂O₃ no poço P/03 do Salobo</i>	115
<i>Figura (35) Distribuição do Au, Cu, Ag e Fe₂O₃ no poço P/04 do Salobo.....</i>	116
<i>Figura (36) Matrizes de correlação dos elementos Au, Cu, Ag, Mo e Fe₂O₃ em amostras dos furos F/79 e F/81 da área Salobo</i>	118
<i>Figura (37) Matrizes de correlação dos elementos Au, Cu, Ag, Mo e Fe₂O₃ em amostras dos poços P/03 e P/04 da área Salobo</i>	118
<i>Figura (38) Fotomicrografias de partículas de ouro presentes nas zonas de sulfetos supergênicos e de minerais oxidados do Salobo</i>	121
<i>Figura (39) Fotomicrografias de partículas de ouro presentes na zona de sulfetos supergênicos do Salobo</i>	122
<i>Figura (40) Matriz de correlação dos elementos Au, Cu, Ag, Fe e Bi em partículas de ouro encontradas em amostras do perfil F/81 do Salobo</i>	123
<i>Figura (41) Imagens em MEV de uma partícula de ouro encontrada no saprólito das formações ferríferas do Salobo (F/81)</i>	126

<i>Figura (42) Mapeamento em MEV de uma partícula de prata nativa encontrada em amostra do perfil F/81 do Salobo</i>	127
<i>Figura (43) Evolução supergênica na área Salobo.....</i>	134
<i>Figura (44) Síntese da concentração supergênica do ouro na área Salobo</i>	135
<i>Figura (45) Mapa geológico da área Pojuca-Leste</i>	138
<i>Figura (46) Veios de quartzo-turmalina-fluorita da área Pojuca-Leste</i>	141
<i>Figura (47) Feições texturais dos veios da área Pojuca-Leste</i>	142
<i>Figura (48) Feições texturais dos sulfetos contidos nos xistos encaixantes dos veios da área Pojuca-Leste</i>	143
<i>Figura (49) Mapa geológico simplificado da área Pojuca-Leste</i>	145
<i>Figura (50) Fotomicrografias de partículas de ouro contidas nos veios da área Pojuca-Leste</i>	146
<i>Figura (51) Perfil de alteração da área Pojuca-Leste no perfil F/71.....</i>	149
<i>Figura (52) Fotomicrografias dos produtos de alteração do setor Pojuca-Leste</i>	152
<i>Figura (53) Fotomicrografias de veios de quartzo alojados no saprólito do setor Pojuca-Leste</i>	153
<i>Figura (54) Fotomicrografias das feições texturais da crosta da área Pojuca-Leste.....</i>	157
<i>Figura (55) Fotomicrografias da crosta laterítica do setor Pojuca-Leste</i>	158
<i>Figura (56) Distribuição do SiO₂, Al₂O₃ e Fe₂O₃ no perfil F/71 do setor Pojuca-Leste</i>	162
<i>Figura (57) Distribuição do SiO₂, Al₂O₃ e Fe₂O₃ em detalhe na parte superior do perfil F/71 do setor Pojuca-Leste</i>	163
<i>Figura (58) Distribuição do ouro e do cobre no perfil F/71 do setor Pojuca-Leste</i>	167

TABELAS

<i>Tabela (1) Composição química do material goethítico presente em fraturas dos cristais de magnetita</i>	42
<i>Tabela (2) Composição das rochas matrizes e dos produtos de alteração do perfil F/79 da área Salobo</i>	69
<i>Tabela (3) Composição das rochas matrizes e dos produtos de alteração do perfil F/81 da área Salobo</i>	70

<i>Tabela (4) Composição da biotita em amostras de diferentes níveis do perfil F/81</i>	80
<i>Tabela (5) Teores de Au, Cu, Ag, Mo e Fe nas formações ferríferas da área Salobo (F/105,106,108 e 79)</i>	89
<i>Tabela (6) Teores de ouro nos minerais de minério do Salobo</i>	95
<i>Tabela (7) Composição de uma partícula de ouro encontrada em veio da área Salobo</i>	98
<i>Tabela (8) Teores de Au, Cu, Ag, Mo e Fe₂O₃ em amostras do perfil F/79 da área Salobo</i>	105
<i>Tabela (9) Teores de Au, Cu, Ag, Mo e Fe₂O₃ em amostras do perfil F/81 da área Salobo</i>	106
<i>Tabela (10) Teores de Au, Cu, Ag e Fe₂O₃ em amostras do poço P/03 da área Salobo</i>	107
<i>Tabela (11) Teores de Au, Cu, Ag e Fe₂O₃ em amostras do poço P/04 da área Salobo</i>	108
<i>Tabela (12) Composição das partículas de ouro encontradas em diferentes níveis do perfil F/81 da área Salobo</i>	123
<i>Tabela (13) Teores de Au, Cu, Fe₂O₃, SiO₂ e Al₂O₃ na matriz do saprólito ferruginoso da área Salobo</i>	125
<i>Tabela (14) Composição da turmalina dos veios da área Pojuca-Leste</i>	140
<i>Tabela (15) Teores de Au, Cu, Ag e Mo em veios da área Pojuca-Leste</i>	144
<i>Tabela (16) Teores de ouro nos sulfetos da área Pojuca-Leste</i>	147
<i>Tabela (17) Composição das rochas matrizes e dos produtos de alteração no furo F/71 da área Pojuca-Leste</i>	161
<i>Tabela (18) Teores de SiO₂, Al₂O₃, Fe₂O₃, Au, Cu e Ag na matriz ferruginosa dos veios da área Pojuca-Leste</i>	171

RESUMO

Na área Salobo as mineralizações primárias de ouro e de cobre ocorrem em dois tipos de formações ferríferas, ambas da fácies silicato: formações ferríferas de Tipo I compostas por magnetita > 50% + fayalita + grunerita; e formações ferríferas de Tipo II constituídas por magnetita < 50% + biotita + grunerita + almandina, as quais ocorrem na forma de corpos lenticulares intercalados em metagrauvacas estéreis. Nas formações ferríferas o ouro está presente sob a forma de: i) inclusões microscópicas (5 a 12µm) e submicroscópicas (<0,1µm) na magnetita; ii) inclusões microscópicas e submicroscópicas nos sulfetos de cobre (principalmente calcopirita e subordinadamente bornita e calcocita) e iii) muito raramente de partículas visíveis a olho desarmado em veios de quartzo-carbonato-clorita que cortam as formações ferríferas de Tipo II. A magnetita destaca-se como o principal mineral hospedeiro do ouro primário no Salobo, haja vista a sua abundância nas formações ferríferas. As partículas de ouro nos veios contém teores elevados de prata (máximo de 16,5%) e de cobre (máximo de 8,4%) e sua pureza aumenta da borda para a parte interna. A correlação negativa entre os teores de cobre e de prata e as texturas de exsolução evidenciadas na partícula sugerem a separação das fases Au-Cu e Au-Ag durante a deposição do ouro nos veios.

O manto de intemperismo na área Salobo, é do tipo truncado e se desenvolveu tanto sobre metagrauvacas como sobre as formações ferríferas. Da base ao topo do perfil de alteração distinguem-se um horizonte de transição, um horizonte saprolítico e um nível coluvial. Os dois primeiros horizontes exibem variações laterais, texturais e mineralógicas, que refletem a composição heterogênea do substrato. O intemperismo das metagrauvacas deu origem a um saprólito rico em argilominerais - hidrobiotita, esmectita e caolinita - derivados principalmente da alteração da biotita. Por sua vez, a alteração das formações ferríferas originou uma zona de sulfetos supergênicos, sobreposta por uma zona de minerais oxidados e um saprólito ferruginoso no topo do perfil. Os principais sulfetos supergênicos são a digenita e a covelita, enquanto que os minerais oxidados mais

abundantes são cuprita, cobre nativo, prata nativa, malaquita e azurita. No saprólito, as principais fases portadoras de cobre são a esmectita e a goethita.

A mineralização aurífera secundária do Salobo encontra-se exclusivamente nos produtos de alteração das formações ferríferas. O metal exhibe enriquecimento em dois níveis no perfil: um na base, na zona de sulfetos supergênicos e de minerais oxidados de cobre e outro na porção intermediária do saprólito ferruginoso. Nesses produtos secundários o ouro ocorre na forma de: i) partículas residuais microscópicas (7 a 30 μm) incluídas em cristais reliquiais de magnetita ou alojadas em fraturas desse mineral; ii) partículas submicroscópicas incluídas nos cristais de hematita derivados da martitização da magnetita; e iii) partículas submicroscópicas fixadas pela goethita.

No setor Pojuca-Leste, a mineralização aurífera primária está contida em veios de quartzo-turmalina-fluorita-sulfetos que cortam um espesso pacote de quartzo-biotita-xistos e em lentes de formações ferríferas intercaladas neste último. O ouro apresenta-se na forma de: inclusões submicroscópicas (“ouro invisível”) em cristais de calcopirita nos veios, nos xistos e nas formações ferríferas; inclusões submicroscópicas nos cristais de magnetita das formações ferríferas e de raras partículas microscópicas incluídas em cristais de quartzo dos veios. A análise dessas últimas revelou um baixo grau de pureza e uma composição próxima da do electrum (“finesness” = 809).

O perfil de intemperismo no setor Pojuca-Leste é composto da base para o topo por um espesso horizonte saprolítico e por uma crosta laterítica ferro-aluminosa. O saprólito exhibe variações composicionais relacionadas à natureza da rocha matriz. É constituído principalmente por caolinita, goethita e hematita, e torna-se mais rico em oxi-hidróxidos de ferro quando derivado das formações ferríferas e no domínio dos veios sulfetados. A crosta é do tipo maturo em termos texturais e mineralógicos e comporta um nível aluminoso bem individualizado na sua porção média a inferior.

A mineralização aurífera secundária ocorre nos produtos de alteração dos sulfetos dos veios, no saprólito originado das formações ferríferas e na crosta ferro-aluminosa. Nesses produtos secundários o metal apresenta-se em raras partículas microscópicas (tamanho entre 5 e 10 μm) nos veios de quartzo-turmalina±sulfetos; em partículas

submicroscópicas inclusas nos cristais martitizados de magnetita das formações ferríferas; em partículas submicroscópicas na goethita derivada da oxidação dos sulfetos dos veios e em partículas submicroscópicas adsorvidas pelos oxi-hidróxidos de ferro e de alumínio da crosta laterítica. Além do ouro os oxi-hidróxidos de ferro comportam traços de cobre e de prata.

A concentração supergênica de ouro, nas áreas Salobo e Pojuca-Leste, resultou principalmente de um enriquecimento relativo e subordinadamente de um enriquecimento absoluto. Nessas áreas, a presença de ouro na forma de inclusões na magnetita e no quartzo - minerais resistentes à alteração - favoreceu o enriquecimento relativo. Por outro lado, uma quantidade menor de ouro contida inicialmente nos sulfetos de cobre (calcopirita, principalmente) foi liberada, mobilizada e redepositada na zona de oxidação dos sulfetos em várias etapas do rebaixamento do lençol freático. Tal evolução resultou na individualização de diversos níveis de enriquecimento com extensão lateral variável no perfil de alteração.

O principal fator que controlou a concentração secundária do ouro nas coberturas de alteração das áreas Salobo e Pojuca-Leste foi a forma de ocorrência do metal no minério primário. Nessas áreas, o ouro alojado preferencialmente como minúsculas inclusões encapsuladas nos cristais de magnetita e de quartzo, dificultou sobremaneira o processo de remobilização supergênica, resultando em um acentuado enriquecimento relativo.

ABSTRACT

In Salobo sector, the primary gold and copper mineralization occurs in two types of iron formations, both of the silicate facies: Type I composed of magnetite >50% + fayallite + grunerite and Type II constituted of magnetite <50% + biotite + grunerite + almandine, which occurs interlayered in barren metagraywacks. In iron formations gold is present as: i) microscopic (5-12 μ m) and submicroscopic (<0,1 μ m) inclusions in magnetite; ii) microscopic and submicroscopic inclusions in primary copper sulphides (mainly chalcopyrite; subordinately bornite and chalcocine); and iii) as rare visible gold particles in quartz-carbonate-clorite veins which cut the Type II iron formation. Magnetite is the major gold-bearing mineral at Salobo. In the veins, gold is rich in silver and copper (16,5% and 8,4%, respectively) and exhibits increasing fineness from the border to the center of the particles. In these latter, a negative correlation between silver and copper contents, and exsolution textures suggest a separation between Au-Cu and Au-Ag during gold deposition in veins.

The Salobo weathering profile is truncated and developed upon a thick metagraywacke sequence with interlayered iron formations lenses. From bottom to top, the weathering profile consists of a transition zone, a saprolitic zone and a colluvium horizon. The transition zone and the saprolite exhibit textural and mineralogical variations that reflect the heterogeneous composition of the bedrock. Weathering of metagraywacke resulted in a clay-mineral rich saprolite -hidrobiotite, smectite, kaolinite- derived principally from biotite. On the other hand, the alteration of mineralized rocks resulted, from bottom to top of the profile, in a supergene sulphide zone, an oxidized zone and a ferruginous saprolite. The most important supergene sulphides are digenite and covelline, while in the oxidized zone occur minerals such as cuprite, malaquite, azurite, native copper and native silver. In the ferruginous saprolite copper is enriched in clay-minerals (smectite) and in iron oxi-hydroxides.

The secondary gold mineralization at Salobo occurs only in the oxidation products of iron formations. Gold exhibits enrichment in two levels of the weathering profile: in the

supergene sulphide and oxidized copper minerals zones, and in the intermediate zone of the ferruginous saprolite. In these alteration products, gold occurs as: i) tiny inclusions (7-30µm) in refractory magnetite crystals and in fractures of this mineral; ii) as submicroscopic particles inclosed in martitized magnetite crystals; and iii) as submicroscopic particles adsorbed ("invisible gold") in goethite.

At Pojuca-Leste the primary gold mineralization is present in quartz-tourmaline-flurite-copper sulphides veins which cut a thick quartz-biotite-schists sequence and in iron formations lenses interlayered in these rocks. Gold occurs as: i) submicroscopic inclusions in chalcopyrite of veins, schists and iron formations; ii) as submicroscopic inclusions in magnetite of iron formation; and iii) as rare microscopic inclusions in quartz of veins. In the veins gold particles shows low fineness ($f=809$).

The weathering profile at Pojuca-Leste consists of a thick saprolitic horizon and a ferro-aluminous duricrust. The saprolite exhibits compositional variations related to the nature of the parent rocks. It is generally composed of kaolinite, goethite and hematite and its iron contents are higher when derived from iron formations and sulphide veins.

The secondary gold mineralization at Pojuca-Leste occurs in alteration products of sulphide veins, in the ferruginous saprolite derived from iron formations and in ferro-aluminous duricrust. In these secondary products, gold is present as: i) rare particles in relict quartz-tourmaline±sulphide veins; ii) as submicroscopic inclusions in martitized crystals of magnetite; iii) as submicroscopic particles adsorbed in goethite from the veins; and as iv) submicroscopic particles adsorbed in Fe-Al oxi-hydroxides of the duricrust.

The supergene concentration of gold in Salobo and Pojuca-Leste sectors, envolved principally relative enrichment, and only subordinately absolute enrichment. In these areas, gold enclosed in refratary cristals of magnetite and quartz, favoured a relative enrichment during alteration of the primary mineralization. On the other hand, a minor amount of gold enclosed in copper sulphides (mainly chalcopyrite) was released, mobilized and reprecipited in the sulphide oxidation zone during several phases of the lowering of water table. Such evolution resulted in individualization of several enrichment levels, which shows variable lateral extension in the weathering profile.

The main factor which controlled the secondary concentration of gold in Salobo and Pojuca-Leste areas was the form of gold occurrence in the primary ore. In these sectors, gold armoured as tiny inclusions in magnetite and quartz crystals, dificulted the supergene remobilization process and resulted in a high relative enrichment.

1. INTRODUÇÃO

1.1. TEMA ENFOCADO E JUSTIFICATIVAS DO TRABALHO

A partir do final da década de 70 as mineralizações supergênicas de ouro despertaram grande interesse econômico, em especial nos territórios da Austrália, dos Estados Unidos, do Canadá e da África Ocidental. Os fatores apontados como responsáveis por esse fenômeno foram o aumento do preço do ouro no mercado internacional, que persistiu no início da década de 80, e os menores custos de extração e de beneficiamento do minério oxidado em comparação aos do minério primário (BUTT, 1989b; HOCQUARD et al., 1993). Como resultado deste processo houve um grande avanço no conhecimento científico sobre as mineralizações supergênicas de ouro, e o aparecimento de uma ampla bibliografia sobre o tema na literatura especializada. Em ordem cronológica destacaram-se nos últimos 25 anos os estudos de LAKIN et al. (1974), BOYLE (1979), MANN (1984), WEBSTER & MANN (1984), SMITH & KEELE (1984), WILSON (1984), DAVY & EL-ANSARY (1986), GLASSON et al. (1988), BUTT (1988), COLIN & LECOMTE (1988), LAWRENCE (1988a,b), FREYSSINET et al. (1989a, 1989b), DAVIES et al. (1989), COLIN et al. (1989), BUTT (1989a, 1989b), SÉA et al. (1990,1993), FREYSSINET et al. (1990a,1990b), COLIN & VIEILLARD (1990), BENEDETTI & BOULÈGUE (1990), BOWELL et al. (1991), COLIN et al. (1993), FREYSSINET (1993) entre outros. De forma geral esses trabalhos discutem as formas de concentração do ouro no meio supergênico, as condições físico-químicas propícias à dissolução, mobilização, e reprecipitação do metal, as diferentes teorias sobre a gênese das mineralizações secundárias, e finalmente propõem métodos para a prospecção geoquímica do ouro neste ambiente.

No Brasil, apesar da existência de espessas coberturas lateríticas, em especial na porção centro-norte do território nacional, poucas jazidas de natureza residual foram por ora descobertas. A presença de tais mineralizações foi noticiada no Mato Grosso (SANTOS, 1984; MICHEL, 1987; OLIVEIRA & CAMPOS, 1991), em Goiás (RAO et

al., 1983; RAO, 1987; PORTO, 1991; PORTO & HALE, 1995), na Bahia (CARVALHO, 1984; VASCONCELOS & KYLE, 1988; VASCONCELOS & KYLE, 1991; CARVALHO, 1992; MELLO, 1992), no Amapá (VEIGA et al., 1985; COSTA, 1990; COSTA, 1991; COSTA & COSTA, 1991; COSTA et al., 1993) e no Pará, na região de Carajás (SILVA, 1988; BENEDETTI et al., 1990; ANDRADE et al., 1991; SILVA et al., 1991 a, b; COSTA, 1991; COSTA, 1993, MACHESKY et al., 1993; ZANG & FYFE, 1993; ANGÉLICA, 1996) e na porção nordeste do estado (TRARBACH & KOTSCHOUBEY, 1991; FARIAS et al., 1992).

Especificamente no domínio da Província Mineral de Carajás, no sudeste do estado do Pará, o potencial metalogenético das lateritas foi revelado ainda no início da década de 70 com a descoberta dos depósitos de bauxita do platô N5 (ASSAD & BEISIEGEL, 1982), de níquel do Rio Vermelho (BERNARDELLI, 1982) e de manganês do Igarapé Azul (BERNARDELLI & BEISIEGEL, 1978). No entanto, foi somente nos meados da década de 80 que a companhia Docegeo, motivada pela descoberta de expressivos depósitos de ouro supergênico na Austrália, iniciou investigações específicas para tais mineralizações nas coberturas lateríticas dos setores Salobo, Pojuca e Igarapé Bahia, todos portadores de importantes depósitos de sulfetos de cobre. As pesquisas realizadas resultaram na descoberta da jazida de ouro do Igarapé Bahia, no final dos anos 80. Neste local, a mineralização encontra-se na zona oxidada de corpos gossânicos lateritizados e apresenta um teor médio de 5 ppm de ouro (COSTA, 1991; COSTA, 1993; ANGÉLICA, 1996).

Os trabalhos realizados na área Salobo foram inicialmente direcionados para as mineralizações supergênicas de cobre, sendo desenvolvidos vários estudos para esclarecer o modo de ocorrência desse metal no perfil de alteração (VEIGA, 1983; GROKE et al., 1985; GROKE, 1986; GROKE et al., 1987; FLORES, 1989). Segundo esses trabalhos o cobre não forma mineral próprio no minério alterado e encontra-se alojado nos produtos de alteração dos silicatos primários, ou seja, basicamente, em oxi-hidróxidos de ferro e argilominerais. Quanto à mineralização secundária de ouro, pouco tem sido divulgado na literatura geológica; as primeiras informações foram publicadas pelo autor e colaboradores

no início desta pesquisa (OLIVEIRA & SILVA, 1990; SILVA et al., 1991a). Nesses estudos foi mostrado que no minério alterado do Salobo, o ouro está concentrado nos produtos de alteração das formações ferríferas hospedeiras dos sulfetos de cobre com um teor médio de 1,6 ppm.

Por sua vez, os trabalhos de prospecção mineral realizados na área Pojuca pela Docegeo revelaram como alvo mais promissor o setor denominado Pojuca-Leste. No perfil de alteração desta área ocorrem teores significativos de ouro e cobre no saprólito derivado da alteração dos xistos do Grupo Pojuca. O teor médio de ouro alcança 0,5 ppm nas zonas mais enriquecidas do saprólito (SILVA et al., 1991b).

Mais recentemente, foram descobertos gossans auríferos encaixados nos metassedimentos psamo-pelíticos do prospecto Águas Claras (SOARES et al., 1994; ANGÉLICA, 1996). Tais gossans são derivados da alteração supergênica de sulfetos contidos em veios de quartzo que cortam os metassedimentos da Formação Águas Claras.

A presença de várias ocorrências auríferas nas coberturas de alteração formadas sobre as sequências vulcano-sedimentares da região de Carajás, em especial aquelas que hospedam mineralizações sulfetadas, mostra que esses ambientes são nitidamente favoráveis para a concentração secundária de ouro. No entanto, salvo trabalhos mais recentes realizados nas áreas do Igarapé Bahia (ZANG & FYFE, 1993; ANGÉLICA, 1996) e de Águas Claras (ANGÉLICA, 1996) o conhecimento sobre essas mineralizações ainda é limitado e o seu estudo restrito a descrições, faltando investigações mais detalhadas para esclarecer os processos concentradores do ouro nesses ambientes. Este fato motivou a realização do presente trabalho, que foi desenvolvido com o objetivo geral de elucidar a natureza e a origem das mineralizações secundárias de ouro nas áreas Salobo e Pojuca-Leste, e no final, comparar os processos que atuaram nesses dois setores. Este enfoque permitiu avaliar a influência da natureza da mineralização primária, da composição das rochas encaixantes, além de fatores mais globais como o relevo e o clima sobre os processos que originaram as mineralizações auríferas das áreas consideradas. De forma prática, o trabalho permitiu definir alguns critérios e guias para a prospecção de ouro na região.

1.2. OBJETIVOS ESPECÍFICOS

Os objetivos específicos deste trabalho são: descrever os perfis de alteração selecionados e caracterizá-los quanto a sua composição química e mineralógica; definir o modo de ocorrência do ouro nos minérios primário e secundário; determinar a natureza e avaliar o grau de participação dos diversos fenômenos físicos e/ou químicos responsáveis pela mobilização e deposição do ouro no meio supergênico; definir as condições físico-químicas do ambiente durante a alteração das mineralizações sulfetadas e, finalmente, com base nessas informações, propor modelos geoquímicos para explicar a origem das mineralizações estudadas.

1.3. LOCALIZAÇÃO DAS ÁREAS ESTUDADAS

As áreas enfocadas neste estudo estão localizadas no domínio da Serra dos Carajás, na parte sudeste do Estado do Pará (Figura 1). A jazida de cobre do Salobo situa-se em linha reta a cerca de 35 quilômetros à noroeste da mina de ferro de N4, enquanto que o alvo Pojuca-Leste, está localizado a aproximadamente 15 quilômetros à noroeste da citada mina.

1.4. METODOLOGIA DE TRABALHO

O desenvolvimento deste trabalho envolveu as seguintes atividades:

Trabalho de Gabinete:

Esta etapa consistiu em consulta bibliográfica sobre o tema da pesquisa, em tratamento dos dados obtidos e, finalmente, em redação da tese.

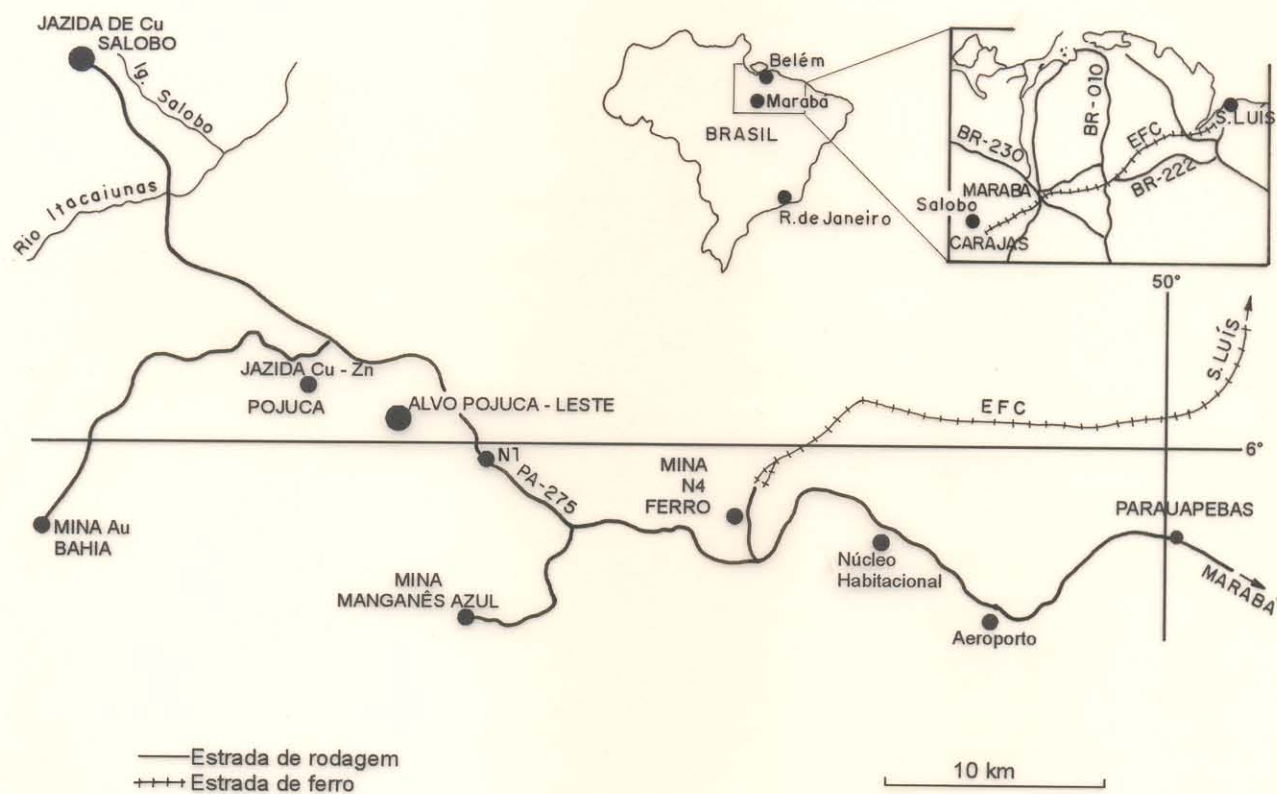


Figura (1) Mapa de localização das áreas Salobo e Pojuca-Leste, Serra dos Carajás-Pa.

Trabalho de Campo:

O trabalho de campo foi desenvolvido em duas campanhas, totalizando 60 dias. Nestas ocasiões foram descritas as feições geomorfológicas e as coberturas de alteração das áreas Salobo e Pojuca-Leste. Devido a escassez de afloramentos nessas áreas, os perfis de alteração foram estudadas principalmente em furos de sondagem, completando-se as observações em cortes de estradas e poços de pesquisa. O trabalho envolveu inicialmente a descrição do material disponível: testemunhos de 12 furos de sondagem e amostras de 5 poços de pesquisa da área Salobo, bem como testemunhos de 3 furos de sondagem do

setor Pojuca-Leste. Após esta fase foram selecionados para amostragem e estudo de detalhe três furos de sondagem na área Salobo (F/73, F/79 e F/81) e dois no setor Pojuca-Leste (F/69 e F/71), considerando-se como critérios de seleção a disponibilidade de amostras, a melhor representatividade dos horizontes de alteração e das rochas matrizes em profundidade, bem como os teores elevados de ouro nas amostras. Desta feita foram coletadas 180 amostras na área Salobo e outras 80 no setor Pojuca-Leste. Para complementar as informações sobre a mineralização primária da área Salobo foram coletadas ainda 5 amostras de minério na galeria de pesquisa G3. Neste conjunto foi feita uma nova seleção para escolha das amostras mais adequadas para tratamento em laboratório.

Trabalho de Laboratório:

No laboratório as amostras selecionadas foram preparadas para estudos mineralógicos e químicos. A composição mineralógica do material alterado foi determinada por difração de raios x, com auxílio eventual da espectroscopia no infravermelho. No caso de amostras mais coesas foram confeccionadas lâminas delgadas e polidas para estudos petrográficos e minerográficos. A composição química para elementos maiores foi determinada em 40 amostras provenientes dos furos F/79 e F/81 da área Salobo e em outras 32 oriundas do furo F/71 do setor Pojuca-Leste, todas representativas das rochas matrizes e dos produtos de alteração encontrados nesses furos. As análises químicas foram realizadas no Laboratório de Análises Químicas do Centro de Geociências da UFPa e no Laboratoire de Geochimie et Metallogenie da Universidade de Paris VI (França), utilizando-se a via úmida, a espectrometria de fluorescência de raios x e a espectrometria de absorção atômica.

Referente aos elementos traços, foram utilizados os resultados analíticos para ouro, cobre, prata, molibdenio e ferro obtidos pela Docegeo em 1085 amostras oriundas de 12 furos de sondagem e 5 poços de pesquisa da área Salobo e em 220 amostras provenientes de 3 furos de sondagem do setor Pojuca-Leste.

Para o estudo do ouro no minério primário, selecionou-se 40 amostras com teores elevados de metal provenientes das sondagens realizadas nas áreas Salobo e Pojuca-Leste, bem como 5 amostras coletadas na galeria G3. Nessas amostras foram preparadas seções e lâminas polidas para estudos minerográficos. Paralelamente, nos intervalos mineralizados, efetuou-se o tratamento estatístico dos resultados de análises para ouro, cobre, prata, molibdenio e ferro, para se identificar possíveis correlações entre esses elementos. Enfim, partículas de ouro e minerais de minério foram analisados com auxílio de microsonda e de microscópio eletrônico para determinação da sua composição e identificação das fases sulfetadas e oxidadas portadoras de ouro. Essas atividades foram realizadas nos laboratórios das Universidades de Brasília e de Paris VI (França) e são descritas em detalhe no Tópico 3.6.2.1.3.

No minério alterado, definiu-se inicialmente o padrão de distribuição do ouro nos perfis de alteração. Para isso foram utilizados os resultados das análises para ouro, cobre, prata, molibdenio e ferro fornecidas pela Docegeo. Com esses dados elaborou-se diagramas binários (teor x profundidade-composição mineralógica) e desenvolveu-se estudos estatísticos de correlação linear. Após esta fase, foi realizado um estudo de detalhe para verificar o modo de ocorrência do ouro nos minérios secundários de ambas as áreas. Para isto foram selecionadas amostras com teores elevados de ouro obtidas nas sondagens F/79, F/81 e F/71. Nas amostras mais coesas foram confeccionadas lâminas e seções polidas em vista de estudos minerográficos (60 seções estudadas). No caso do material mais friável foram preparados concentrados de batéia. As amostras tratadas - 10 da área Salobo e 10 da área Pojuca-Leste - pesaram em média 2 Kg cada e foram coletadas em diferentes profundidades dos perfis de alteração representados nos furos de sondagem F-81 (Salobo) e F-71 (Pojuca-Leste). Finalmente, com auxílio de microsonda e de microscópio eletrônico foram analisadas as partículas de ouro e os produtos de alteração selecionados. Mais detalhes sobre esses procedimentos analíticos são descritos adiante nos Tópicos 3.6.3.5 e 4.6.1.

1.5. CLIMA E RELÉVO DAS ÁREAS ESTUDADAS

O clima predominante na região de Carajás é do tipo Tropical Úmido e caracteriza-se por uma curta estação seca. Segundo informações obtidas na estação meteorológica do Salobo, a estação chuvosa estende-se de novembro a maio, havendo maiores precipitações entre os meses de fevereiro e abril, enquanto que o período mais seco estende-se de julho a setembro. Os dados pluviométricos dos últimos dez anos indicam um encurtamento acentuado da estação chuvosa na região e uma diminuição de pluviosidade em relação às décadas anteriores, de modo que apenas nos anos de 1987 a 1990 as médias anuais alcançaram 2000 mm de chuva. A temperatura média na região é de 20°C na estação chuvosa e 30°C no período de estiagem.

As feições geomorfológicas nas áreas Salobo e Pojuca-Leste apresentam diferenças nítidas como pode ser visto na Figura 2. No setor Pojuca-Leste observa-se um relevo de tipo "platô" cujas cotas situam-se em torno de 630 metros e coincidem com as maiores elevações da região de Carajás. O topo desses platôs é sustentado por uma espessa crosta laterítica e suas encostas comportam normalmente depósitos coluviais resultantes do desmantelamento recente da crosta laterítica. O desnível entre o topo das chapadas e as áreas arrasadas circunvizinhas é da ordem de 400 metros.

Na área Salobo destaca-se uma serra assimétrica com cerca de 450 metros de altitude, sustentada no topo por quartzitos. Sua encosta sudeste é bastante escarpada e retilínea, enquanto que a vertente noroeste exibe leve concavidade e comporta espessos depósitos de colúvio. O desnível topográfico entre o topo da serra e as áreas adjacentes é da ordem de 200 metros.

Segundo BOAVENTURA et al. (1974) as feições geomorfológicas observadas na região de Carajás correspondem ao denominado Planalto Dissecado do Sul do Pará, o qual é resultado de um evento de pediplanação de idade pliocênica e coincide, em parte, com antigos pediplanos cretáceos ou pré-cretáceos. Por sua vez, o estudo de Ab'SABER (1986) mostrou que os relêvos tabulares da região de Carajás são testemunhos de uma páleocordilheira do Pré-Cambriano aplainada entre o final do Mesozóico e o início do

Terciário. Segundo este autor, alguns níveis intermediários de erosão identificados na Serra dos Carajás, evidenciam um soerguimento regional descontínuo, resultado de um evento epirogenético com eventuais interrupções ascencionais. Mais recentemente SOUZA & KOTSCHOUBEY (1991) e SOUZA (1993) mostraram que o topo dos platôs residuais da Serra dos Carajás correspondem provavelmente à superfície de erosão Sul-Americana do Terciário Inferior que foi soerguida durante ou no final do Terciário Superior.

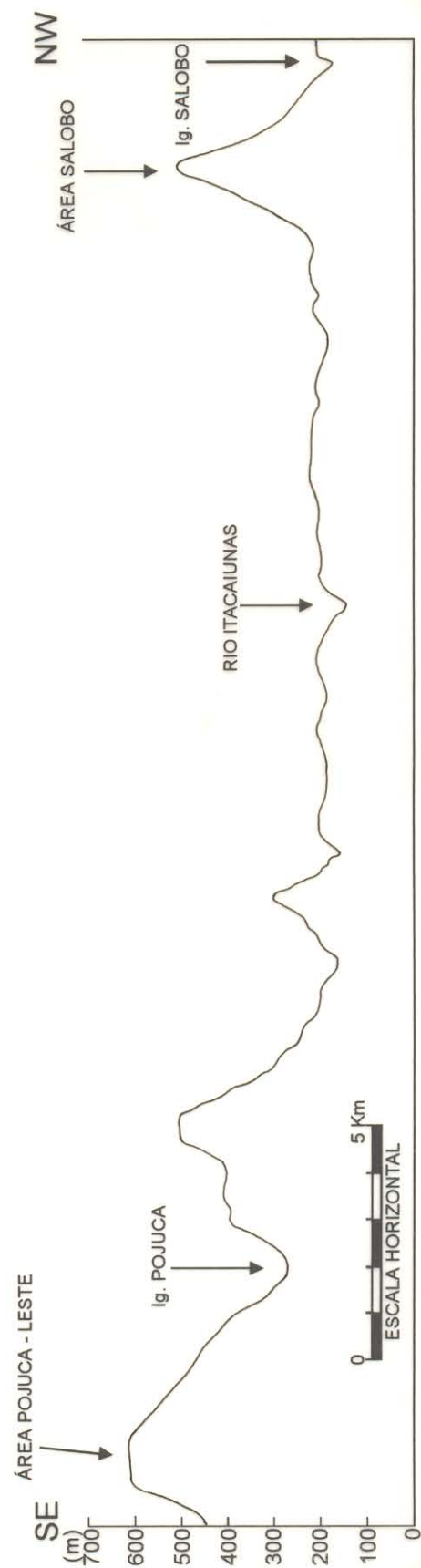


Figura (2) Feições de relevo das áreas Salobo e Pojuca-Leste, Serra dos Carajás-Pa.

2.CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL

2.1. GENERALIDADES

A área em estudo inscreve-se no contêxto geológico da Serra dos Carajás, cujo quadro litoestratigráfico já foi abordado em diversos trabalhos realizados na região (HIRATA et al., 1982; CORDANI et al., 1984; DOCEGEO, 1988; ARAÚJO et al., 1988; ARAÚJO & MAIA, 1991; ARAÚJO et al., 1994). Segundo esses trabalhos, na área enfocada, estão presentes as seguintes unidades: Complexo Xingu (SILVA, G.G. et al., 1974), Supergrupo Itacaiúnas (DOCEGEO, 1988), Formação Águas Claras (ARAÚJO & MAIA, 1991), granitos intrusivos do tipo Granito Central de Carajás, diques de diabásio, bem como formações lateríticas, aluviões e colúvios recentes.

2.2. UNIDADES LITOESTRATIGRÁFICAS E EVOLUÇÃO GEOLÓGICA

O Complexo Xingu constitui o embasamento da região e a sua idade é de cerca de 2.800 Ma (MACHADO et al., 1991). Compõe-se de gnaisses de composição tonalítica a granodiorítica, migmatitos, trondhjemitos e anfibolitos subordinados, metamorfisados na fácies anfibolito.

O Supergrupo Itacaiúnas é representado por sequências vulcano-sedimentares que ocorrem na forma de faixas encravadas no embasamento gnáissico. Ele compreende os Grupos Salobo, Pojuca, Bahia, Grão Pará e Burutirama, os quais hospedam as principais mineralizações de Cu, Zn, Au, Ag, Mo, Fe da região. Em termos genéricos essas sequências consistem em metassedimentos clásticos, formações ferríferas e rochas metavulcânicas máficas e félsicas que se dispõem em faixas, orientados na direção WNW/ESE e metamorfisadas em fácies xisto-verde a anfibolito. As datações U/Pb realizadas em rochas metavulcânicas dos Grupos Grão Pará e Salobo revelaram idades entre 2700 e 2500 Ma (WIRTH et al., 1986; MACHADO et al., 1988).

A Formação Águas Claras consiste num espesso pacote de rochas siliciclásticas cuja posição estratigráfica é controversa na região de Carajás. DOCEGEO (1988) considerou esta unidade como uma cobertura posterior ao Complexo Xingu e ao Supergrupo Itacaiúnas, correlacionando-a à Formação Rio Fresco definida por CUNHA et al. (1984) na parte sul da Província Mineral de Carajás. Por outro lado, ARAÚJO & MAIA (1991) a definiram como parte da sequência vulcano-sedimentar do Grupo Grão Pará. É constituída por uma sequência progradante de argilitos, siltitos, arenitos e conglomerados depositados em ambiente marinho na sua porção inferior e fluvial na parte superior (NOGUEIRA, 1994).

Granitos anorogênicos do tipo Granito Central de Carajás - Pojuca, Cigano - cortam todas as unidades mencionadas anteriormente e apresentam idades entre 1800 e 1900 Ma (WIRTH et al., 1986; MACHADO et al., 1988). Da mesma forma, diques de diabásio com idade de 590 Ma (CORDANI, 1980) encontram-se alojados nas rochas dos Grupos Salobo, Pojuca e Bahia.

O Cenozoico está representado na região por formações lateríticas e por depósitos de aluviões e colúvios recentes. As primeiras sustentam os altos platôs da região de Carajás, como por exemplo, os platôs das Serras Norte, Sul e Leste, cujas cotas máximas alcançam 700 metros. Os perfis lateríticos são maduros em termos químicos, texturais e mineralógicos e comportam uma variedade de minerais neoformados (oxi-hidróxidos de Fe, Al) (KOTSCHOUBEY & LEMOS, 1985; KOTSCHOUBEY et al., 1989; SOUZA & KOTSCHOUBEY, 1991; COSTA, 1991, 1993; SOUZA, 1993). Em termos gerais, o perfil de alteração é composto da base para o topo dos seguintes horizontes: horizonte transicional, horizonte saprolítico, horizonte aluminoso ou bauxítico e crosta ferruginosa. Segundo KOTSCHOUBEY et al. (1989) a complexidade faciológica e composicional do manto laterítico da Serra dos Carajás sugere uma gênese polifásica para o mesmo, envolvendo processos químicos e episódios de retrabalhamento físico sob diferentes condições climáticas.

Com base em critérios geomorfológicos, KOTSCHOUBEY (1988) atribuiu às formações lateríticas da Serra dos Carajás uma idade do final do Terciário Inferior. Mais

recentemente VASCONCELOS et al. (1994) utilizando datações K/Ar e Ar/Ar de óxidos de manganês autigênicos coletados nas minas de manganês do Azul e de ouro do Igarapé Bahia determinaram uma idade mínima de 72 ± 6 Ma para o início do intemperismo na região de Carajás. Segundo esses autores o intemperismo teria atuado de forma episódica ao longo do Terciário e do Quaternário, destacando-se dois períodos particularmente bem marcados, o Paleoceno-Eoceno e o início do Mioceno.

A evolução geológica da região de Carajás no Arqueano e Proterozóico envolveu a implantação no embasamento siálico de uma bacia continental de tipo “rift” (DOCEGEO, 1988; LINDENMAYER, 1990) ou de tipo transcorrente - “pull apart basin” - (ARAÚJO & MAIA, 1991), na qual foram depositadas as sequências vulcano-sedimentares do Supergrupo Itacaiúnas (DOCEGEO, 1988) ou do Grupo Grão Pará (ARAÚJO & MAIA, 1991). Segundo ARAÚJO & MAIA (1991) esta evolução estaria ligada ao desenvolvimento de uma zona de cisalhamento dúctil sinistral, e teria envolvido uma fase de transtensão inicial com instalação da bacia e deposição dos vulcanitos e sedimentos, seguida por uma fase de transpressão, deformação e geração de uma estrutura em flor positiva. Os últimos estágios da evolução tectônica teriam proporcionado o desnivelamento de blocos e uma intensa sedimentação clástica (Formação Águas Claras), seguida pela colocação de granitos anorogênicos e diques de diabásio mais recentes.

3. ESTUDO DA ÁREA SALOBO

3.1. QUADRO GEOLÓGICO DA ÁREA - ASPECTOS GERAIS

A área Salobo situa-se na aba norte da Serras dos Carajás e está inserida em um conjunto de serras orientadas na direção WNW/ESE de mais de 10 quilômetros de extensão. Trata-se especificamente de uma serra de feições assimétricas cujas cotas mais elevadas - 450 metros - apresentam um desnível da ordem de 250 metros em relação ao topo dos platôs residuais da região.

O arcabouço geológico da área é formado pelos gnáisses do Complexo Xingu, pelas rochas metassedimentares da Sequência Salobo, por intrusões granitóides e por diques de diabásio (VIEIRA et al., 1988; LINDENMAYER, 1990) (Figura 3).

Os gnaisses do Complexo Xingu são rochas normalmente bandadas, de textura milonítica, compostas de plagioclásio (albita-oligoclásio), quartzo e quantidades menores de anfíbólio, biotita e clorita.

A Sequência Salobo constitui uma faixa de mais de 3 quilômetros de extensão, de direção geral WNW/ESE. Compõe-se de formações ferríferas, metagrauvacas, quartzitos arcosianos e anfibolitos subordinados, perfazendo uma espessura de 300 a 600 metros no setor da jazida propriamente dita (VIEIRA et al., 1988). Na base, a sequência é de natureza essencialmente química, com predominância de formações ferríferas, tornando-se gradualmente mais clástica em direção ao topo onde ocorrem exclusivamente quartzitos (LINDENMAYER, 1990).

Dois corpos granitóides de idades distintas são intrusivos nas rochas da Sequência Salobo nas proximidades do depósito (LINDENMAYER, 1990). O mais antigo, com idade de 2753 ± 2 Ma (MACHADO et al., 1988), consiste em um granito de granulção média a grossa, foliado, composto de K-feldspato (ortoclásio), plagioclásio (oligoclásio) e quartzo, bem como de augita, hornblenda e magnetita em proporções menores. Por sua vez, o granito mais jovem, com idade de 1880 ± 80 Ma (CORDANI, 1980), exibe

granulação média e compõe-se de plagioclásio (albita-oligoclásio), ortoclásio e quartzo, tendo como minerais acessórios, fluorita, clorita, biotita e magnetita.

Diques de diabásio de espessura métrica, orientados nas direções N70°W e N20°W cortam as rochas da Sequência Salobo na área da jazida. Os diques apresentam uma textura vítrea nas bordas e porfirítica a sub-ofítica na parte interna. São compostos de plagioclásio sericitizado e augita, ocorrendo ainda quartzo, clorita, magnetita, ilmenita e calcopirita em quantidades menores. A idade determinada pelo método K/Ar acusou 561 ± 16 Ma (CORDANI, 1980).

Zonas de cisalhamento de direção geral WNW/ESE afetam as partes norte e sul da área Salobo (Figura 3) e são marcadas por uma forte milonitização e lenticularização das rochas envolvidas. Segundo SIQUEIRA (1990), essas zonas estão relacionadas a sistemas transcorrentes sinistrais ligados ao duplex distensivo Salobo-Mirim. Conforme este autor a evolução tectônica da área Salobo envolveu um evento transtensivo que afetou o substrato siálico e resultou na implantação da bacia e na deposição dos sedimentos da Sequência Salobo, seguido por um evento transpressivo e uma transtensão final.

LINDENMAYER (1990) considera que a evolução geológica da área Salobo envolveu um episódio de metamorfismo de contato que atingiu a fácies piroxênio-hornfels - 750°C; 2 a 3 Kbar - seguido por dois eventos metamórfico-hidrotermais ligados a implantação de zonas de cisalhamento. O primeiro ocorreu em condições de fácies anfíbolito - 650°C a 550°C; 2,5 Kbar - e foi marcado por intenso cisalhamento, colocação do granitóide Salobo Velho e pela transformação da fayalita em grunerita + magnetita + quartzo nas formações ferríferas; o segundo deu-se a 370°C e foi causado pela reativação das zonas de cisalhamento, resultando sobretudo na cloritização dos minerais ferro-magnesianos. Tais eventos ocorreram entre 2581 e 2551 Ma, havendo mais tarde reaquecimento da Sequência Salobo na ocasião do alojamento dos granitos pós-tectônicos (1880 Ma) e dos diques de diabásio (550 Ma).

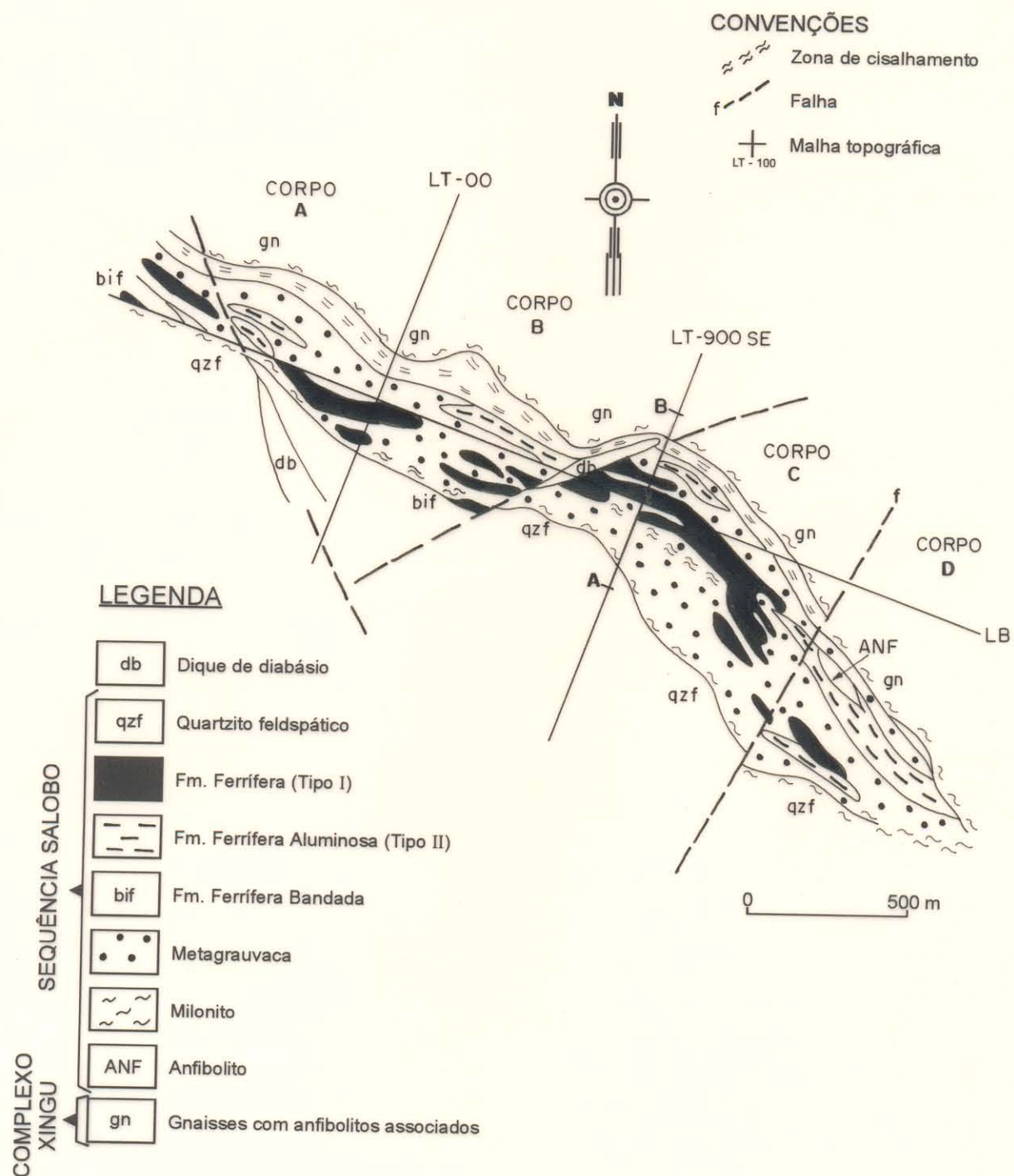


Figura (3) Mapa geológico da área Salobo - nível topográfico 250m - (modificado de VIEIRA et al., 1988 e LINDENMAYER, 1990)

3.2. GEOLOGIA DA JAZIDA (CORPO C)

3.2.1. Generalidades

Neste tópico são enfocados exclusivamente os litotipos e as mineralizações que compõem a jazida do Salobo propriamente dita. As informações referem-se especificamente ao setor localizado na porção intermediária do depósito, denominado corpo C (VIEIRA et al., 1988) (Figura 3). Neste setor ocorrem formações ferríferas, metagrauvacas, quartzitos arcosianos e anfibolitos subordinados, os quais constituem a Sequência Salobo (LINDENMAYER, 1990). As formações ferríferas ocupam a porção intermediária do corpo C, sendo balizadas a norte e a sul pelas metagrauvacas, com as quais apresentam contatos gradativos. Essas últimas, por sua vez, exibem contatos tectônicos com os quartzitos a norte, e com os gnaisses do embasamento, a sul. Veios de quartzo, fluorita, calcita, clorita, stilpnomelana e molibdenita encontram-se alojados nas rochas da Sequência Salobo.

A descrição dos litotipos mencionados acima é apresentada a seguir com base nos trabalhos de VIEIRA et al. (1988), SIQUEIRA (1990), LINDENMAYER (1990) e em observações feitas no decorrer deste estudo.

3.2.2. Descrição das rochas da jazida

3.2.2.1. Sequência Salobo

a) Formações Ferríferas

As formações ferríferas ocorrem sob a forma de lentes de espessura centimétrica a métrica, posicionadas subverticalmente e orientadas na direção N70°W. Trata-se de rochas maciças a foliadas, compostas principalmente de magnetita, grunerita, biotita, almandina e fayalita em proporções variadas. Com base no conteúdo de magnetita nessas

rochas, VIEIRA et al. (1988) definiu 2 tipos litológicos principais, denominados X1 (>50% de magnetita) e X3 (10 a 50% de magnetita). Posteriormente, LINDENMAYER (1990) e RÉQUIA (1995) utilizando critérios mineralógicos e químicos reclassificaram essas rochas em 2 tipos fundamentais:

1. Formações ferríferas de Tipo I: São rochas de textura maciça a levemente foliada, compostas de magnetita (50-90%)-fayalita-grunerita e contendo quantidades subordinadas de biotita, hastingsita, almandina e greenalita, bem como proporções menores de fluorita, apatita, allanita, turmalina, titanita, ilmenita e grafita. A fluorita pode eventualmente atingir até 10% do volume da rocha.

2. Formações ferríferas de Tipo II: Exibem uma foliação acentuada e são constituídas por magnetita (15-50%)-biotita-grunerita-almandina e por quantidades subordinadas de quartzo, clorita e turmalina. Em proporções menores ocorrem fayalita, hastingsita, greenalita, fluorita, plagioclásio, apatita, allanita, zircão e grafita.

O contato entre os dois tipos é geralmente gradativo. A passagem de um para o outro é marcada por uma alternância de lentes de espessura centimétrica a métrica de ambos os tipos de formações ferríferas.

Corpos lenticulares isolados de formação ferrífera bandada de cerca de 20 metros de espessura encontram-se intercalados nas metagrauvacas, próximo ao contato com os quartzitos. Essas formações ferríferas apresentam uma alternância de bandas milimétricas de quartzo microcristalino com bandas compostas de fayalita, magnetita, grunerita e hastingsita.

b) Metagrauvacas:

Estas rochas foram inicialmente classificadas como xistos por VIEIRA et al. (1988) e subdivididas em X2, X4 e X5 de acordo com a sua composição mineralógica. Elas constituem o tipo litológico mais comum na jazida do Salobo. São rochas normalmente foliadas, compostas principalmente de biotita, almandina e quartzo, bem como de muscovita, plagioclásio, turmalina e magnetita em quantidades subordinadas. O conteúdo

de magnetita varia de 0 a 15%, sendo mais elevado nas rochas mais estreitamente associadas às formações ferríferas, na porção central da jazida. Sillimanita, clorita, alanita e zircão ocorrem em quantidades menores. Zonas de cisalhamento de espessura métrica cortam as metagrauvacas nas bordas norte e sul do corpo C, nos contatos com os gnaisses e quartzitos, respectivamente (Figura 3). Nestas zonas, as rochas são intensamente milonitizadas e alteradas pelo hidrotermalismo, predominando um xisto de granulação fina, constituído por clorita, plagioclásio e quartzo, com quantidades subordinadas de grunerita, hastingsita, almandina e biotita.

c) Quartzitos:

Os quartzitos ocupam toda a borda meridional da jazida e sustentam o relêvo local. São constituídos por quartzo (75-90%) e por quantidades variáveis de muscovita, K-feldspato, clorita, sillimanita, biotita, granada e magnetita, ocorrendo ainda turmalina, zircão e alanita como minerais acessórios. Localmente, no contato com as metagrauvacas, o conteúdo de K-feldspato chega a atingir 25% da rocha.

d) Anfibolitos:

Essas rochas ocorrem na forma de corpos isolados, de espessura métrica, intercalados no pacote de metagrauvacas. Exibem textura granolepidoblástica a granonematoblástica e são compostas de anfibólio (cummingtonita-hornblenda), plagioclásio (oligoclásio-andesina) e de biotita e quartzo em quantidades menores. Como acessórios estão presentes granada, clorita, turmalina, apatita e epidoto.

3.2.2.2. Veios

Os veios representam menos de 1% de todas as rochas presentes na jazida. Possuem espessura de poucos milímetros até 50 centímetros e são de dois tipos principais

(LINDENMAYER, 1990): veios deformados e não deformados. Os veios deformados estão normalmente relacionados às zonas de cisalhamento e são compostos essencialmente de quartzo e turmalina. Por outro lado, os veios não deformados são frequentemente zonados e mostram uma maior diversidade composicional em função da natureza da rocha encaixante. Assim, os veios alojados nas formações ferríferas são compostos de fluorita-greenalita, greenalita-uraninita, quartzo-calcita-clorita, stilpnomelano-clorita e molibdenita. Por sua vez, os veios hospedados nas metagrauvacas são constituídos por quartzo-calcita-clorita e calcita-fluorita, enquanto que os veios que cortam os quartzitos são compostos de quartzo e albita essencialmente.

3.2.3. Mineralizações

3.2.3.1. Mineralização sulfetada primária

A mineralização sulfetada do Salobo é composta essencialmente de bornita, calcocita e quantidades menores de calcopirita. Estão igualmente presentes molibdenita, cobaltita, saflorita e ouro nativo. Esses minerais ocorrem disseminados nas formações ferríferas e exibem uma correlação positiva com o conteúdo de magnetita. Da mesma forma, a natureza dos sulfetos de cobre mostra uma relação com a composição da rocha hospedeira. Assim, a calcopirita ocorre preferencialmente associada às formações ferríferas de Tipo I, especialmente àquelas ricas em fayalita, enquanto que a bornita e a calcocita são mais abundantes nas formações ferríferas de Tipo II, particularmente naquelas compostas de magnetita, grunerita, biotita e clorita.

Os minerais de minério apresentam as seguintes relações texturais nas formações ferríferas:

A magnetita ocorre normalmente na forma de cristais euédricos a subédricos, constituindo até 90% do volume total da rocha. Os grãos são bem desenvolvidos (de 0,01 a 0,12mm) e mostram contatos retilíneos entre si, definindo uma textura granoblástica de tipo mosaico. Localmente, este mineral ocorre em lamelas preenchendo fraturas e espaços

entre os cristais de fayalita e de granada. Nas rochas mais deformadas, a magnetita acompanha o bandamento milonítico, distribuindo-se em bandas de espessura milimétrica alternadas com bandas de quartzo+biotita+grunerita±fluorita±clorita. RÉQUIA (1995) mostrou que a magnetita granoblástica comporta diminutas inclusões de molibdenita, fluorita, apatita, turmalina, uraninita e ouro nativo.

A calcopirita ocorre em cristais anédricos a subédricos (de 0,03 a 0,1mm), ocupando espaços entre os cristais de fayalita e de grunerita, formando filmes em torno da granada, fayalita e hastingsita, ou na forma de lamelas inseridas nos planos de clivagem da grunerita. Localmente a calcopirita exibe finas lamelas de exsolução orientadas de acordo com os planos de clivagem da bornita (Figura 4A).

A bornita é o sulfeto mais abundante; ocorre em grãos anédricos a subédricos com tamanho máximo de 0,3mm, apresentando contatos retos com os cristais de magnetita. Ocorre ainda inserida nos planos de clivagens da grunerita e da biotita e nas fraturas da granada. Localmente está presente na forma de cristais lamelares em vênulas de quartzo, carbonato e clorita que cortam as formações ferríferas. Seus contatos com a calcopirita são localmente irregulares, destacando-se golfos de bornita nos cristais de calcopirita, o que sugere a substituição deste último mineral (Figura 4B).

A calcocita ocorre normalmente associada à bornita nas formações ferríferas de Tipo II. Neste caso a calcocita ocorre em cristais anédricos (de 0,05 a 0,15 mm), seja como inclusões, seja na forma de mirmequitas em cristais de bornita, indicando que esses minerais foram originados por exsolução à baixa temperatura (CRAIG & VAUGHAN, 1981) (Figura 4C). Localmente a calcocita forma auréolas em torno dos cristais de bornita e invade ocasionalmente a parte interna destes minerais. Tais relações sugerem a substituição da bornita pela calcocita. A calcocita ocorre ainda em diminutas lamelas alojadas nos planos de clivagem da biotita e nas fraturas da granada.

Mais localmente, a calcocita e a bornita são encontradas nas junções da foliação milonítica S-C ou preenchendo microfraturas de cisalhamento dos tipos P, R, T, R' e Y=D (SIQUEIRA, 1990). Nestes casos, os contatos entre a bornita e a calcocita são irregulares e sugerem a substituição do primeiro mineral pelo segundo.

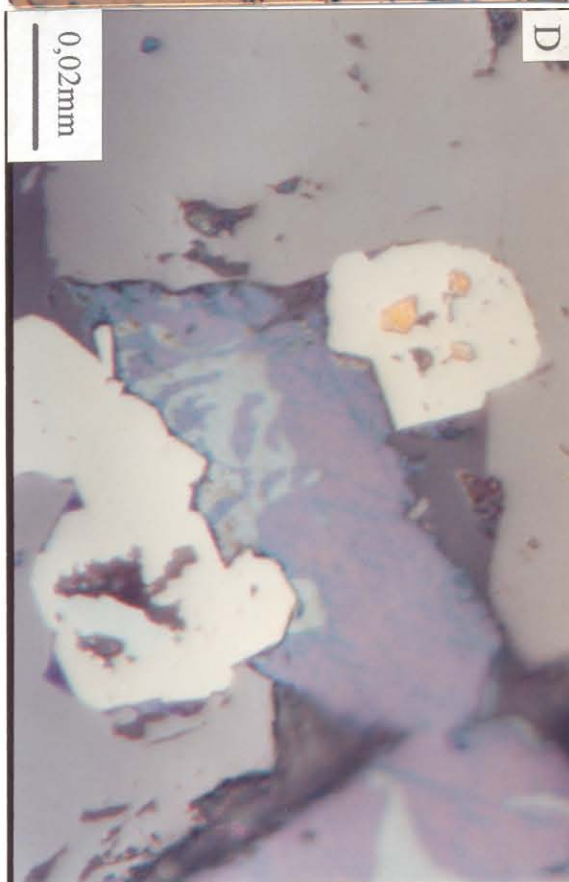
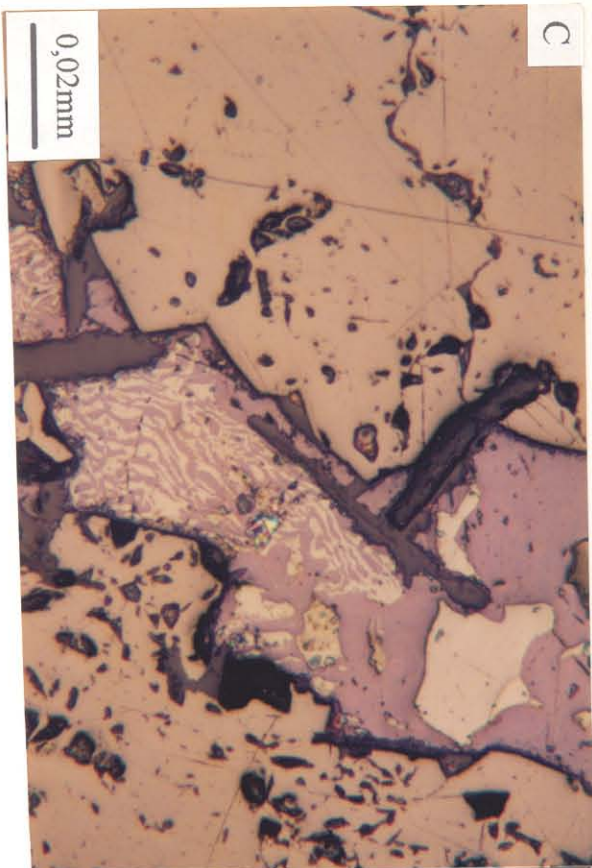
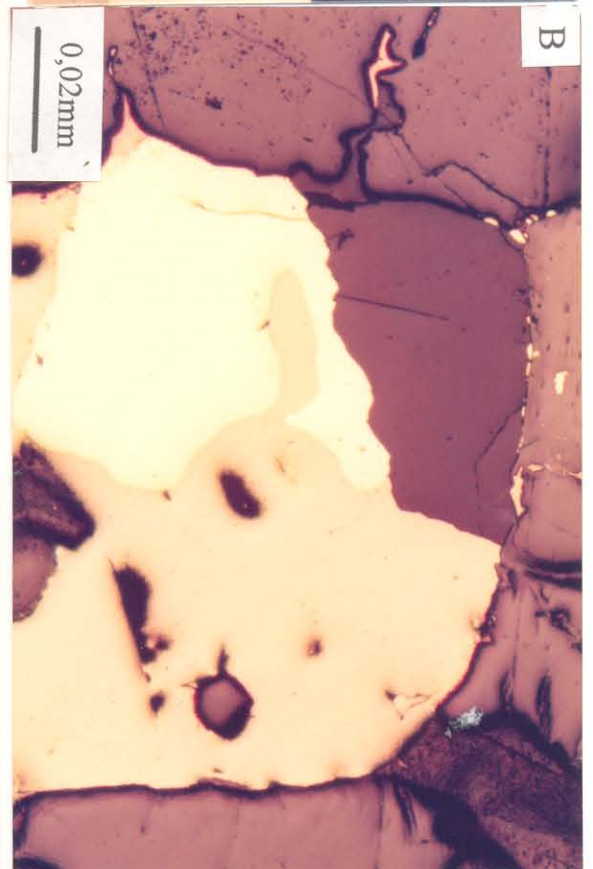
A molibdenita ocorre seja na forma de minúsculas inclusões na magnetita, seja em cristais fibrosos bem desenvolvidos mostrando contatos retilíneos com esta última. Localmente os cristais mostram-se fortemente encurvados e contém diminutas inclusões de calcopirita.

A saflorita e a cobaltita ocorrem geralmente em diminutos cristais euédricos, exibindo contatos retilíneos com os cristais de magnetita nas formações ferríferas do Tipo I. Esses minerais contém inclusões de calcopirita (Figura 4D) e de ouro nativo (RÉQUIA, 1995).

3.2.3.2. Mineralização aurífera primária

O modo de ocorrência do ouro no minério de cobre do Salobo ainda é um tema pouco esclarecido. Os trabalhos até agora realizados distinguem dois tipos principais de mineralização aurífera: a) ouro em veios e vênulas que cortam as formações ferríferas e, b) ouro na forma de inclusões nos minerais de minério das formações ferríferas, incluindo sulfoarsenietos (cobaltita), diarsenietos (saflorita), calcopirita e magnetita (LINDENMAYER, 1990; SILVA et al., 1991a; FIGUEIREDO et al., 1993; RÉQUIA et al., 1994). Em termos de volume o segundo tipo é de longe o mais relevante, tendo em vista a pouca importância dos veios no contexto da jazida.

As características mineralógicas e geoquímicas dessas mineralizações serão descritas mais adiante no tópico 3.6.2.



3.3. A COBERTURA DE ALTERAÇÃO

3.3.1. Trabalhos anteriores

Os estudos pioneiros realizados sobre o manto intempérico do Salobo visaram, basicamente, esclarecer as transformações sofridas pelos minerais primários no ambiente supergênico e a forma de alojamento do cobre nos produtos de alteração (VEIGA, 1983; GROKE et al., 1985; GROKE, 1986; ILDEFONSE et al., 1986; GROKE et al., 1987; SANTOS, 1989 e FLORES, 1989). De forma sintética esses estudos mostraram que o cobre inicialmente ausente nos silicatos primários, aparece em teores significativos nos produtos de alteração desses minerais. Segundo GROKE et al. (1987), as principais fases fixadoras do cobre são:

- a) Os argilominerais resultantes da transformação da biotita, ou seja, a vermiculita, a esmectita e os interestratificados do tipo biotita-vermiculita.
- b) A goethita derivada da transformação pseudomórfica da granada e do anfíbólio ou alojada nos sistemas fissurais.
- c) As fases manganesíferas representadas sobretudo pela criptomelana presente nos sistemas fissurais.

A partir do final da década de 80, a reativação da prospecção mineral pela Docegeo na área Salobo facilitou o desenvolvimento de novos estudos sobre o manto de alteração da jazida devido ao grande número de furos de sondagem e de poços de pesquisa executados no local. Nesta fase, o autor conseguiu identificar uma associação de sulfetos supergênicos e de minerais oxidados de cobre na base do perfil de alteração das formações ferríferas (SILVA et al., 1991a).

Mais recentemente, durante a realização do presente estudo foram atualizados e aprofundados os conhecimentos sobre a cobertura de alteração do Salobo, utilizando-se dados referentes a 12 furos de sondagem e 5 poços de pesquisa distribuídos ao longo de linhas cortando transversalmente o corpo C da jazida (LT-900 SE e LT-800SE; Figura 5).

Para investigações de detalhe do perfil de alteração foram selecionados três furos de sondagem localizados na seção 900SE (F/73, F/79 e F/81).

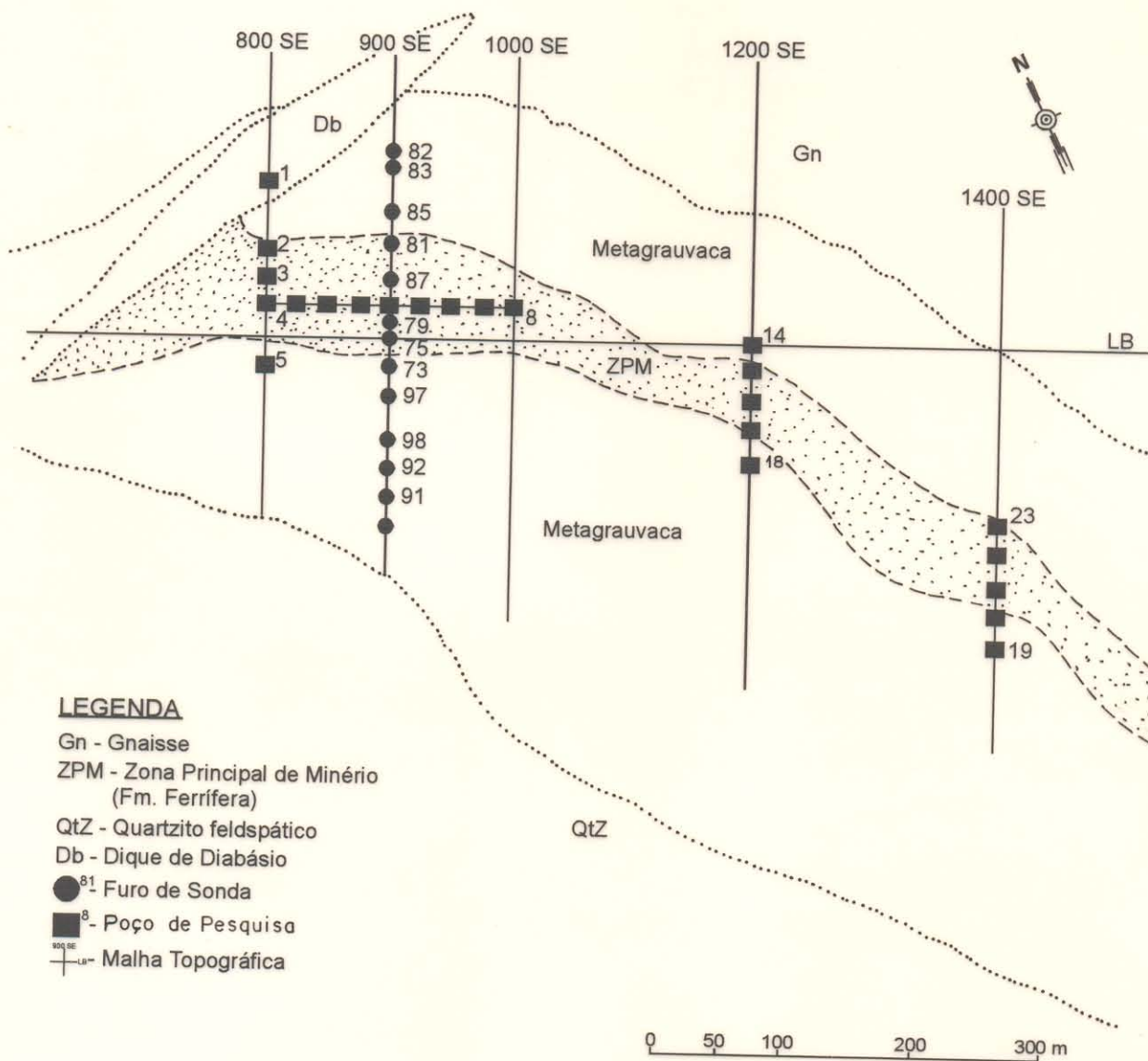


Figura (5)- Mapa geológico simplificado do corpo C da jazida do Salobo mostrando a localização dos furos de sondagem e poços de pesquisa executados pela Docegeo.

3.3.2. Estrutura geral da cobertura de alteração:

A espessura do manto de alteração do Salobo varia de 80 metros, no domínio das metagrauvacas, a 50 metros, no domínio das formações ferríferas (Figura 6). Em termos gerais o perfil é composto da base para o topo por um horizonte de rocha semi-alterada (horizonte de transição), um horizonte saprolítico e pelo colúvio. Nos dois primeiros horizontes observam-se variações laterais, texturais e mineralógicas que refletem a heterogeneidade litológica do substrato e a posição subvertical das camadas que o constituem.

Considerando-se as feições geomorfológicas da área em apreço e a presença do colúvio no topo do perfil, o perfil laterítico do Salobo pode ser classificado como sendo do tipo truncado, segundo os modelos propostos por BUTT (1989a), BUTT & ZEEGERS (1989) e COSTA (1993).

A descrição detalhada do perfil de alteração é apresentada abaixo. Para maior clareza foram distinguidos o manto intempérico desenvolvido sobre as rochas estéreis ou pouco mineralizadas (essencialmente metagrauvacas) e o manto sobre as rochas hospedeiras da mineralização (formações ferríferas).

3.3.3. Perfil de alteração sobre as metagrauvacas

O perfil de intemperismo desenvolvido sobre as rochas estéreis está bem representado no furo de sondagem F/73 da área Salobo (localização na Figura 5). Sobre essas rochas formaram-se produtos de alteração essencialmente argilosos devido à forte predominância dos silicatos (biotita, almandina, grunerita, principalmente) e o baixo conteúdo de magnetita (<15%) nas mesmas. Da base para o topo do perfil foram observadas as seguintes características texturais e mineralógicas (Figura 7):

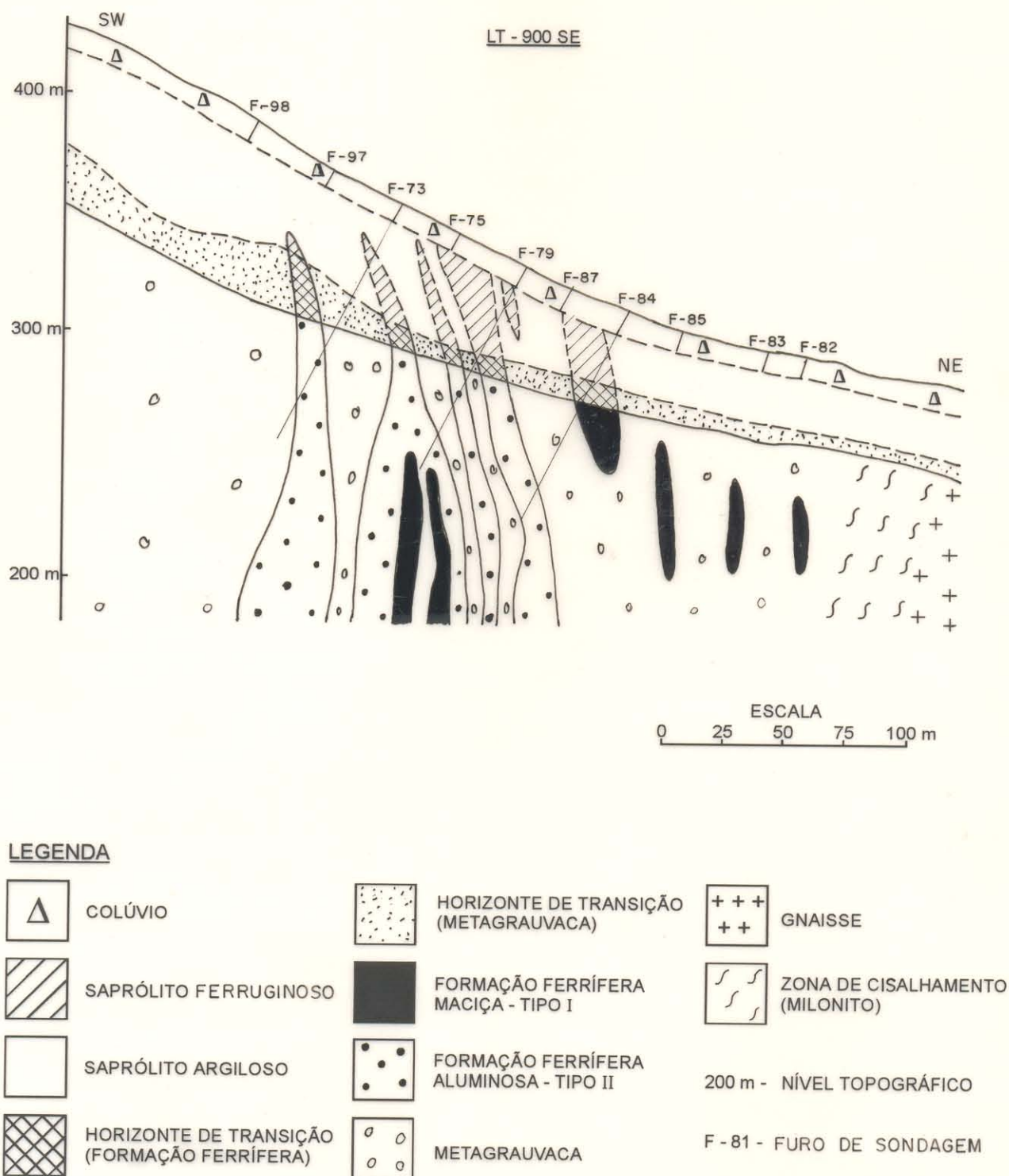


Figura (6) Estrutura geral da cobertura de alteração da jazida do Salobo ao longo da transversal 900SE (vide localização na Figura 5).

a) Horizonte de transição

Este horizonte marca a passagem gradativa da rocha fresca para o saprólito. Sua espessura é de 25 metros nas partes mais elevadas da serra, diminuindo em direção ao seu sopé (Figura 6). A rocha apresenta-se fortemente fraturada e a sua coloração varia de cinza-esverdeada na base do horizonte a amarelada no seu topo. Localmente, na sua parte inferior ainda ocorrem fragmentos da rocha matriz parcialmente preservados da alteração. O processo de alteração inicia-se com o desenvolvimento de um sistema fissural, no qual aparecem concentrações de goethita e eventualmente de esmectita. A análise ao microscópio mostra que a textura original da rocha é ainda bem preservada, embora os minerais apresentem transformações bastante acentuadas.

A coloração da biotita varia de esverdeada, na rocha sã, a amarelada na porção superior do horizonte, ocorrendo um enfraquecimento do pleocroísmo. Os espaços interlamelares são alargados e ocupados por um plasma argilo-ferruginoso de coloração cinza-esverdeada a amarelada. Em direção ao topo do horizonte esse plasma é progressivamente invadido por pontuações avermelhadas que evoluem para minúsculas concreções de oxi-hidróxido de ferro. Segundo GROKE (1986) o produto inicial de alteração da biotita no Salobo corresponde a um mineral interestratificado do tipo biotita-vermiculita ou biotita-clorita, o qual, no presente trabalho, de modo mais genérico, é denominado hidrobiotita (WILSON, 1970; BRINDLEY et al., 1983). Este mineral, por sua vez, evolui para esmectita e goethita em direção ao topo do horizonte.

Por outro lado, o anfíbólio e a granada, mais suscetíveis à alteração do que a biotita, são rapidamente desestabilizados na zona de transição. A alteração desses minerais inicia-se ao longo dos planos de clivagens do anfíbólio e nas fraturas da granada. Nessas descontinuidades desenvolve-se inicialmente um plasma de coloração cinza-esverdeada a amarela-avermelhada, a qual, em direção ao topo do horizonte, muda para tonalidades avermelhadas com o aumento da oxidação. O plasma invade progressivamente os minerais até a formação, no final, de pseudomorfos de oxi-hidróxido de ferro. Segundo GROKE et al. (1987), na área em apreço, o anfíbólio altera-se inicialmente para um filossilicato do

tipo vermiculita ou esmectita, passando gradativamente, com o aumento da lixiviação, para produtos ferruginosos contendo até 4% de CuO. Por sua vez, a granada sofre diretamente uma alteração pseudomórfica para oxi-hidróxido de ferro com até 5% de CuO, formando estruturas em “box work” mais densas do que no caso dos anfíbios.

Minerais secundários de cobre são relativamente raros no horizonte de transição sobre as metagrauvacas. Consistem essencialmente em concentrações de malaquita em fraturas, na base do horizonte.

b) Horizonte Saprolítico

O horizonte saprolítico é constituído por um material argiloso, que, no entanto, ainda exibe de modo mais ou menos marcante uma textura reliquiar. Localmente, na base do horizonte, ainda estão presentes fragmentos da rocha matriz com núcleos parcialmente preservados da alteração. A coloração do saprolito muda de cinza-esverdeada a amarela-avermelhada, da base para o topo do horizonte. A composição mineralógica e a textura mudam igualmente neste sentido. Da base do horizonte - à cerca de 28 metros de profundidade - até 18m de profundidade (Figura 7) a xistosidade da rocha ainda é bem visível. O produto de alteração é composto de fragmentos líticos pouco coesos, imersos em matriz argilosa, constituída por hidrobiotita, esmectita, goethita e hematita. No sistema fissural estão presentes concentrações de esmectita verde (nontronita) e de goethita. A partir de 18 metros até o topo do horizonte o material torna-se friável e fracamente estruturado. Os minerais predominantes são caolinita, goethita e hematita. A caolinita exibe baixo grau de cristalinidade e aparece no perfil concomitantemente com o desaparecimento da esmectita. Nas fraturas são comuns concentrações de goethita e de criptomelana.

Os minerais residuais mais frequentes no saprolito são quartzo, turmalina e granadas ferruginizadas. A distribuição irregular desses minerais no horizonte sugere variações na composição mineralógica da rocha matriz.

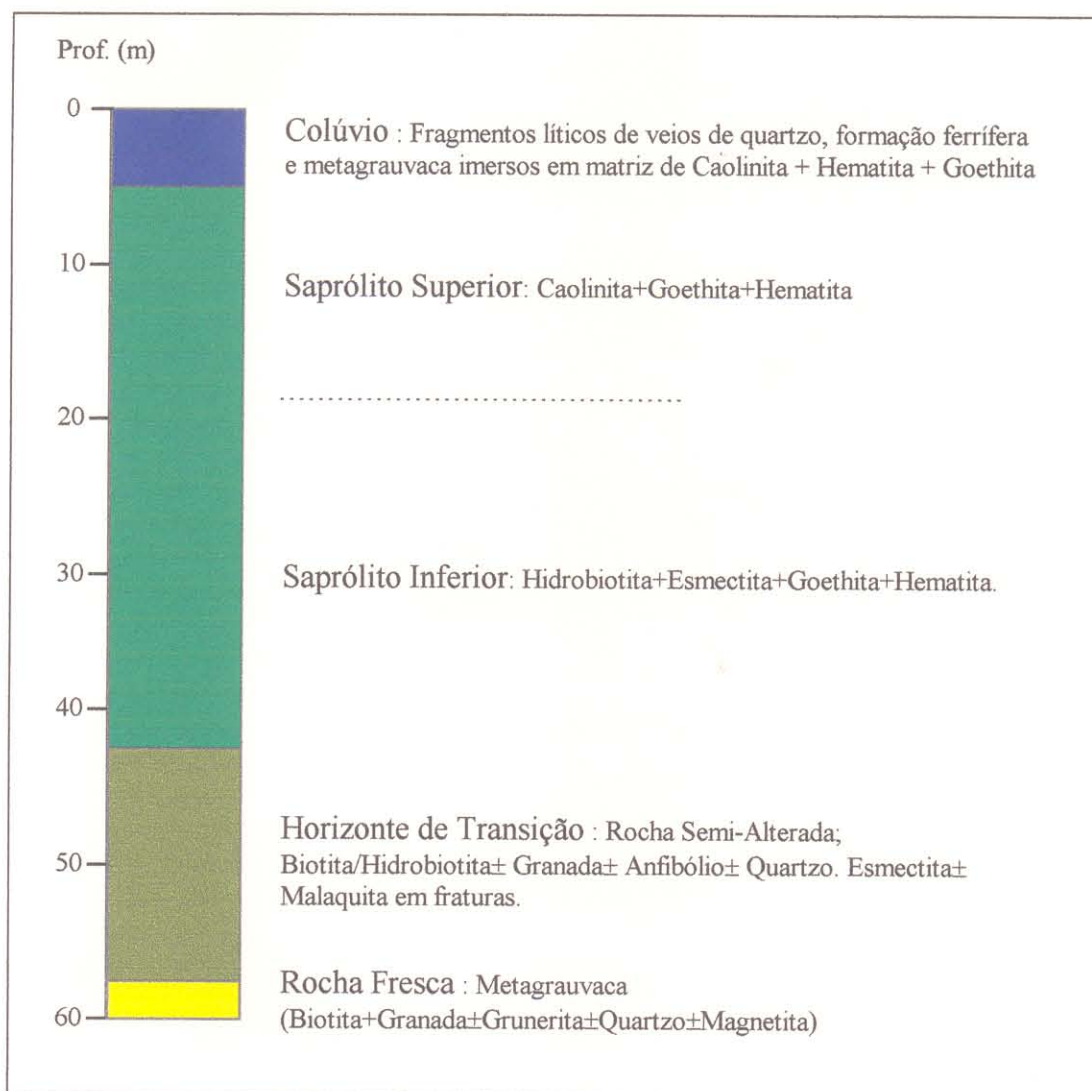


Figura (7) Perfil de alteração sobre as metagrauvacas do Salobo observado em amostras do furo de sondagem F/73.

c) Colúvio

Este material recobre toda a encosta norte da Serra do Salobo e possui uma espessura máxima de 5 metros no sopé da serra. Ao longo da encosta, no entanto, sua espessura varia bastante devido a movimentos de massa causados pela solifluxão ou pelo

rastejamento do solo provocados pela intensa atividade antropogênica na área (desmatamento para abertura de estradas, galerias e praças de sondagem). Consiste de um material mal selecionado e pouco transportado, composto por fragmentos milimétricos a centimétricos de rocha alterada (metagrauvaca e formação ferrífera) e de veios de quartzo, imersos em matriz argilosa de coloração avermelhada, constituída de goethita, caolinita e quartzo essencialmente. Na parte superior do colúvio desenvolve-se um horizonte orgânico de cerca de 0,5 metros de espessura.

3.3.4. Perfil de alteração sobre as formações ferríferas

3.3.4.1. Generalidades

O perfil intempérico desenvolvido sobre as formações ferríferas é composto dos mesmos horizontes que no domínio das metagrauvacas, ou seja, de um horizonte de transição, um horizonte saprolítico e de um nível coluvial. Neste caso, no entanto, as variações composicionais da rocha matriz resultaram na formação de produtos de alteração algo diferenciados em termos texturais e mineralógicos, o que torna o perfil mais complexo. Além disso, a oxidação dos sulfetos levou à formação de minerais secundários, os quais coexistem com os produtos da lateritização. Este quadro supergênico híbrido está bem representado nos perfis de sondagem F/79 e F/81 (Figuras 8 e 9, respectivamente) e é descrito em detalhe a seguir.

3.3.4.2. Horizontes do perfil de intemperismo:

a) Horizonte de Transição

Este horizonte pode ser heterogêneo e refletir uma origem a partir de vários tipos litológicos devido a diversidade composicional do substrato. Este fato é ilustrado no perfil F/81 (Figura 9) no qual as formações ferríferas do Tipo II apresentam contatos gradativos

com as formações ferríferas do Tipo I na passagem da rocha sã para a rocha semi-alterada. No perfil F/79, por outro lado, estão presentes apenas as formações ferríferas do Tipo II (Figura 8).

Nos perfis F/79 e F/81 os primeiros sinais de alteração supergênica das formações ferríferas consistem em mudança na coloração dessas rochas e no aparecimento de oxi-hidróxido de ferro e de esmectita no sistema fissural. A coloração preta-esverdeada das formações ferríferas do Tipo I muda para marrom-avermelhada no topo do horizonte. Já as tonalidades cinza-esverdeadas das formações ferríferas do Tipo II passam para tonalidades amarelas-avermelhadas na parte superior dessa zona. As formações ferríferas desse último tipo mostram-se menos coesas que as do tipo anterior e exibem aspecto lustroso ressaltado pelas palhetas de hidrobiotita.

Sob o microscópio os minerais das formações ferríferas exibem acentuadas modificações. A coloração da biotita muda de esverdeada na rocha sã para amarela-pálida na rocha semi-alterada. No estágio incipiente de alteração, este mineral comporta filmes de oxi-hidróxido de ferro nos espaços interlamelares e nas bordas dos cristais. A medida que a alteração progride, a biotita perde o seu pleocroísmo e mostra um crescente alargamento dos espaços interlamelares, os quais são ocupados por um plasma argilo-ferruginoso de coloração amarelada a avermelhada. Este último contém diminutas zonas de segregação de oxi-hidróxido de ferro num fundo matricial de coloração amarelada. Em termos mineralógicos a alteração da biotita resulta na formação de hidrobiotita e esmectita, as quais persistem até o topo do horizonte.

A grunerita e a granada sofrem transformação pseudomórfica, sendo substituídas progressivamente por oxi-hidróxido de ferro a partir das descontinuidades que afetam esses minerais (planos de clivagem e fraturas). No estágio inicial da alteração, essas descontinuidades são ocupadas por um plasma de coloração amarelada, no qual ocorrem diminutas zonas de concentração de oxi-hidróxido de ferro de coloração avermelhada. Gradativamente os produtos ferruginosos invadem os minerais primários a medida que estes vão se degradando. Ao contrário do que acontece com a biotita, esta transformação completa-se logo na porção inferior do horizonte.

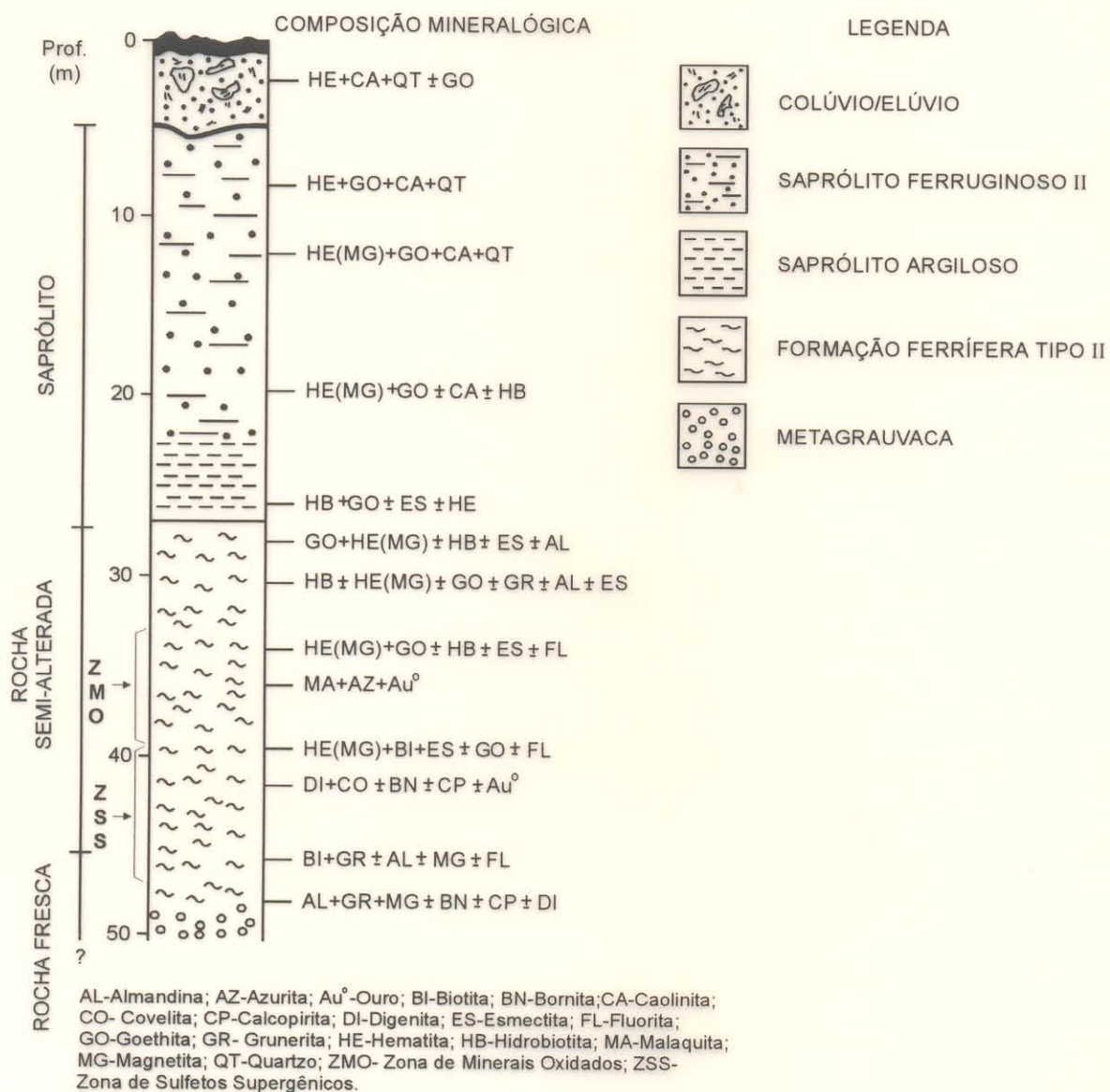


Figura (8). Perfil de alteração sobre as formações ferríferas da área Salobo, conforme observado no furo de sondagem F/79 (Figura 5).

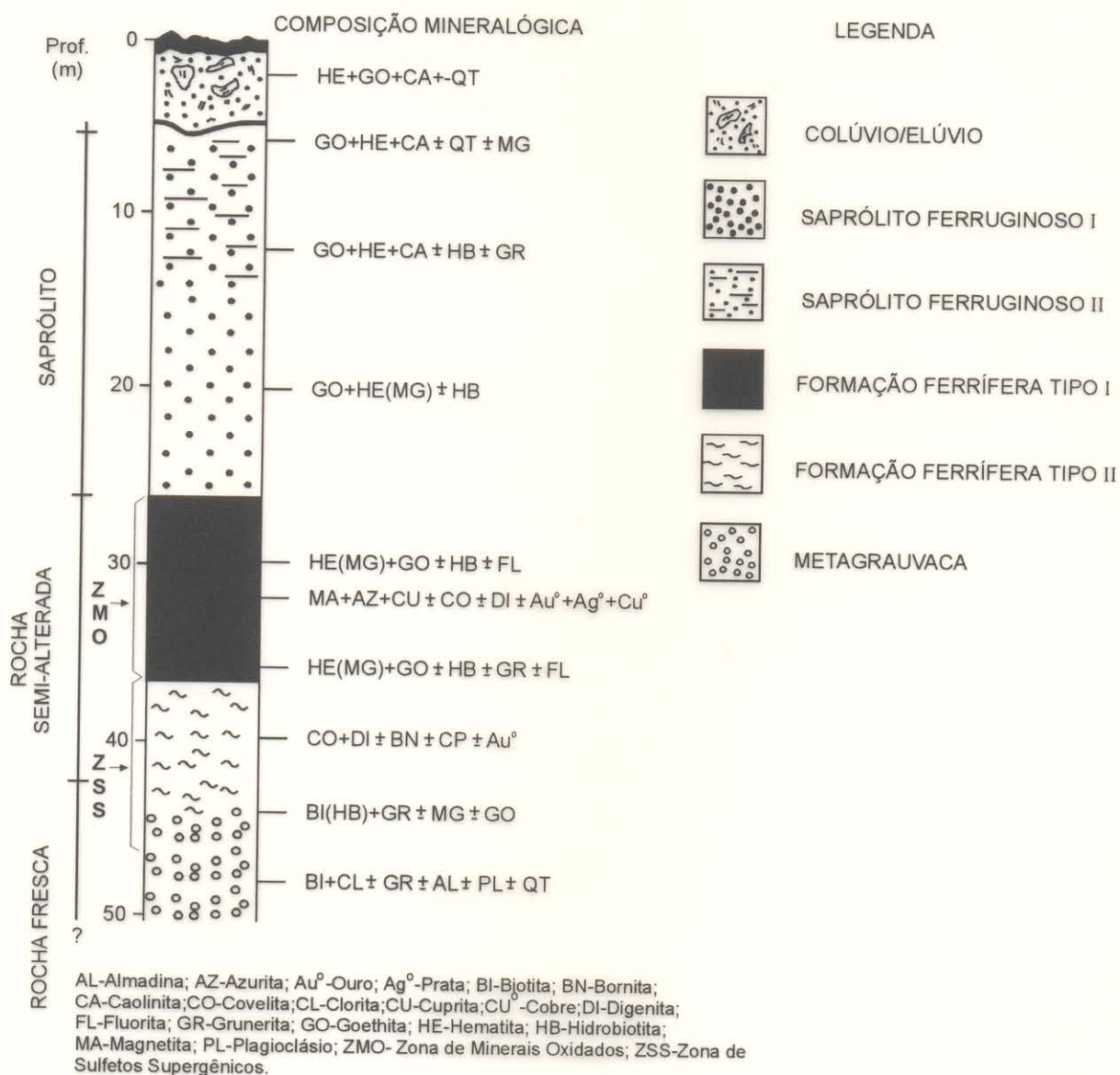


Figura (9) Perfil de alteração sobre as formações ferríferas da área Salobo, conforme observado no furo de sondagem F/81 (vide localização na Figura 5).

A magnetita, por sua vez, transforma-se em hematita pelo processo de martitização, havendo uma substituição gradativa a partir das bordas, das fraturas e dos planos de clivagem dos cristais. Tal processo é incipiente na base do horizonte, tornando-se mais intenso em direção ao topo, onde individualizam-se núcleos residuais de magnetita envoltos por hematita de transformação (Figura 10A).

b) Horizonte Saprolítico

Com base nas características texturais e na composição mineralógica dos produtos de alteração das formações ferríferas foi possível distinguir dois tipos de saprólito nos perfis de sondagem F/79 e F/81. Tal como observado nas rochas matrizes, o contato entre os dois tipos é gradativo e marcado por variações nos conteúdos de argilominerais e de oxi-hidróxido de ferro.

Saprólito Ferruginoso I

Este saprólito é proveniente da alteração das formações ferríferas do Tipo I. Está bem representado no perfil F/81 no qual ocorre numa espessura de cerca de 12 metros (Figura 9). Ele apresenta uma coloração marrom-escura a avermelhada, uma consistência friável e um aspecto terroso. Além da matriz fina, ele comporta, eventualmente, fragmentos e blocos reliquiais de formação ferrífera fortemente alterada. A matriz é composta principalmente de goethita e hematita, além de traços de caolinita e de hidrobiotita. Como minerais resistentes ocorrem magnetita (martitizada), fluorita, quartzo e turmalina.

A goethita é em geral mal cristalizada e apresenta alguma substituição isomórfica do Fe pelo Al, conforme sugerido pelo deslocamento da reflexão a $2,45\text{\AA}$ nos difratogramas de raios x (SOLYMAR, 1969). Utilizando a metodologia proposta por este autor, observa-se que esta substituição alcança ao máximo 10 moles % de AlOOH na goethita. Ao microscópio nota-se que a goethita além de ser o constituinte principal da matriz é componente essencial dos produtos ferruginosos que preenchem fraturas nos cristais martitizados de magnetita e exibem geralmente texturas coloformes (Figura 10B). Análises à microsonda efetuadas na amostra correspondendo a 15,5 metros de profundidade do furo F/81 mostraram que esses produtos goethíticos possuem teores de 0,8 a 1,9 % de Al_2O_3 e de 3,4 a 5,9 % de SiO_2 , bem como traços de cálcio e magnésio (Tabela 1).

Tabela 1. Composição química do material goethítico que preenche fraturas nos cristais martitizados de magnetita. Saprólito ferruginoso I do Salobo (amostra F/81/15,5m). Análise à microsonda eletrônica.

	Pontos Analisados (% em peso)			
	1	2	3	4
Fe ₂ O ₃	81,61	82,60	81,63	82,55
SiO ₂	5,92	4,90	5,50	4,25
Al ₂ O ₃	1,91	1,65	1,71	1,21
MgO	0,05	0,04	0,09	0,04
CaO	0,06	0,02	0,03	0,05
Total	90,55	91,21	91,96	92,1

A hematita é fundamentalmente o produto da transformação pseudomórfica da magnetita através da martitização (Figura 10A).

A hidrobiotita ocorre ocasionalmente em cristais reliquiares fortemente oxidados, dispersos na matriz ferruginosa. O grau de cristalinidade deste mineral tende a diminuir ligeiramente da base para o topo do saprólito ferruginoso I.

De forma sintética a distribuição dos minerais no saprólito do perfil F/81 é apresentada na Figura 11. A goethita e a hematita são os minerais mais abundantes neste horizonte. A hidrobiotita é bastante comum na base do saprólito até cerca de 18 metros de profundidade e passa a ocorrer apenas em traços até a profundidade de 13 metros, onde desaparece, cedendo lugar a uma caolinita mal cristalizada.

Saprólito Ferruginoso II

Sob esta denominação foram agrupados os produtos de alteração das formações ferríferas do Tipo II. Este saprólito está bem representado no perfil F/79 (Figura 8) bem como na porção superior do perfil F/81, no qual mostra contato gradativo com o saprólito ferruginoso I sotoposto (Figura 9). Ele exibe uma coloração cinza-esverdeada na base e

amarela-avermelhada no topo, assim como uma textura reliquiar ressaltada pela orientação das palhetas de hidrobiotita. Em termos de composição mineralógica caracteriza-se por uma maior proporção de argilominerais e um menor conteúdo de oxi-hidróxido de ferro que no saprólito ferruginoso I. No perfil F/79, na passagem da rocha semi-alterada para o horizonte saprolítico, foi observado um nível argiloso de coloração esverdeada composto principalmente por hidrobiotita, goethita, esmectita e granada ferruginizada (Figura 8). Com base nesta composição mineralógica, este nível foi distinguido no perfil como saprólito argiloso. A sua passagem para o saprólito ferruginoso II no topo do perfil é marcada por um aumento da quantidade de oxi-hidróxido de ferro e pela conseqüente diminuição do conteúdo de hidrobiotita. Essas relações refletem as variações nas proporções de silicatos e de magnetita comumente observadas na rocha matriz (formações ferríferas do Tipo II).

De forma geral, a distribuição dos minerais no perfil F/79 é ilustrada na Figura 12. Observa-se que da base do saprólito até 20 metros de profundidade os constituintes principais são hidrobiotita, esmectita, goethita e hematita. De 20 metros até o topo do perfil ocorrem em maiores proporções, caolinita, goethita e hematita, sendo raras a ausentes, a hidrobiotita e a esmectita. A esmectita de composição nontronítica é normalmente bem cristalizada e acompanha sistematicamente a hidrobiotita no perfil, desaparecendo com o surgimento da caolinita. Esta última mostra um grau de cristalinidade mais elevado em direção ao topo do horizonte, conforme indicado pela forma aguda da reflexão a $7,18 \text{ \AA}^\circ$ nos difratogramas de raios x (Figura 15). A goethita é mal cristalizada e apresenta uma substituição molar de FeOOH por AlOOH entre 8 e 10% conforme estimado pelo método de SOLYMAR (1969). A hematita resulta principalmente da transformação pseudomórfica da magnetita pelo processo de martitização. Nos sistemas fissurais ocorrem principalmente goethita e oxi-hidróxidos de manganês, bem como esmectita na base do horizonte. Os principais minerais resistentes são turmalina, quartzo e granada ferruginizada.

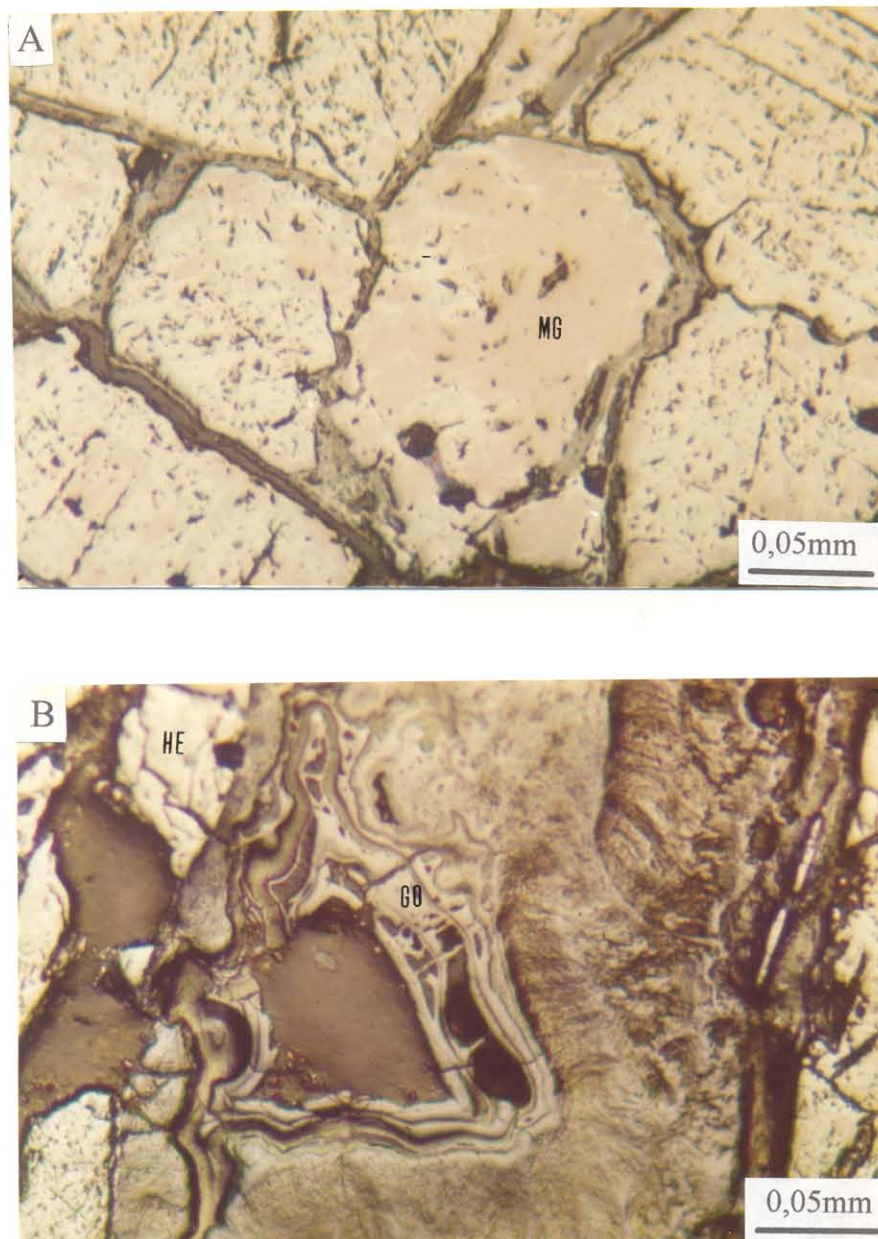


Figura (10) Fotomicrografias de seções polidas das formações ferríferas do Salobo (amostra F/81/21,5m). (A) Martitização da magnetita (MG) a partir das bordas, fraturas e planos de clivagem no mineral. (B) Produto goethítico (GO) preenchendo fraturas e cavidades em cristal martitizado de magnetita (HE). Observar a textura coloforme.

No perfil F/81 o saprólito ferruginoso II é constituído principalmente por goethita, caolinita e hematita. No entanto, a proporção de argilominerais é menor que no saprólito ferruginoso II do perfil F/79.

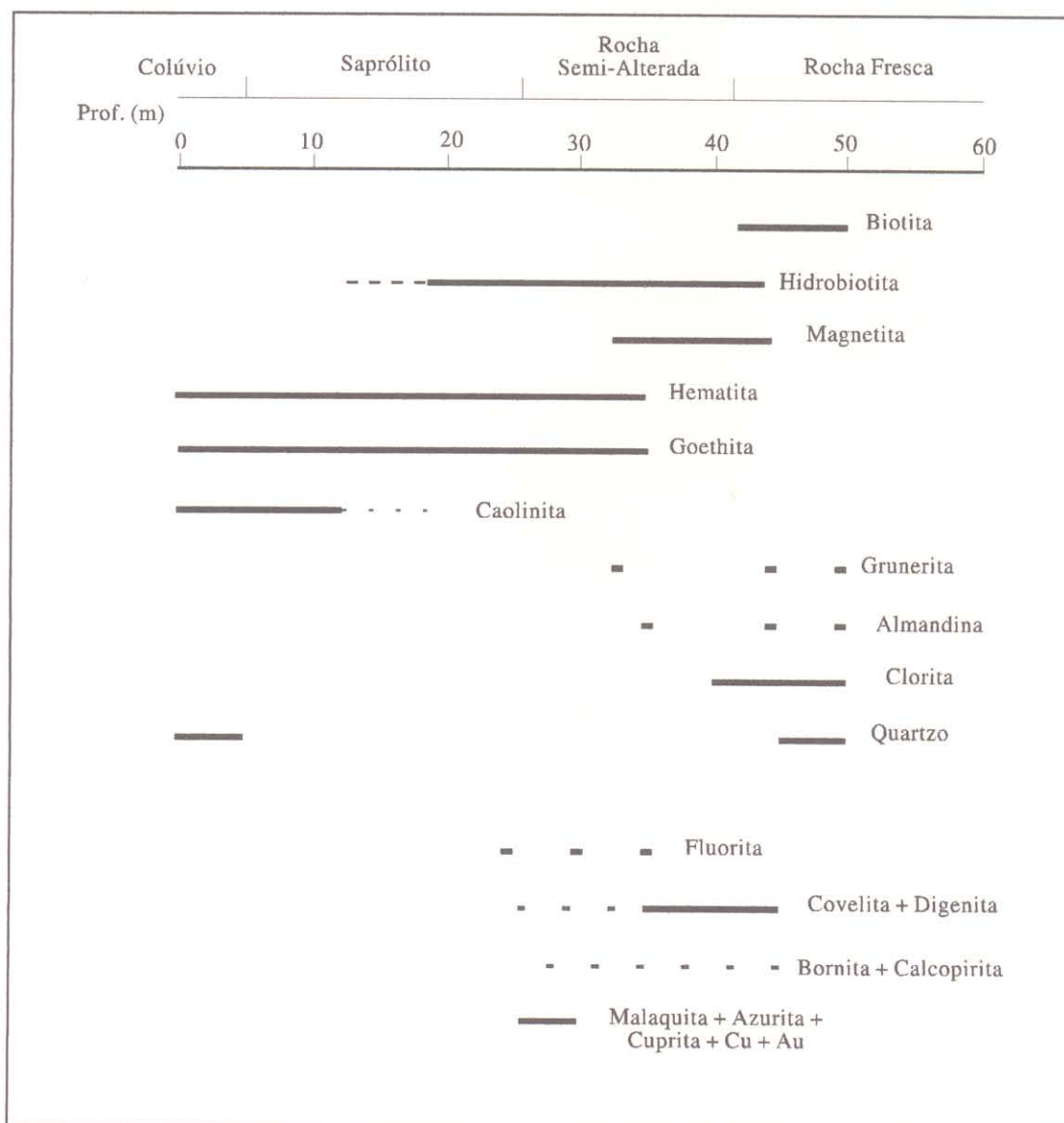


Figura (11) Composição mineralógica de amostras selecionadas a diferentes profundidades do perfil F/81 da área Salobo (20 amostras selecionadas).

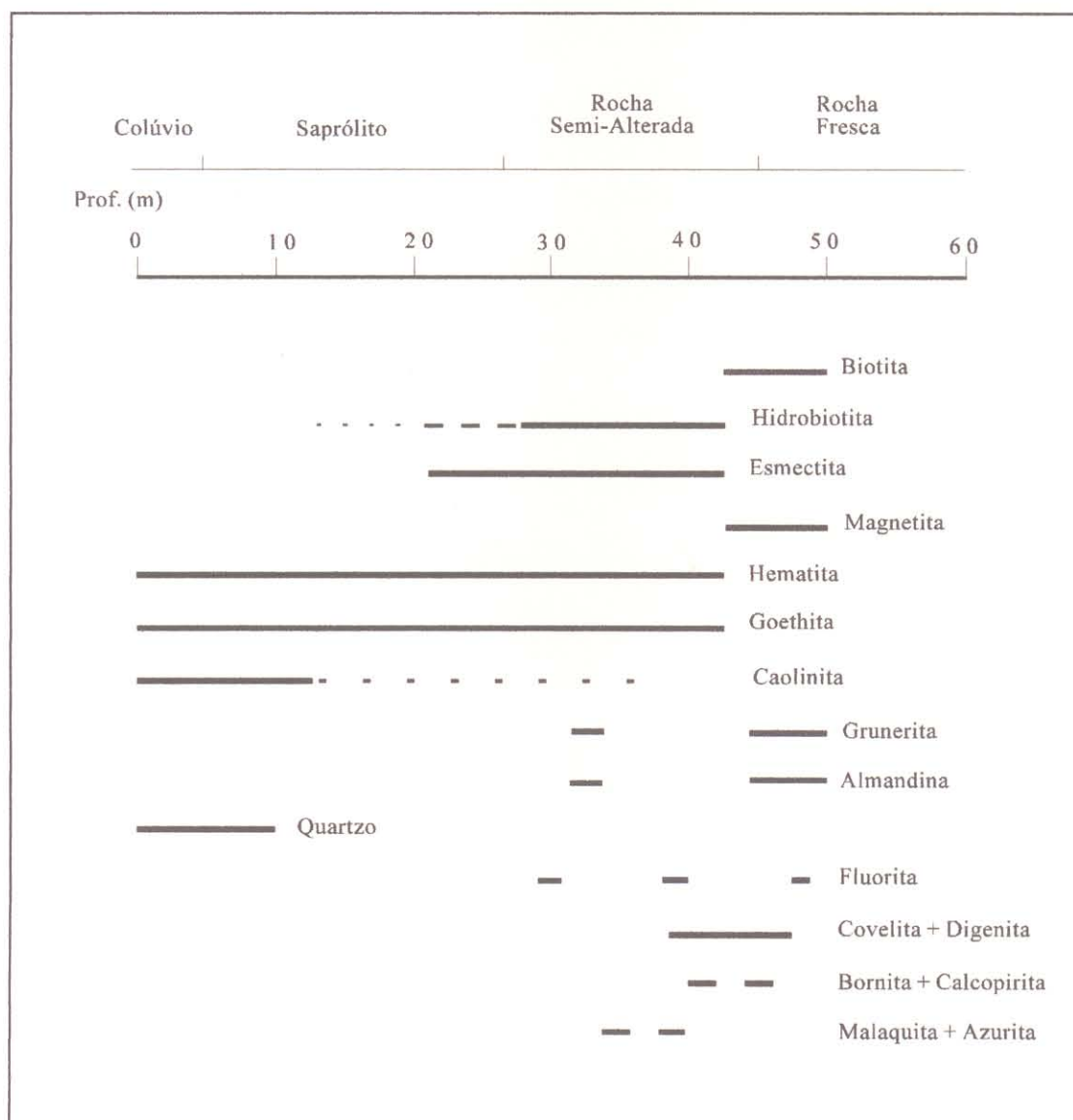


Figura (12) Composição mineralógica de amostras selecionadas a diferentes profundidades do perfil F/79 da área Salobo (20 amostras selecionadas).

3.3.4.3. Produtos de alteração da paragênese sulfetada

3.3.4.3.1. Generalidades

Os produtos de alteração dos sulfetos formam, em termos de composição mineralógica e de aspectos texturais, duas zonas distintas, que ocupam no perfil o domínio abrangendo a porção média a inferior do horizonte de transição e o topo da rocha fresca. Trata-se de uma zona de sulfetos supergênicos que, localmente, projeta-se em profundidade no domínio da rocha fresca, e de uma zona de minerais oxidados, sobreposta (Figuras 8 e 9). A distribuição e a composição dessas associações neoformadas são semelhantes às descritas nos perfis gossânicos por vários autores (NICKEL et al., 1974, 1977; ANDERSON, 1982; NICKEL, 1983; TAYLOR & APPLEYARD, 1983; TAYLOR & SCOTT, 1983; TAYLOR, 1984; NICKEL & DANIELS, 1985).

3.3.4.3.2. Produtos Neoformados

a) Zona de Sulfetos Supergênicos

A zona de sulfetos supergênicos possui uma espessura que varia de 8 a 10 metros nos perfis estudados (F/79 e F/81). Ela é melhor desenvolvida no perfil sobre as formações ferríferas do Tipo I (F/81, Figura 9), enquanto que no perfil sobre as formações ferríferas do Tipo II (F/79, Figura, 8) os sulfetos secundários são menos frequentes. De forma geral, esses minerais são mais abundantes entre 40 e 45 metros de profundidade (Figuras 8 e 9), porém localmente eles são encontrados em fraturas a cerca de 80 metros de profundidade, denotando a migração de soluções supergênicas na própria rocha fresca.

Em termos mineralógicos a zona de sulfetos supergênicos é caracterizada pelo aparecimento da digenita e da covelita nas formações ferríferas. Esses minerais ocorrem em cristais subédricos a anédricos, com tamanho de 0,05 a 0,25 mm, ocupando espaços entre os cristais de magnetita ou preenchendo fraturas neste mineral. Localmente

constituem lamelas inseridas nos planos de clivagens da biotita e do anfibólio e nas fraturas da granada (Figura 13A). Analisada ao microscópio minerográfico a digenita exibe coloração branca azulada sob luz natural, que contrasta com a coloração branca-rosada da calcocita. Seus contatos com a bornita e a calcocita são irregulares. Em estágio menos avançado de alteração da rocha, a digenita ocorre no contato entre os cristais de bornita e de calcocita, formando golfos que penetram nos cristais de bornita (Figura 13B). Essas relações tornam-se mais acentuadas em direção ao topo da zona de sulfetos secundários, culminando com a substituição completa da bornita e da calcocita pela digenita. A covelita, por sua vez, exibe coloração azul-escura sob luz natural e mostra o característico efeito de chama quando observada com nicóis cruzados. Seus contatos com a digenita são difusos, destacando-se franjas de covelita que invadem progressivamente os cristais de digenita. No topo da zona de sulfetos supergênicos a covelita forma auréolas em torno dos cristais de digenita, sobrando finalmente apenas inclusões reliquiares de digenita em cristais de covelita (Figura 13C). Localmente a digenita e a covelita ocorrem em fraturas juntamente com grãos reliquiares de bornita (Figura 13D). Não foram observadas relações de substituição direta entre a calcopirita e a digenita na zona de sulfetos supergênicos. No entanto, localmente, observam-se diminutas inclusões de calcopirita nos cristais de bornita, sendo esses últimos progressivamente substituídos pela digenita e a covelita (Figura 13E).

Estão também presentes, embora mais raros na zona enfocada, a molibdenita, a cobaltita e elementos nativos. A molibdenita ocorre em cristais fibrosos com tamanho de 0,2 a 0,4 mm, às vezes recurvados, mostrando contatos retilíneos com os cristais de magnetita. A cobaltita aparece em cristais euédricos (0,01 a 0,03 mm de comprimento), contendo localmente minúsculas inclusões de calcopirita. Os elementos nativos presentes são ouro, prata e cobre. Eles ocorrem principalmente nas fraturas dos cristais de magnetita e, no caso do ouro, em inclusões neste mineral. As partículas de ouro possuem forma normalmente placóide e tamanho entre 0,002 e 0,06 mm. As partículas maiores ocorrem geralmente nas fraturas e fissuras da magnetita, estando, localmente, associadas a cristais de covelita e digenita (Figuras 39). Por outro lado, as partículas menores formam

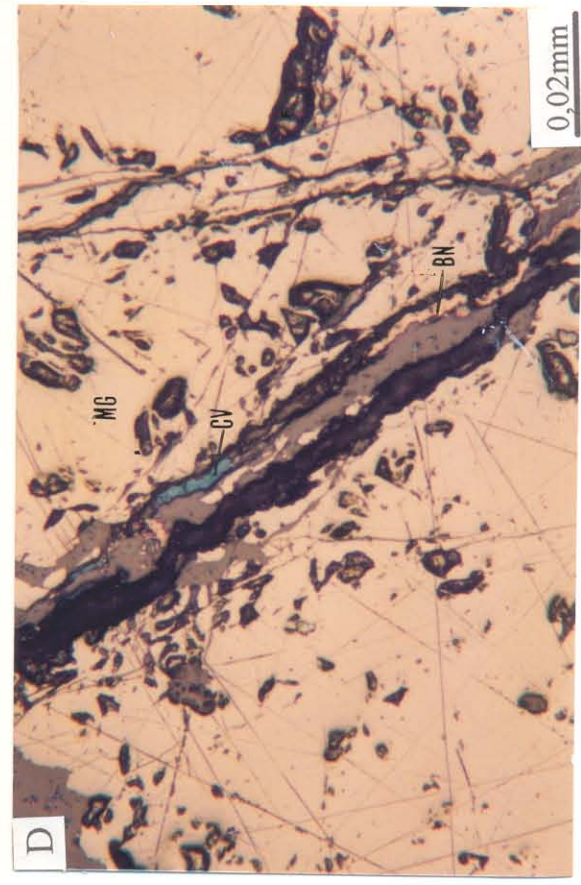
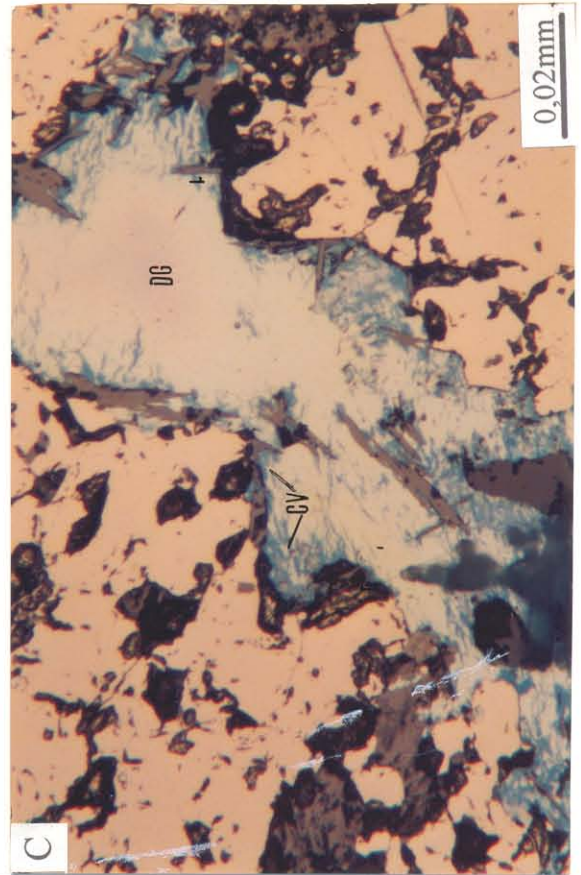
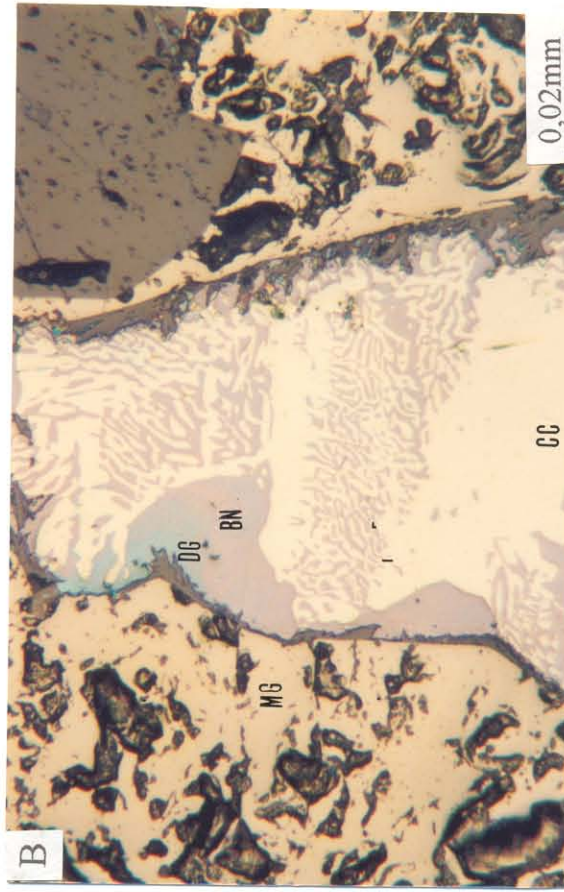
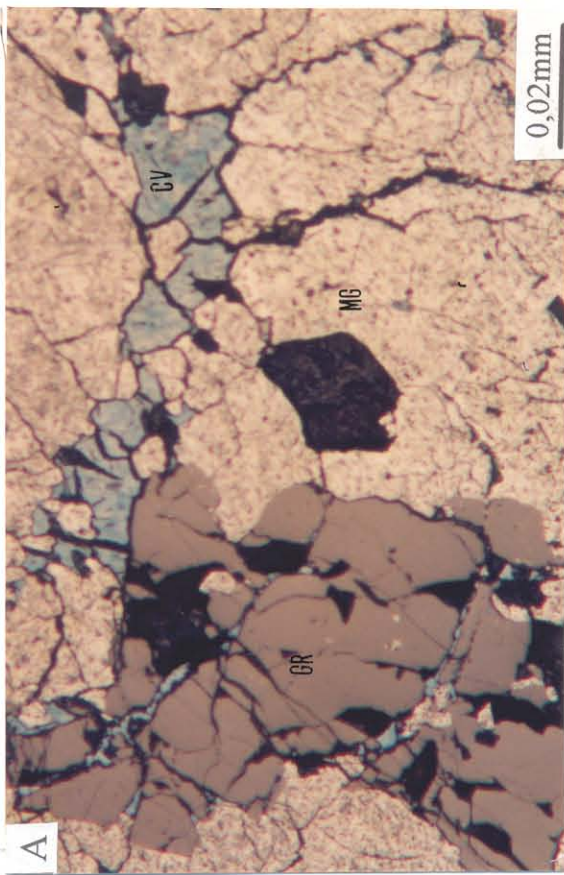
agrupamentos de minúsculas inclusões nos cristais de magnetita (Figura 38). O cobre nativo apresenta-se em grãos anédricos com tamanho superior a 0,5 mm, localizados em fraturas dos cristais martitizados de magnetita juntamente com oxi-hidróxidos de ferro, na parte superior do horizonte (Figura 13F). Enfim, a prata ocorre em diminutas partículas de forma irregular, constituindo agregados alojados nas fraturas e fissuras dos cristais martitizados de magnetita (Figura 13G).

b) Zona de Minerais Oxidados

A zona de minerais oxidados é caracterizada pela presença de óxidos e carbonatos de cobre e pelo enriquecimento acentuado em oxi-hidróxidos de ferro na rocha alterada. Esta zona contém, no entanto, na base, raros cristais reliquiais de sulfetos. É mais desenvolvida sobre as formações ferríferas do Tipo I, onde pode alcançar até 9 metros de espessura (Figura 8), tornando-se mais irregular no domínio das formações ferríferas do Tipo II. Os principais minerais secundários de cobre são malaquita, azurita e cuprita, os quais ocorrem geralmente na base do horizonte, seja preenchendo fraturas ou formando disseminações expressivas na rocha (Figura 14A). A malaquita e a azurita apresentam-se em cristais fibrosos, exibindo normalmente um arranjo radial (sobretudo a malaquita) e preenchem um denso sistema de fraturas na rocha, estando localmente associados à esmectita. A cuprita é mais rara e ocorre em fraturas junto com oxi-hidróxidos de ferro.

A análise ao microscópio minerográfico mostrou que a oxidação dos sulfetos secundários (covelita e digenita) resulta em formação de inúmeras cavidades - moldes de sulfetos pretéritos - dentro dos cristais hospedeiros de magnetita (Figura 14B). Em algumas dessas cavidades ainda estão presentes restos de covelita e de digenita envoltos em um plasma de coloração marrom-escuro, mostrando que a alteração desses minerais foi incompleta. Da mesma forma, ocorrem, localmente, cristais de covelita e de digenita de até 0,05 mm de comprimento que ficaram “protegidos” da oxidação nas microfraturas da magnetita (Figura 14C). Ouro, cobre e prata nativos estão presentes principalmente na

base do horizonte, seja na forma de diminutas inclusões na magnetita (ouro e prata), seja preenchendo fraturas neste mineral (ouro, cobre e prata).



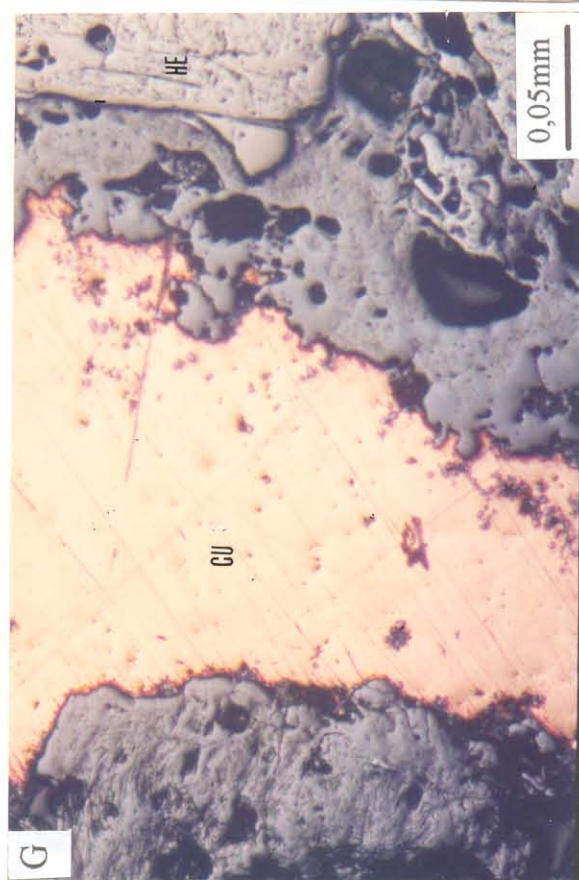
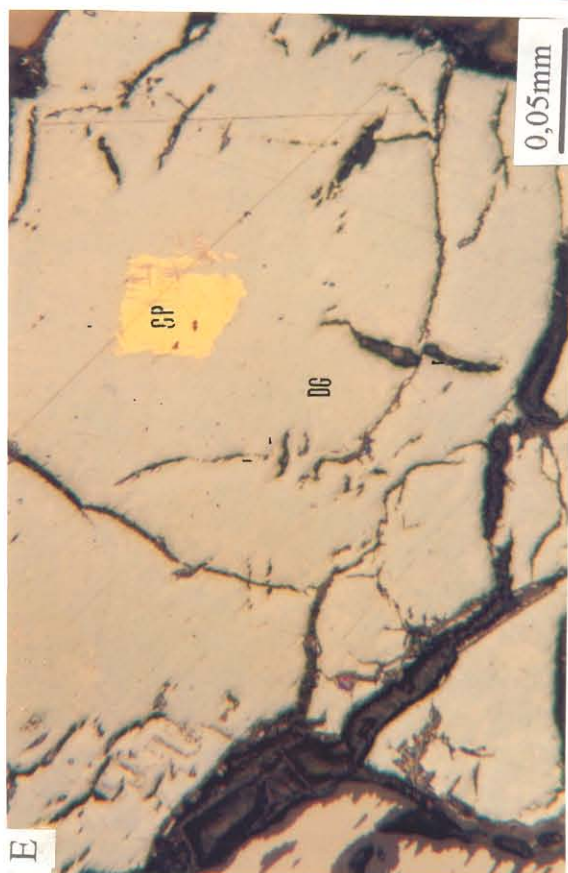
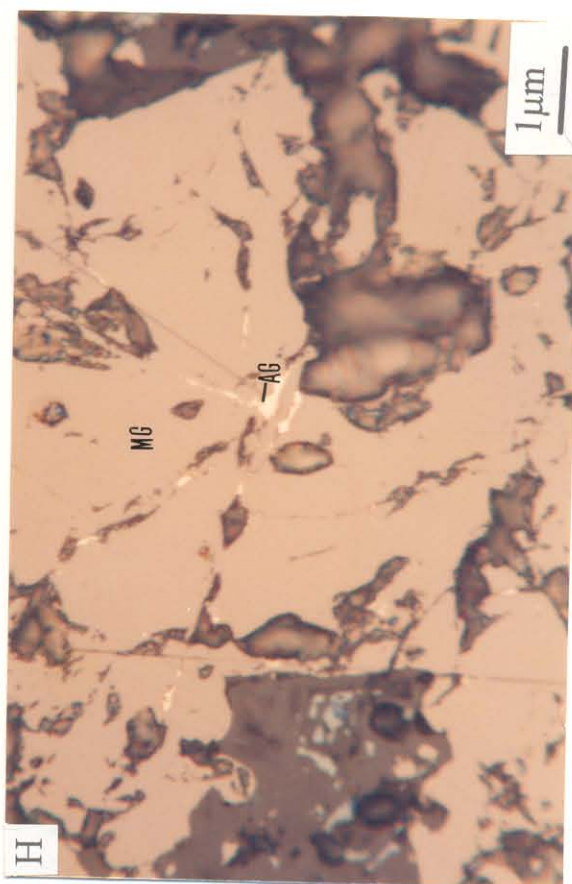
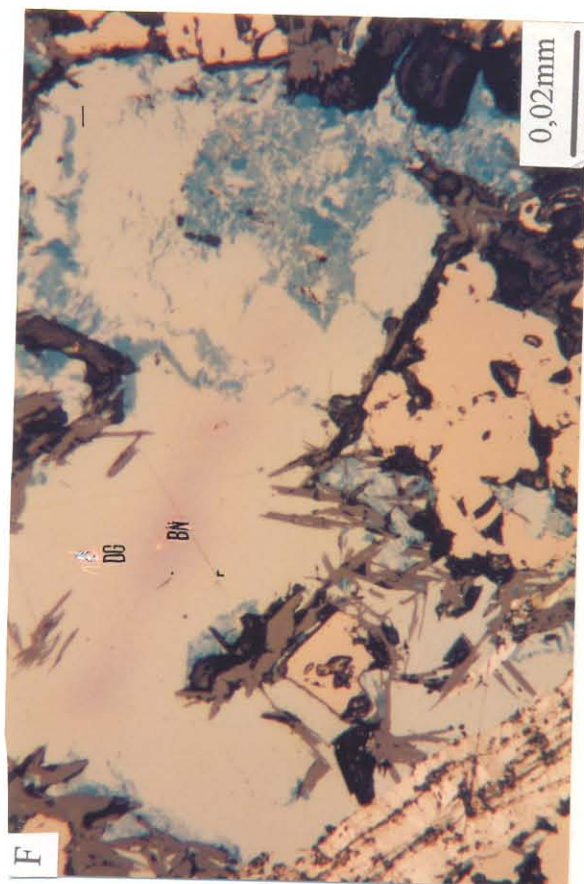
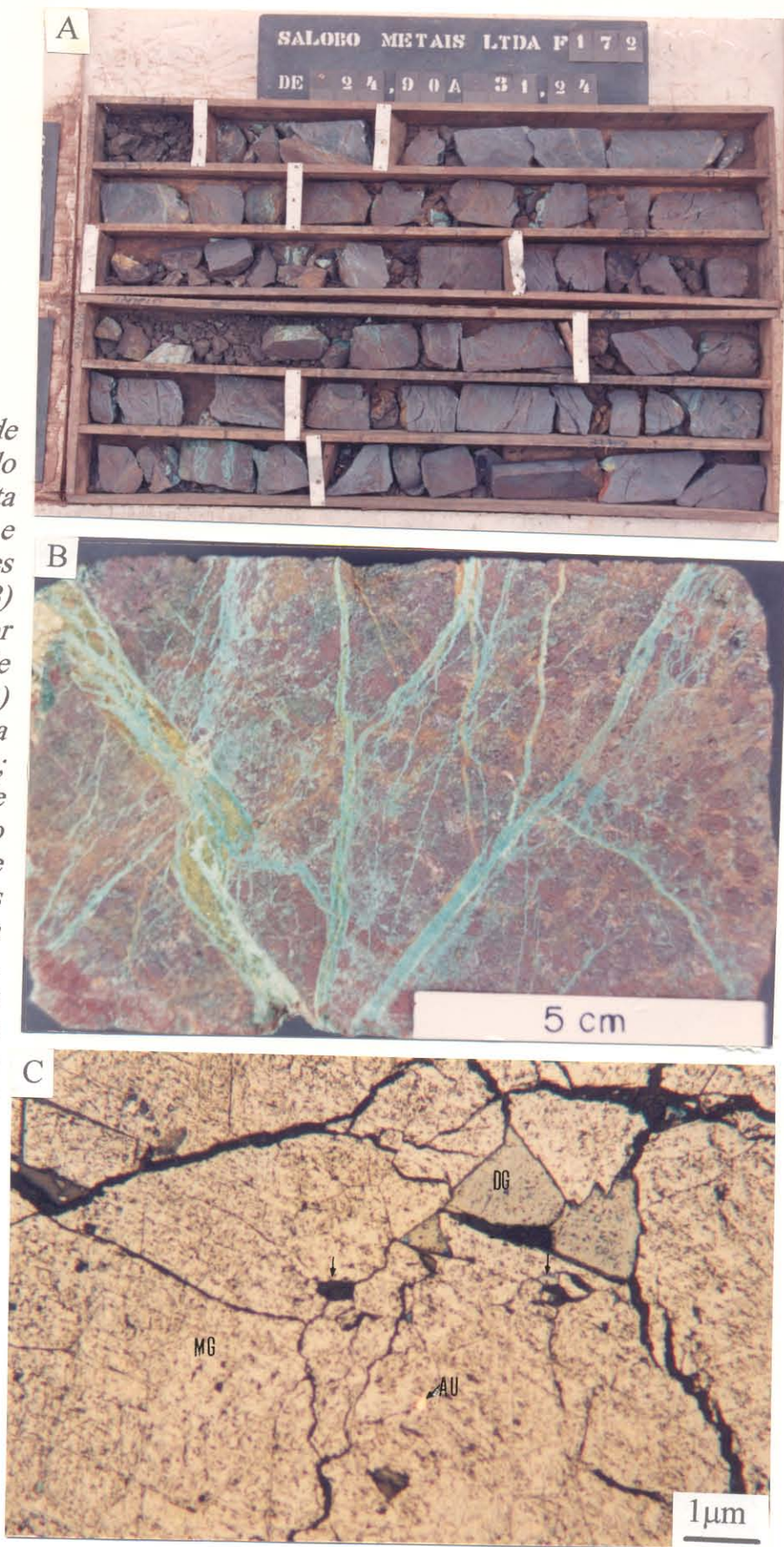


Figura (14) Zona de minerais oxidados do Salobo. (A) Malaquita preenchendo fraturas e fissuras nas formações ferríferas do Tipo I; (B) Detalhe da Figura anterior notando-se a presença de esmectita (verde escuro) associada a malaquita (verde claro) nas fraturas; (C) Fotomicrografia de seção polida mostrando cavidades de dissolução de sulfetos nos cristais martitizados de magnetita na zona de oxidação. Observar grãos reliquiais de digenita e diminuta partícula de ouro nas fraturas da magnetita (amostra F/81/28,0m).



3.4. MECANISMOS DA ALTERAÇÃO SUPERGÊNICA

3.4.1. Generalidades

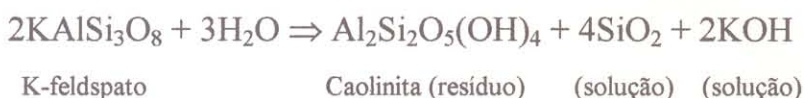
Neste capítulo são enfocadas as transformações supergênicas sofridas pelos silicatos, óxidos e sulfetos das formações ferríferas, conforme observações feitas nos perfis de sondagem F/79 e F/81. De início é apresentada uma síntese bibliográfica sobre cada um dos tópicos abordados para sustentação das discussões subsequentes.

3.4.2. Alteração Supérgena dos Silicatos

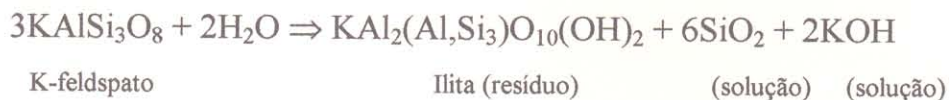
3.4.2.1. Fundamentos Bibliográficos

A alteração dos silicatos é essencialmente causada pela hidrólise, ou seja, pela reação das soluções aquosas superficiais com esses minerais (KRAUSKOPF, 1967; LOUGHNAN, 1969; NAHON, 1991). De forma genérica este processo ocorre quando as águas de infiltração levemente ácidas - devido a dissolução do CO₂ da atmosfera - penetram nos poros, planos de clivagens e microfissuras dos silicatos primários, causando a liberação e remoção dos elementos mais solúveis (Ca, Na, K, Mg) e de parte da sílica. Deste fenômeno decorre um progressivo enfraquecimento da estrutura desses minerais e um enriquecimento relativo no resíduo dos elementos menos solúveis (Fe e Al, principalmente). Esses últimos combinam-se com a água e o oxigênio, para formar novos minerais, mais estáveis nas condições de P e T do ambiente supergênico (LOUGHNAN, 1969).

Esse mecanismo pode ser exemplificado pela clássica reação de hidrólise do feldspato potássico (KRAUSKOPF, 1967):

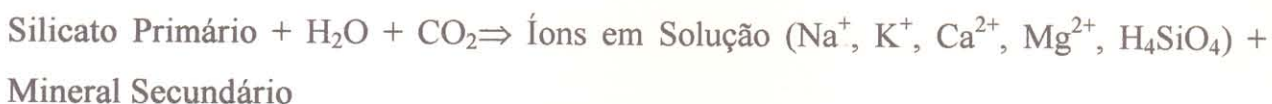


Observa-se que a formação da caolinita por hidrólise do feldspato potássico ocorre quando todo o potássio e 2/3 da sílica são lixiviados desse mineral. Se, no entanto, parte do potássio permanece no resíduo forma-se a illita, conforme a reação a seguir:



Em ambas as reações nota-se que o alumínio sofre um enriquecimento relativo no resíduo.

Segundo NAHON (1991) as reações de hidrólise podem ser expressas de modo geral pela seguinte equação:



De forma sintética a hidrólise envolve inicialmente a hidratação do silicato primário. Este processo resulta da atração eletrostática de moléculas de água pela superfície dos cristais devido a presença de cargas elétricas nesta última (LOUGHNAN, 1969; NAHON, 1991). Tal polarização acaba provocando a dissociação das moléculas de água em íons H^+ e OH^- , os quais são atraídos, respectivamente, pelos ânions e cátions presentes na superfície dos cristais. Parte dos íons H^+ penetra na estrutura do cristal e substitui os cátions presentes, causando um desequilíbrio de carga e a conseqüente modificação da estrutura cristalina do mineral. Neste processo ocorre um aumento do pH na fase líquida devido ao consumo de íons H^+ e a liberação de cátions pelo silicato primário, os quais combinam-se com os íons OH^- formando bases solúveis (LOUGHNAN, 1969).

De acordo com NAHON (1991) a hidrólise pode ser entendida como uma reação do tipo sólido-solução que ocorre em estágios mais ou menos bem definidos dependendo da estrutura cristalina do mineral e do pH da solução. Deste modo, sob condições supergênicas similares, as reações de dissolução variam de um mineral para outro. Segundo o autor citado, no meio supergênico, alguns minerais sofrem uma dissolução completa ou congruente, enquanto que outros são apenas parcialmente dissolvidos (dissolução incongruente) e geram produtos secundários às custas da sua estrutura

cristalina pretérita. No primeiro caso são exemplos o quartzo, o feldspato, e certos tipos de anfibólio e piroxênio, ao passo que no último estão incluídas principalmente as micas.

A eficiência da alteração dos silicatos depende de fatores internos e externos ao meio supergênico. Os principais fatores internos são a composição e a textura da rocha mãe, bem como o pH e o Eh do ambiente. Dentre os fatores externos, destacam-se o clima, o relevo e as condições tectônicas. Todos esses fatores atuam conjuntamente durante o intemperismo e, em última análise, controlam o grau de lixiviação dos minerais primários e a conseqüente formação dos produtos secundários. A influência específica de cada um desses fatores é comentada nas obras de KRAUSKOPF (1967), LOUGHNAN (1969) e NAHON (1991).

Segundo GROKE (1981) e NAHON (1991) o processo de alteração dos silicatos desenvolve-se a partir das descontinuidades dos cristais (fraturas, fissuras, planos de clivagem, etc) e dos espaços intergranulares. De acordo com esses autores, nestes espaços confinados formam-se os primeiros produtos supergênicos, os quais constituem o microssistema plásmico. Este último pode ser primário, se ainda guarda a estrutura dos minerais pretéritos ou secundário, se contém produtos de remobilização. Com a progressão do intemperismo, os espaços vazios tornam-se mais abertos permitindo a rápida percolação das soluções que tornam-se cada vez mais diluídas. Neste estágio formam-se os produtos do denominado microssistema fissural.

NAHON (1991) considera que a formação dos produtos secundários pode ocorrer de dois modos: 1. Por neoformação, se o mineral supergênico origina-se da precipitação de íons transportados em soluções verdadeiras ou coloidais e 2. Por transformação, se o mineral secundário forma-se “in situ” por modificação do mineral pretérito, porém mantendo sua estrutura cristalina original.

3.4.2.2. Caso do Salobo:

A alteração dos silicatos das formações ferríferas do Salobo foi descrita em detalhe, quanto aos seus aspectos químicos e micromorfológicos, nos trabalhos de GROKE (1986)

e GROKE et al. (1987). Esses autores mostraram que a alteração supergênica da biotita, grunerita e anfibólio evolui da seguinte forma: a biotita mostra transformação progressiva para a caolinita, passando por estágios intermediários que incluem minerais interestratificados do tipo biotita-vermiculita, vermiculita e esmectita. O anfibólio transforma-se inicialmente em esmectita e com o aumento da lixiviação, passa para compostos ferruginosos, até a formação final de pseudomorfos de oxi-hidróxidos de ferro. Da mesma forma, a alteração da granada leva à formação de pseudomorfos de oxi-hidróxidos de ferro. No entanto, neste caso, as estruturas em “box work” resultantes apresentam um padrão mais denso que no caso do anfibólio.

Nos perfis estudados a sequência de alteração dos silicatos é localmente mascarada pelos efeitos da heterogeneidade da rocha matriz. De forma geral, observa-se que a grunerita e a granada são desestabilizadas ainda na zona de rocha semi-alterada, onde estes minerais sofrem uma transformação progressiva em oxi-hidróxidos de ferro até a formação de pseudomorfos. No perfil F/79 os pseudomorfos de granada formam minúsculas concreções ferruginosas que se destacam na matriz argilo-ferruginosa do saprólito. Por outro lado, a biotita persiste na sua forma alterada até a parte superior do saprólito. Em amostras coletadas em diferentes níveis dos perfis F/79 e F/81, nota-se que a alteração da biotita levou à formação de caolinita, passando por estágios intermediários que incluem a hidrobiotita e a esmectita (Figura 15). A fase precoce de alteração da biotita é a hidrobiotita, a qual juntamente com a esmectita persiste no perfil até a porção superior do saprólito -13 metros de profundidade-, onde ambas são desestabilizadas e dão origem a caolinita e goethita. Localmente observa-se a transformação direta da biotita em caolinita, o que sugere que as condições de lixiviação foram muito variadas no meio de alteração. Fatos semelhantes aos aqui descritos foram relatados nos trabalhos de WILSON (1966, 1970), GILKES & SUDDHIPRAKARN (1979) e BRINDLEY et al. (1983). Esses autores mostraram que a alteração da biotita provoca a expansão da estrutura do mineral ao longo do eixo “c”, ocorrendo inicialmente a formação de interestratificados do tipo clorita-biotita e vermiculita-biotita (hidrobiotita), bem como de compostos hidroxialuminosos nos

espaços interfoliares. Esses últimos evoluem para caolinita e/ou gibbsita com o aumento da lixiviação.

Em suma, nota-se que além dos oxi-hidróxidos de ferro, os principais produtos de intemperismo das formações ferríferas são a hidrobiotita, a esmectita e a caolinita, formadas pela alteração da biotita. A distribuição vertical desses minerais no perfil é controlada pelas variações composicionais das rochas matrizes, pela intensidade da lixiviação e pelo nível de erosão do perfil na área em aprêço.

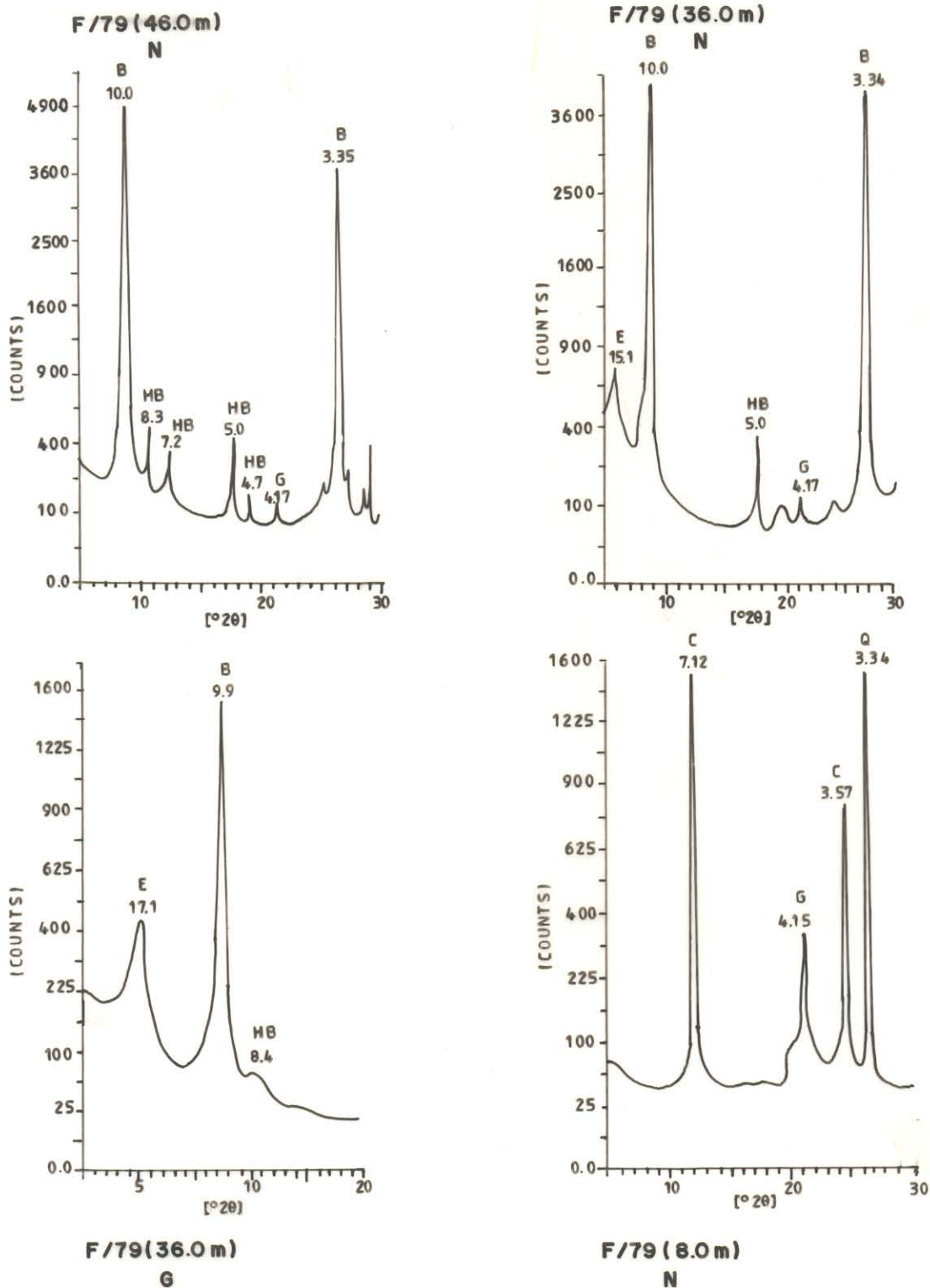
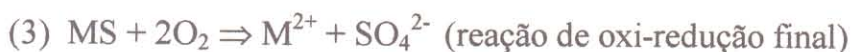
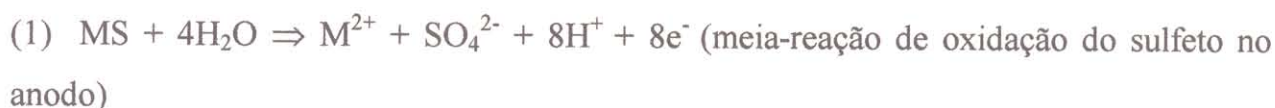


Figura (15) Difractogramas da difração de Raios X mostrando os estágios da alteração da biotita no perfil de sondagem F/79 da área Salobo. (B= biotita; HB= Hidrobiotita; C= Caolinita; G= Goethita; F/79 (36,0m) G = Amostra tratada com glicol; F/79 (36,0m) N = Amostra sem tratamento).

3.4.3. Alteração Supérgena dos Sulfetos

3.4.3.1. Fundamentos Bibliográficos

A alteração supergênica dos depósitos sulfetados despertou grande interesse científico a partir do início do século XIX, em decorrência das concentrações secundárias de ouro e cobre relacionadas à esses depósitos (NICKEL & DANIELS, 1985). Sobre o tema existe uma vasta bibliografia reunindo trabalhos de cunho mineralógico, textural e geoquímico, destacando-se as obras clássicas de LINDGREN (1933), BATEMAN (1942), SATO (1960a,b), BLANCHARD (1968), NICKEL et al. (1974), NICKEL et al. (1977), BLAIN & ANDREW (1977), ANDERSON (1982), THORNBUR (1983a,b), NICKEL (1983), TAYLOR & APPELYARD (1983), TAYLOR & SCOTH (1983), TAYLOR (1984), NICKEL & DANIELS (1985) entre outros. Segundo esses autores, a alteração das mineralizações sulfetadas de cobre, chumbo, zinco, níquel etc... envolve inicialmente a oxidação dos sulfetos primários na zona acima do nível hidrostático, onde as condições oxidantes (alto Eh) induzem reações de oxi-redução entre os sulfetos e o oxigênio dissolvido na água. O fenômeno resulta na produção e consumo de elétrons, podendo ser entendido como semelhante ao funcionamento de uma célula eletroquímica na qual a oxidação do sulfeto ocorre no anodo e a redução do oxigênio no catodo. Tal mecanismo é exemplificado pelas seguintes reações (THORNBUR, 1983a; NICKEL & DANIELS, 1985):



onde M = metal.

As reações acima mostram que o funcionamento da célula eletroquímica depende do contato direto entre o metal e a água. A reação final (3) indica que a oxidação dos sulfetos libera íons metálicos e sulfatos, cuja mobilidade em solução é controlada pela

acidez do ambiente. A julgar pelas reações (1) e (2), o pH da célula eletroquímica permanece inalterado, devido as mesmas quantidades de íons H^+ e OH^- produzidas no anodo e no catodo, respectivamente. No entanto, na prática, durante a oxidação dos sulfetos, o pH das soluções é controlado pelo conteúdo de sulfetos na rocha, pela razão metal/enxôfre nesses minerais e pela reatividade da rocha hospedeira (BLANCHARD, 1968; ANDERSON, 1982; THORNBURGH, 1983b; NICKEL, 1983; TAYLOR, 1984; NICKEL & DANIELS, 1985; TAYLOR, 1987). Quanto maior a proporção de sulfetos no minério, maior é a quantidade de ácido liberado durante a oxidação. Da mesma forma, sulfetos com baixa razão metal/enxôfre geram mais ácido durante a oxidação do que aqueles que apresentam uma alta razão metal/enxôfre. Essas relações são ilustradas abaixo pelas reações de oxidação da pirita e calcopirita (BLANCHARD, 1968; ANDERSON, 1982):



Na reação de oxidação da pirita (4) observa-se que são produzidos dois moles de ácido livre e todo o ferro é mobilizado em solução, enquanto que na reação de oxidação da calcopirita (5) não é produzido ácido livre e todo o cobre e 2/3 do ferro são mobilizados. Neste último caso, o ácido é gerado de forma indireta durante a hidrólise do sulfato férrico, conforme a reação abaixo:



A reação (6) demonstra que a presença de ferro na composição do sulfeto é outro fator determinante na formação de ácido durante a oxidação.

Parte do ácido produzido pela oxidação dos sulfetos é consumida pela reação com os minerais da ganga, particularmente quando estes são carbonatos, feldspatos e minerais máficos. As reações abaixo ilustram tal situação:



Em suma, o pH das soluções supergênicas é a medida do equilíbrio entre a produção e o consumo de ácido na zona de oxidação dos minérios sulfetados. A acidez do meio controla a intensidade da dissolução dos sulfetos primários, a mobilidade dos elementos em solução e a natureza dos compostos neoformados na zona de enriquecimento supergênico (ANDERSON, 1982). Em regra geral, o ambiente tende a permanecer quimicamente neutro, exceto no caso dos minérios muito ricos em pirita (BLANCHARD, 1968; NICKEL, 1983; SERGEYEV, 1993).

Os íons metálicos liberados na zona de oxidação e transportados sob a forma de sulfatos são finalmente concentrados no lençol freático através da sua fixação por minerais neoformados, tais como óxidos, sulfatos e carbonatos; da sua reprecipitação em ambiente levemente redutor, caso dos elementos eletropositivos (Au, Cu, Ag, principalmente) e de reações de troca de cátions entre os sulfatos metálicos e os sulfetos primários na zona redutora (SATO, 1992). Este último processo gera novos minerais com alta razão metal/enxôfre (enriquecimento supergênico), conforme ilustrado pelas equações abaixo:



(Calcopirita)

(Calcocita)



(Calcopirita)

(Covelita)



(Bornita)

(Calcocita)

(Covelita)

As reações (9) a (11) demonstram que o enriquecimento supergênico pode ocorrer tanto no nível superior do lençol freático -na presença de oxigênio dissolvido na água- como sob condições mais redutoras, isto é, em profundidade. Neste último caso o desenvolvimento do processo depende da presença de condutos estruturais na rocha hospedeira do minério.

O produto final da alteração das mineralizações sulfetadas é um perfil genericamente denominado “gossan” e composto da base para o topo das seguintes zonas (NICKEL & DANIELS, 1985; TAYLOR, 1987): uma zona de sulfetos primários; uma zona de sulfetos supergênicos localizada abaixo do nível hidrostático; uma zona

intermediária de sulfatos, arsenatos e fosfatos; uma zona rica em óxidos e carbonatos e uma zona lixiviada rica em oxi-hidróxidos de ferro.

3.4.3.2. Caso do Salobo:

Diante dos fundamentos teóricos expostos acima, e considerando as relações texturais entre os minerais de minério do Salobo, é possível explicar a origem dos minerais supergênicos da jazida através do seguinte esquema de transformação dos sulfetos primários:

Os primeiros indícios da alteração supergênica dos sulfetos primários são ocasionalmente observados em fraturas e planos de cisalhamento da rocha sã, à cerca de 80 metros de profundidade. Nesta zona, os cristais de bornita apresentam nas bordas franjas de digenita e de covelita (mais rara) que tendem a invadir progressivamente suas partes mais internas. Conforme indicado pela profundidade, essas transformações ocorreram em condições redutoras e envolveram reações entre o sulfato de cobre e a bornita, provavelmente através do mecanismo expresso pela equação (11).

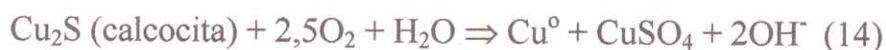
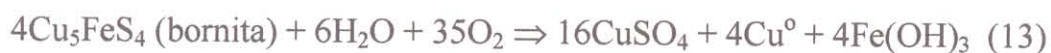
A substituição da bornita pela digenita torna-se mais intensa no topo da zona redutora - entre 35 e 45 metros de profundidade no perfil F/81 - onde predomina a associação digenita+covelita. A intensificação da substituição nesta zona indica que as soluções ácidas e o sulfato de cobre foram mais atuantes no lençol freático do que em profundidade. Este fato se deve à escassez dos sulfatos de cobre em profundidade ou a neutralização das soluções supergênicas devida à sua reação com os minerais da rocha hospedeira (silicatos e carbonatos).

Por sua vez, a transformação supergênica da calcopirita não pôde ser estudada por não ter sido observada qualquer relação textural entre este mineral e os sulfetos supergênicos (digenita, covelita). Tal fato deve-se, provavelmente, à escassez da calcopirita no minério primário devido a sua substituição prévia pela bornita.

As relações entre a calcocita, a digenita e a covelita sugerem uma substituição progressiva da calcocita pela digenita e desta última pela covelita. Tais relações podem ser

explicadas com base nas condições de estabilidade desses minerais no ambiente supergênico. Segundo trabalhos experimentais desenvolvidos no sistema Cu-S (ROSEBOOM JR, 1966), a digenita ($\text{Cu}_{1,8}\text{S}$) é a fase intermediária entre a covelita (CuS) e a calcocita (Cu_2S), sendo estável a temperaturas de 0°C a 76°C . Por sua vez, a calcocita ortorrômbica é estável a temperaturas de 0°C a 103°C e a covelita entre 0°C e 157°C . Assim, os três minerais pertencem ao sistema Cu-S e podem se formar nas condições supergênicas, dependendo da razão Cu/S nas soluções e das condições de Eh e pH no ambiente (Figura 16). No caso em questão, a quantidade de digenita e de covelita aumenta nos níveis superiores da jazida, enquanto que a calcocita torna-se menos abundante, o que indica uma diminuição progressiva da razão Cu/S. Tal fato é provavelmente devido à desestabilização da calcocita na parte superior da zona redutora - devido à flutuação do nível hidrostático - e consequente formação da digenita e da covelita sob condições algo mais oxidantes (Figura 16). Este processo é ilustrado pela seguinte reação de dissolução da calcocita: Cu_2S (calcocita) + $2\text{O}_2 \Rightarrow \text{CuS}$ (covelita) + CuSO_4 (SATO, 1992) (12)

Na zona de oxidação, a malaquita e a azurita foram gerados por reação dos sulfatos de cobre com a ganga rica em carbonatos, sob condições de pH neutro a alcalino (ANDERSON, 1982). Por sua vez, o cobre nativo pode ter sido precipitado das soluções supergênicas em condições levemente redutoras, ou ainda pode ter sido formado pela oxidação direta da bornita e da calcocita, de acordo com as reações (BLANCHARD, 1968):



Um processo semelhante provavelmente levou à formação da cuprita, conforme as reações abaixo:



As reações (13) a (16) indicam que durante a alteração da bornita e da calcocita, uma parte do cobre é lixiviada - 4/5 do cobre, no caso da bornita - e outra parte permanece

“in situ” na forma de cobre nativo ou de cuprita (Cu_2O) dependendo das condições de Eh do ambiente (Figura 16).

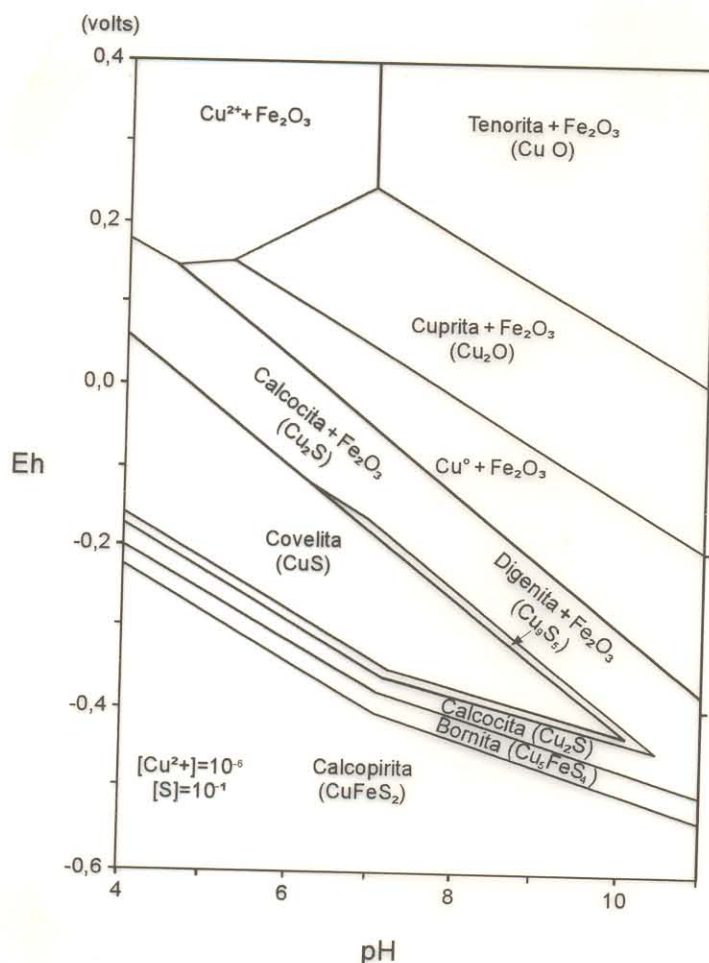


Figura (16) Diagrama de estabilidade Eh-pH dos sulfetos de cobre no sistema Cu - Fe - S - O - H - a 25°C e 1 atm. (Modificado de SATO, 1992)

A dissolução dos sulfetos na parte superior da zona de oxidação deixou inúmeras cavidades nos cristais de magnetita. A ausência de pseudomorfos de oxi-hidróxidos de ferro, pode ser atribuída à lixiviação deste elemento nas condições ácidas geradas pela oxidação dos sulfetos (BLANCHARD, 1968). A remobilização do ferro é atestada pelas texturas coloformes exibidas pela goethita na zona de oxidação. A presença de restos de sulfetos em algumas dessas cavidades, sugere, no entanto, que a dissolução desses

minerais foi dificultada pelo efeito protetor da magnetita e/ou pela fraca acidez das soluções supergênicas. No primeiro caso, a ocorrência dos sulfetos sob a forma de inclusões nos cristais refratários de magnetita, pode ter restringido a migração das soluções supergênicas e inibido a destruição completa desses minerais. No segundo caso, a fraca acidez pode ser explicada pela composição da paragênese sulfetada da jazida do Salobo - bornita, calcopirita, calcocita, digenita, covelita - a qual comporta apenas minerais pobres ou sem ferro e com alta razão metal/enxôfre, e é, portanto, pouco favorável à geração de ácido livre durante o intemperismo (BLANCHARD, 1968). Soma-se a tais fatos a presença de ganga rica em carbonatos que provocou a neutralização das soluções ácidas na zona de oxidação e a precipitação dos carbonatos hidratados de cobre (malaquita, azurita).

A magnetita, por sua vez, reteve a sua estrutura original até os níveis superiores do perfil de alteração, sendo, no entanto, substituída gradativamente pela hematita.

De forma sintética, com base nas relações texturais observadas entre os minerais de minério (primários e secundários) nos furos de sondagem F/79 e F/81, pode-se estabelecer o seguinte esquema evolutivo (Figura 17).

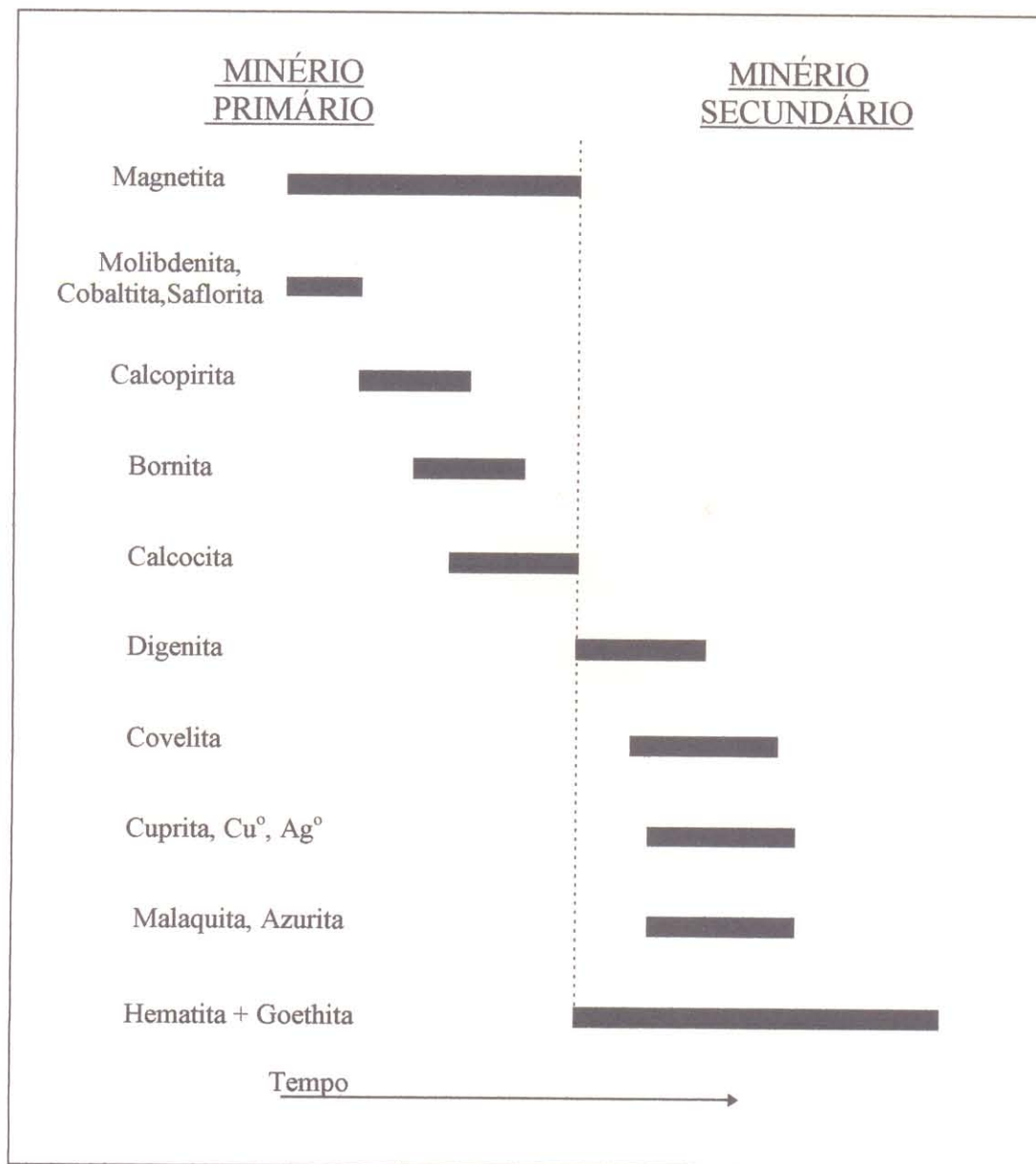


Figura (17) Quadro evolutivo dos minerais de minério do Salobo, conforme visualizado nos furos de sondagem F/79 e F/81.

3.5. COMPOSIÇÃO QUÍMICA DA COBERTURA DE ALTERAÇÃO

3.5.1. Generalidades

Em vista dos objetivos da pesquisa, foram aqui enfocadas apenas as rochas portadoras do minério primário e seus produtos de intemperismo. Para o estudo foram selecionadas 20 amostras representativas do perfil F/79 e outras 20 do perfil F/81.

3.5.2. Composição Química das Rochas Matrizes

Nas Tabelas (2 e 3) estão representadas as composições químicas das rochas matrizes dos perfis F/79 e F/81. Nota-se que as formações ferríferas do Tipo I são mais ricas em Fe_2O_3 , CaO , P_2O_5 e MnO e mais pobres em SiO_2 , Al_2O_3 , TiO_2 , MgO e K_2O que as formações ferríferas do Tipo II. Essas características composicionais refletem a maior quantidade de silicatos e menor conteúdo de magnetita nas formações ferríferas do Tipo II. Nessas últimas os teores de SiO_2 , Al_2O_3 , FeO , TiO_2 , CaO e K_2O são mais elevados no perfil F/79 do que no perfil F/81 (Tabelas 2 e 3) indicando uma maior quantidade de silicatos nas rochas do primeiro perfil.

3.5.2.1. Associações geoquímicas:

A análise de correlação linear entre os elementos maiores nas amostras de rocha sã e de rocha semi-alterada dos perfis F/79 e F/81 (17 amostras) (Figura 18) revelou que a associação estreita entre os elementos SiO_2 , Al_2O_3 , FeO , TiO_2 , MgO , Na_2O e K_2O caracteriza as formações ferríferas do Tipo II e reflete a presença de biotita, grunerita e granada nessas rochas. Por outro lado, uma acentuada correlação negativa do Fe_2O_3 com esses elementos expressa o maior conteúdo de magnetita (50-90%) nas formações ferríferas de Tipo I. A correlação positiva de Fe_2O_3 com P_2O_5 denota a presença de apatita nas formações ferríferas de Tipo I.

Tabela (2) Composição química das rochas matrizes e dos horizontes de alteração no perfil de sondagem F/79 da área Salobo.

Horizonte	Prof (m)	SiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO	Fe ₂ O ₃	TiO ₂	CaO	MgO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	MnO	P.F.	Total
Saprólito Ferruginoso II	7,5/1	26,00	12,40	0,28	51,00	0,81	0,08	0,11	0,02	0,03	0,14	0,31	7,77	98,95
	8,5/2	4,90	3,15	0,50	84,32	0,82	0,08	0,40	0,13	0,06	0,58	0,04	4,92	99,90
	10,5/3	4,22	2,62	1,15	84,73	0,65	0,09	0,72	0,13	0,07	0,63	0,01	4,65	99,67
	18,5/4	13,00	8,00	0,14	68,00	0,39	0,10	0,10	0,02	0,22	0,16	0,30	8,12	98,55
	19,5/5	8,12	3,52	3,52	73,39	0,70	0,08	0,46	0,10	0,50	0,31	0,20	8,43	99,33
	21,5/6	11,00	4,00	0,42	71,60	0,41	0,08	0,23	0,02	0,87	0,18	0,26	9,25	98,32
	22,5/7	19,90	5,90	0,85	60,60	0,58	0,10	0,47	0,02	1,80	0,12	0,33	7,34	98,01
(M)														
Saprólito	24,5/8	24,92	7,30	7,11	43,93	0,73	0,10	1,81	0,10	2,47	0,21	0,02	10,57	99,27
Argiloso	25,5/9	28,10	7,60	4,60	45,00	0,49	0,10	0,67	0,03	2,60	0,13	0,03	7,77	97,12
(M)														
Fm. Ferrífera Semi-Alterada Tipo II	27,5/10	12,96	4,40	2,01	67,71	0,75	0,13	1,05	0,11	0,63	0,26	0,05	9,50	99,56
	29,5/11	23,40	6,50	5,00	50,60	0,50	0,12	1,10	0,12	3,00	0,20	0,06	6,63	97,23
	30,5/12	22,90	6,51	8,12	46,54	0,82	0,14	0,40	0,11	3,33	0,22	0,04	8,88	98,01
	32,5/13	11,62	0,67	2,66	73,95	0,65	0,12	1,41	0,12	0,73	0,27	0,10	7,13	99,43
	37,5/14	23,40	4,70	6,10	48,90	0,24	2,90	1,50	0,13	1,10	0,21	0,30	5,91	95,39
	39,5/15	23,50	6,70	7,30	52,50	0,26	2,00	1,40	0,20	1,10	0,22	0,47	3,68	99,33
	42,5/16	22,70	5,80	6,00	50,70	0,34	1,00	1,20	0,21	2,10	0,14	0,41	7,63	98,23
(M)														
Fm. Ferrífera Tipo II	21,39	5,27	5,31	55,84	0,51	0,92	1,15	0,14	1,71	0,22	0,20	0,20	7,05	99,72
	44,5/17	30,70	6,90	20,70	26,10	0,43	1,60	1,40	0,22	2,80	0,17	0,31	3,44	94,77
	46,5/18	30,46	7,44	38,65	10,40	0,80	1,85	2,02	0,21	1,50	0,25	0,15	4,36	98,09
	48,5/19	16,26	3,21	35,13	29,82	0,75	4,38	2,42	0,14	0,3	0,28	0,11	4,68	97,48
	50,0/20	36,12	8,35	36,00	2,68	0,77	1,91	2,26	0,28	5,00	0,20	0,10	5,76	99,43
(M)														
(M) Média dos Teores														
(M) Média dos Teores														
(M) Média dos Teores														

Tabela (3) Composição química das rochas matrizes e dos horizontes de alteração no perfil de sondagem F/81 da área Salobo.

Horizonte	Prof. (m)	SiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO	Fe ₂ O ₃	TiO ₂	CaO	MgO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	MnO	P.F	Total
Saprólito Ferruginoso II	5,0/1	21,54	15,80	0,07	51,61	1,13	nd	0,52	0,15	0,04	0,21	0,35	8,84	100,26
	7,0/2	14,32	12,34	0,07	62,22	1,08	nd	0,20	0,12	0,04	0,32	0,34	8,81	99,86
	8,0/3	9,72	9,59	0,07	70,35	0,92	nd	0,65	0,12	0,06	0,36	0,50	8,19	100,53
	9,0/3	14,70	12,02	0,07	59,94	1,15	nd	1,61	0,08	0,44	0,33	0,62	8,87	99,83
	10,0/4	12,80	16,97	0,07	57,00	1,09	nd	1,67	0,09	0,60	0,28	0,62	8,93	100,12
	11,0/5	16,14	12,10	0,07	58,52	1,00	nd	2,82	0,09	0,75	0,52	0,56	7,48	100,05
	13,0/7	15,90	10,09	0,07	59,94	1,13	nd	2,98	0,10	0,75	0,72	0,50	7,61	99,79
	14,0/8	10,30	7,80	1,01	69,98	0,85	nd	1,79	0,10	0,45	0,74	0,74	6,39	100,15
	15,0/9	5,42	5,21	4,09	76,97	0,75	nd	1,57	0,11	0,30	0,63	0,96	4,35	100,36
	(M)	13,43	11,32	0,62	62,95	1,01	nd	1,53	0,11	0,38	0,46	0,58	7,72	100,11
Saprólito Ferruginoso I	16,0/10	3,06	0,73	1,58	88,66	0,81	nd	0,67	0,11	0,12	0,47	0,74	3,23	100,18
	17,0/11	2,54	0,76	1,44	90,23	0,76	nd	0,81	0,11	0,07	0,32	0,53	2,36	99,93
	19,0/12	2,75	0,72	2,59	89,61	0,02	0,05	0,44	0,11	0,05	0,64	0,50	2,28	99,76
	21,0/13	3,02	0,49	7,11	85,27	0,01	0,08	0,78	0,11	0,05	0,86	0,61	1,51	99,90
	24,0/14	3,72	0,76	3,52	86,54	0,03	0,83	0,67	0,12	0,06	0,72	0,11	2,58	99,52
	(M)	3,02	0,69	3,25	88,06	0,33	0,32	0,67	0,11	0,07	0,60	0,50	2,39	100,01
Fm. Ferrífera Semi-Alterada Tipo I	28,0/15	5,20	0,22	2,66	80,23	0,01	4,27	1,60	0,09	0,06	0,48	0,60	4,31	99,72
	32,0/16	6,67	0,77	1,29	82,29	0,01	0,06	1,14	0,09	0,07	0,61	1,39	5,42	99,81
	34,0/17	9,61	0,50	3,74	79,76	0,01	0,06	1,47	0,09	0,06	0,53	0,82	2,89	99,53
	36,0/18	7,61	0,35	15,80	62,96	nd	6,00	1,13	0,09	0,04	0,45	0,83	2,52	97,78
Fm. Ferrífera Tipo II	(M)	7,27	0,46	5,87	76,31	0,01	2,60	1,34	0,09	0,06	0,52	0,91	3,79	99,21
	42,0/19	23,93	3,91	21,98	41,20	0,23	1,05	2,83	0,12	0,77	0,04	0,18	2,76	99,00
	44,0/20	21,26	5,38	31,18	31,53	0,34	1,56	2,80	0,12	1,30	0,17	0,17	1,02	96,83
	(M)	22,60	4,65	26,58	36,37	0,29	1,31	2,82	0,12	1,04	0,11	0,18	1,89	97,92

(M) - Média dos teores

As associações geoquímicas descritas acima são melhor expressas no perfil F/81 onde predominam formações ferríferas de Tipo I (Figura 18b). No perfil F/79 onde estão melhor representadas as formações ferríferas de Tipo II, observam-se correlações positivas entre SiO_2 , Al_2O_3 , Na_2O e K_2O (Figura 18a). Este fato pode estar relacionado a maior heterogeneidade composicional das formações ferríferas de Tipo II.

3.5.3. Composição química dos produtos de alteração

A composição química dos produtos de alteração das formações ferríferas está apresentada nas Tabelas (2 e 3). Observa-se que em termos comparativos o saprólito das formações ferríferas do Tipo I - saprólito ferruginoso I - é mais rico em Fe_2O_3 e mais pobre em SiO_2 , Al_2O_3 , TiO_2 , K_2O e MgO que o saprólito das formações ferríferas do Tipo II - saprólito ferruginoso II - (perfil F/81, Tabela 3). No primeiro, os teores médios de Fe_2O_3 , SiO_2 e Al_2O_3 são da ordem de 88,0%, 3,0% e 0,6% respectivamente, ao passo que no segundo os conteúdos médios desses elementos alcançam 62,9%, 13,4% e 11,3%. Por outro lado, a composição do saprólito ferruginoso II do perfil F/79 é relativamente mais rico em Fe_2O_3 e mais pobre em Al_2O_3 , TiO_2 e MgO que o mesmo saprólito do perfil F/81 (Tabelas 2 e 3). Esses dados indicam que a composição química original das formações ferríferas é parcialmente preservada no horizonte saprolítico.

3.5.3.1. Associações geoquímicas no saprólito

O estudo estatístico dos elementos maiores no saprólito dos perfis F/79 e F/81 (Tabelas 2 e 3) revelou correlações significativas entre SiO_2 , Al_2O_3 , CaO , TiO_2 , MgO e K_2O no perfil F/81 (Figura 19a), enquanto que no perfil F/79 as correlações positivas mais marcantes observam-se entre SiO_2 , Al_2O_3 , Na_2O e K_2O (Figura 19b).

	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	TiO ₂	CaO	MgO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅
Al ₂ O ₃	0,94									
Fe ₂ O ₃	-0,91	-0,93								
FeO	0,85	0,90	-0,99							
TiO ₂	0,93	1,00	-0,94	0,91						
CaO	-0,34	-0,31	0,01	0,08	-0,25			(a)		
MgO	0,92	0,95	-0,88	0,82	0,96	-0,27				
Na ₂ O	0,98	0,97	-0,94	0,87	0,97	-0,27	0,96			
K ₂ O	0,90	0,99	-0,93	0,90	1,00	-0,26	0,95	0,95		
P ₂ O ₅	-0,95	-0,86	0,92	-0,86	-0,87	0,07	-0,91	-0,96	-0,83	
MnO	-0,80	-0,76	0,82	-0,78	-0,80	-0,09	-0,89	-0,82	-0,77	0,90
	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	TiO ₂	CaO	MgO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅
Al ₂ O ₃	0,88									
Fe ₂ O ₃	-0,84	-0,67								
FeO	0,57	0,40	-0,92							
TiO ₂	0,06	-0,04	-0,30	0,47						
CaO	0,20	0,01	-0,50	0,61	-0,14			(b)		
MgO	0,30	0,01	-0,70	0,81	0,17	0,76				
Na ₂ O	0,80	0,64	-0,74	0,60	-0,10	0,30	0,52			
K ₂ O	0,76	0,71	-0,60	0,24	0,17	-0,26	-0,08	0,52		
P ₂ O ₅	-0,62	-0,60	0,24	0,10	0,51	0,15	0,21	-0,56	-0,65	
MnO	0,22	0,20	0,04	-0,16	-0,84	0,30	0,02	0,43	-0,17	-0,51

Figura (18) Matriz de correlação entre os elementos maiores em amostras de rocha sã e de rocha semi-alterada dos perfis F/81 (a) (6 amostras) e F/79 (b) (6 amostras); Nível de significância 95%.

Essas associações são similares às aquelas encontradas nas rochas matrizes e expressam a presença dos produtos de alteração dos silicatos, em particular aqueles derivados da transformação da biotita (hidrobiotita, esmectita, caolinita). Por outro lado, a correlação negativa do Fe_2O_3 com SiO_2 , Al_2O_3 e K_2O reflete o antagonismo entre os oxihidróxidos de ferro e os argilominerais no horizonte saprolítico e, indiretamente, entre a magnetita e os silicatos na rocha matriz.

3.5.3.2. Padrão de distribuição dos elementos maiores no perfil

O padrão de distribuição do SiO_2 , Al_2O_3 , Fe_2O_3 , TiO_2 , MgO e K_2O nos perfis F/79 e F/81 é ilustrado nas Figuras (20 e 21). Da base para o topo de ambos os perfis nota-se que:

No horizonte de transição do perfil F/81 os teores de SiO_2 , Al_2O_3 , MgO , TiO_2 e K_2O diminuem sensivelmente da rocha fresca ao topo deste horizonte (Rocha Semi-Alterada, Figura 21), enquanto que Fe_2O_3 aumenta progressivamente neste sentido. Este comportamento reflete o contato gradativo das formações ferríferas do Tipo II com as formações ferríferas do Tipo I na passagem da rocha sã para a rocha semi-alterada. Por outro lado, neste mesmo horizonte, no perfil F/79, SiO_2 , Al_2O_3 e K_2O exibem padrões de distribuição similares, todos opostos ao de Fe_2O_3 . Tal comportamento denota variações nos conteúdos de silicatos e de magnetita nas formações ferríferas de Tipo II. Ainda no perfil F/79 nota-se que os teores de MgO , TiO_2 e FeO diminuem da base ao topo do horizonte de transição, indicando o aumento do grau de alteração das formações ferríferas do Tipo II.

No horizonte saprolítico o padrão de distribuição de Al_2O_3 , SiO_2 , Fe_2O_3 , K_2O , MgO e TiO_2 é em parte controlado pelas variações composicionais das rochas matrizes. No perfil F/81, da base do horizonte até cerca de 15 metros de profundidade, nota-se um aumento gradativo dos teores de SiO_2 , Al_2O_3 , K_2O , TiO_2 e MgO e concomitante diminuição de Fe_2O_3 (Figura 21). Este comportamento reflete o aumento do conteúdo de argilominerais (hidrobiotita e esmectita) e a diminuição da quantidade de oxihidróxidos

de ferro (goethita, hematita) no contato do saprólito ferruginoso I com o saprólito ferruginoso II.

	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	TiO ₂	CaO	MgO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅
Al ₂ O ₃	0,88									
Fe ₂ O ₃	-0,22	-0,50								
FeO	-0,60	-0,70	0,53							
TiO ₂	0,81	0,76	-0,10	-0,70						
CaO	0,97	0,60	-0,30	-0,30	0,85					
MgO	0,70	0,50	-0,14	-0,30	0,53	0,23				
Na ₂ O	-0,62	-0,43	-0,36	0,12	-0,60	1,00	-0,65			
K ₂ O	0,76	0,65	-0,20	-0,40	0,62	1,00	0,95	-0,72		
P ₂ O ₅	-0,13	-0,44	0,51	0,70	-0,40	-0,12	0,25	-0,17	0,11	
MnO	0,05	0,06	0,21	0,16	0,36	-0,97	0,34	-0,45	0,32	0,14
	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	TiO ₂	CaO	MgO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅
Al ₂ O ₃	0,95									
Fe ₂ O ₃	-0,05	0,07								
FeO	0,53	0,37	-0,60							
TiO ₂	-0,09	-0,08	-0,70	0,51						
CaO	0,15	-0,08	-0,06	0,60	-0,11					
MgO	0,60	0,40	-0,22	0,83	0,02	0,80				
Na ₂ O	0,74	0,66	-0,40	0,60	-0,07	0,20	0,60			
K ₂ O	0,70	0,72	-0,16	0,20	0,21	-0,40	0,07	0,50		
P ₂ O ₅	-0,53	-0,55	-0,30	0,22	0,51	0,32	0,04	-0,51	-0,61	
MnO	0,22	0,21	0,47	-0,21	-0,84	0,25	0,15	0,40	-0,24	-0,50

Figura (19). Matriz de correlação entre os elementos maiores no saprólito sobre formações ferríferas do Salobo. (a) perfil de sondagem F/81 (14 amostras); (b) perfil de sondagem F/79 (9 amostras); Nível de significância 95%.

Da mesma forma, na base do horizonte saprolítico do perfil F/79, ocorre um aumento dos teores de SiO_2 , Al_2O_3 , MgO e K_2O e simultâneo decréscimo de Fe_2O_3 , correspondendo à formação de hidrobiotita e de esmectita neste nível. Por fim, em ambos os perfis, de 10 metros de profundidade até o topo, nota-se uma ligeira depleção de K_2O , MgO e Fe_2O_3 (Figuras 20 e 21) e um aumento dos teores de SiO_2 e Al_2O_3 , denotando a formação de caolinita e a mais intensa lixiviação nas partes superiores do perfil.

3.5.3.3. Balanço geoquímico

A pseudomorfose e a preservação das texturas primárias das rochas na porção inferior do saprólito mostram que houve transformações isovolume durante o intemperismo das formações ferríferas. No entanto, os cálculos de ganhos e perdas de elementos através de balanços isovolumétricos são comprometidos pela heterogeneidade composicional tanto das rochas matrizes como dos produtos de alteração. Este fato não permite que se faça uma comparação segura entre os teores dos elementos no saprólito e na sua aparente rocha-matriz, o que torna duvidosa qualquer estimativa das transferências geoquímicas nos perfis estudados.

Apenas de modo qualitativo observa-se que a profundidades superiores a 10 metros nos perfis F/79 e F/81 (Figuras 20 e 21) a composição química do saprólito reflete claramente a composição original da rocha matriz. Por outro lado, nos 10 metros superiores do saprólito percebe-se uma forte lixiviação de K_2O e de MgO e uma perda parcial de Fe_2O_3 , enquanto que SiO_2 , Al_2O_3 e TiO_2 sofrem um enriquecimento relativo.

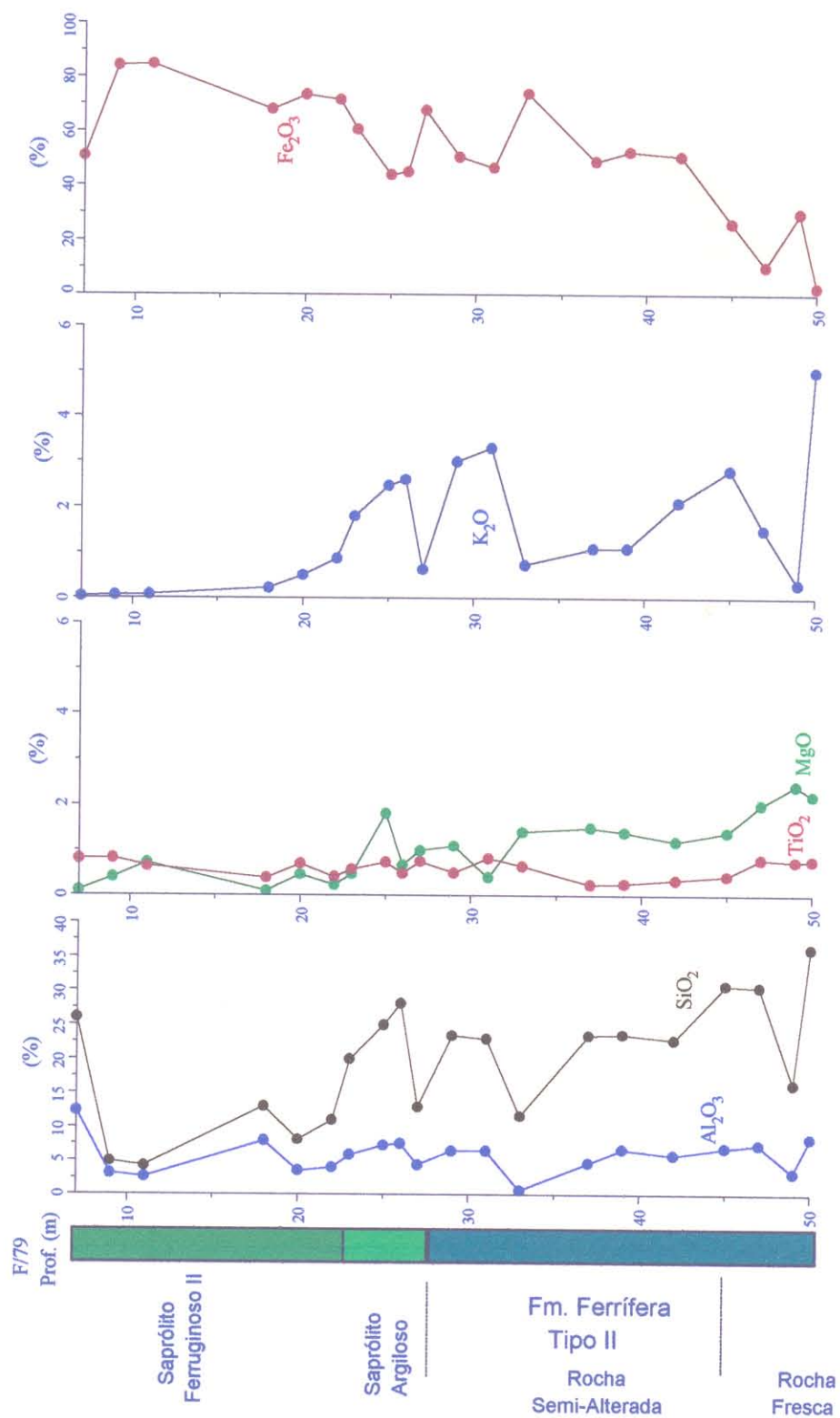


Figura (20) Padrão de Distribuição dos elementos SiO₂, Al₂O₃, Fe₂O₃, TiO₂, MgO e K₂O no perfil de sondagem F/79 da área Salobo.

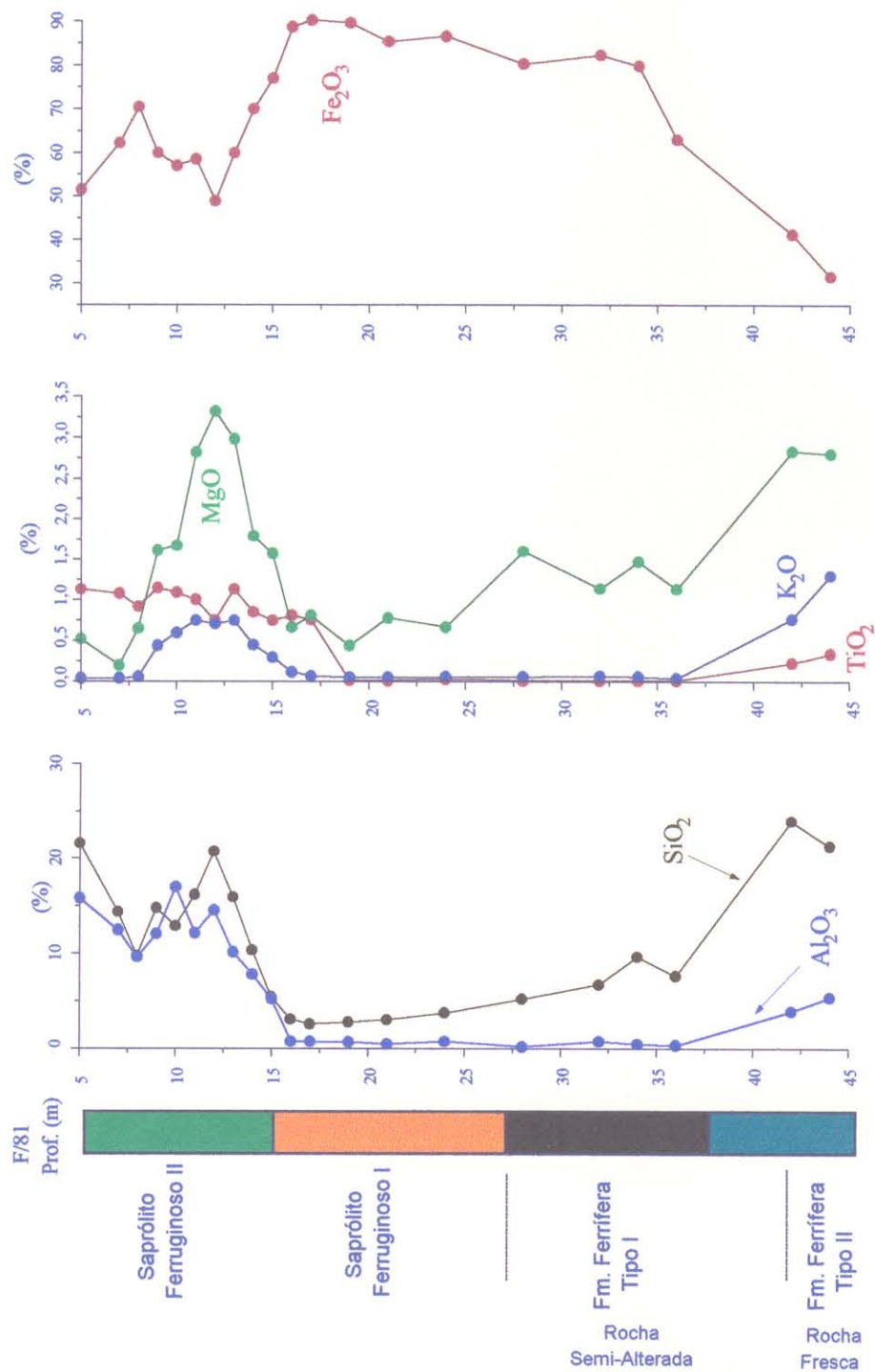


Figura (21) Padrão de distribuição dos elementos SiO_2 , Al_2O_3 , Fe_2O_3 , TiO_2 , K_2O e MgO no perfil de sondagem F/81 da área Salobo.

3.5.4. Síntese e interpretação dos dados

Conforme foi observado nos perfis F/79 e F/81 as formações ferríferas do Salobo podem ser divididas em dois tipos principais: formações ferríferas ricas em SiO_2 , Al_2O_3 , TiO_2 , K_2O , CaO e MgO (Tipo II) e aquelas com menores teores de SiO_2 e Al_2O_3 e mais ricas em Fe_2O_3 , P_2O_5 e MnO (Tipo I). Tal composição expressa as variações nos conteúdos de silicatos e magnetita nessas rochas.

Essas características composicionais são mantidas nos produtos de alteração das formações ferríferas. Com efeito, o saprólito ferruginoso I contém teores mais elevados de Fe_2O_3 e mais baixos teores de SiO_2 , Al_2O_3 , K_2O , MgO e TiO_2 que o saprólito ferruginoso II. A composição deste último reflete a presença dos produtos de intemperismo da biotita, isto é, da hidrobiotita, da esmectita e da caolinita.

A alteração da biotita comporta vários estágios (WILSON, 1966,1970; HODA & HOOD, 1972; GILKES & SUDDHIPRAKARN, 1979a,b; BRINDLEY et al., 1983; ACKER & BRICKER, 1992). O início da alteração é marcado pela lixiviação de K dos espaços interfoliares e sua substituição por íons H^+ ou por cátions presentes nas soluções, principalmente Na^+ , Ca^{++} e Mg^{++} (VELBEL, 1985). Com o aumento da alteração, ocorre a saída de Mg das posições octaédricas e a subsequente oxidação de parte de Fe^{2+} . Os primeiros produtos de alteração são os interestratificados do tipo biotita-vermiculita (hidrobiotita) e a vermiculita, os quais evoluem para caolinita, goethita, hematita ou gibbsita com a progressão do intemperismo (WILSON, 1970; GILKES & SUDDHIPRAKARN, 1979a,b; ACKER & BRICKER, 1992).

Segundo ACKER & BRICKER (1992) o grau de dissolução da biotita está diretamente relacionado ao pH do ambiente. Esses autores mostraram que na faixa de pH entre 4 e 7 ocorre a saída de Fe e de Mg das posições octaédricas, ao passo que em condições extremamente ácidas (pH=3) acontece a dissolução completa da biotita pela liberação de Si das camadas tetraédricas e octaédricas.

A composição química da biotita em diferentes níveis do perfil F/81 é apresentada na Tabela 4 e ilustrada graficamente na Figura 22. Para fins comparativos foram incluídas

as análises de caolinita do saprólito realizadas por GROKE et al. (1987). Observa-se que a composição da biotita sofre variações irregulares no perfil de alteração. Na zona de rocha semi-alterada, nota-se uma perda substancial de K_2O , MgO , TiO_2 , Fe_2O_3 e Al_2O_3 da estrutura da biotita, enquanto que o teor de SiO_2 se mantém próximo do seu valor original (Tabela 4; Figura 22). Essas transformações correspondem à formação da hidrobiotita no perfil. Nos níveis superiores do saprólito (de 15 metros de profundidade até o topo - Figura 22) observa-se um comportamento anômalo dos constituintes mais móveis da biotita: os teores de MgO e SiO_2 aumentam, ao passo que os de K_2O e Al_2O_3 não mostram modificações sensíveis em relação aos do horizonte sotoposto. Por sua vez o teor de Fe_2O_3 diminui e TiO_2 é totalmente lixiviado. Essas variações composicionais denotam irregularidade nas condições de lixiviação ou mesmo mudança na composição original da biotita devido a heterogeneidade da rocha matriz. O enriquecimento em MgO na hidrobiotita do saprólito pode ainda ser devido a um aporte de MgO pelas águas de percolação, conforme sugerido por VELBEL (1985).

Considerando-se a transformação final da biotita em caolinita (GROKE et al., 1987), nota-se que este processo leva à perda quase total de K_2O , MgO e Fe_2O_3 da biotita e concomitante enriquecimento em SiO_2 e Al_2O_3 em proporções que permitem a cristalização da caolinita. Segundo ACKER & BRICKER (1992) este fenômeno acontece sob condições de pH ácido (< 5).

Em suma, conclui-se que a alteração da biotita controla a distribuição dos elementos SiO_2 , Al_2O_3 , MgO , TiO_2 e K_2O no saprólito das formações ferríferas. Este fato é ilustrado nas Figuras (21 e 22), onde se observa que a composição do saprólito à cerca de 15 metros de profundidade no perfil F/81 é algo similar à composição da hidrobiotita presente neste nível.

A resistência da biotita até nos níveis superiores do saprólito está relacionada às características físicas e químicas do próprio mineral e/ou das rochas matrizes. Segundo ACKER & BRICKER (1992) a capacidade de dissolução da biotita é diminuída pela geração de produtos secundários nas bordas dos cristais e nos planos cristalográficos.

Dentre esses produtos destacam-se filmes de oxi-hidróxidos de ferro formados na superfície dos cristais de biotita que impedem a difusão dos elementos mais móveis.

Tabela (4). Composição da biotita em amostras de diferentes níveis do perfil de sondagem F/81 da área Salobo. Para comparação consta a composição da caolinita derivada da alteração da biotita segundo GROKE et al. (1987).

Amostra	Prof. (m)	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	TiO ₂	K ₂ O	MgO
Caolinita derivada da biotita (GROKE et al., 1987)	?	44,48	35,45	2,7	0	0,08	0,12
Hidrobiotita no saprólito (Saprólito Ferruginoso II)	14,5	36,76	10,36	17,7	0	4,04	14,05
Hidrobiotita na rocha semi-alterada (Fm. Ferrífera Tipo II)	43	33,34	10,24	24,76	0,5	3,72	3,06
Biotita na rocha sã (Fm. Ferrífera Tipo II)	49	34,9	14,1	32,05	1,47	9,1	6,11

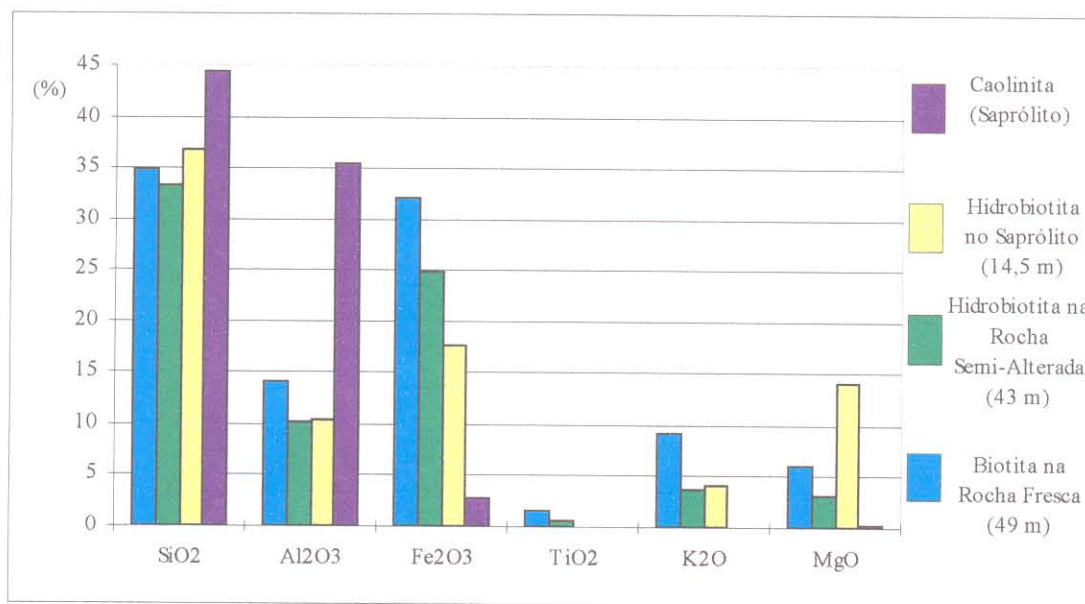


Figura (22) Diagrama comparativo da composição da biotita em diferentes níveis do perfil F/81 e composição da caolinita analisada por GROKE et al. (1987).

No caso aquí retratado, a presença de produtos ferruginosos nos espaços interlamelares da biotita pode ter inibido a dissolução completa desse mineral. Outro fator que pode ter tido certa influência na preservação parcial da biotita é a ação protetora da

magnetita. Esse mineral constitui um arcabouço denso que dificulta o acesso das soluções supergênicas, protegendo tanto os sulfetos como os silicatos da alteração. Por último, a degradação apenas parcial da biotita pode estar relacionada às condições de pH do ambiente. Como assinalado anteriormente (item 3.4.3.2.) as condições de pH na zona de oxidação das formações ferríferas, devem ter sido moderadamente ácidas a neutras devido à natureza da mineralização primária e à presença de ganga rica em carbonatos. Tais condições podem ter sido desfavoráveis a uma dissolução mais completa da biotita, conforme foi sugerido por ACKER & BRICKER (1992).

3.6. ESTUDO DAS MINERALIZAÇÕES AURÍFERAS

3.6.1. Geoquímica do ouro no meio supergênico - Fundamentos bibliográficos

Neste item é apresentada uma síntese dos dados bibliográficos sobre o comportamento geoquímico do ouro no ambiente supergênico, sendo destacadas as condições físico-químicas sob as quais este elemento é mobilizado e concentrado. Tais informações são necessárias para apoiar as discussões e interpretações feitas neste estudo.

Dois tipos de concentrações secundárias de ouro são encontradas na natureza: os depósitos alóctones e autóctones. Os primeiros são fundamentalmente de origem detrítica, ao passo que os últimos constituem as concentrações ditas lateríticas.

Segundo BUTT (1988,1989a,b) nos depósitos lateríticos a mineralização aurífera pode ser de dois tipos, de acordo com a sua distribuição no perfil: o tipo laterítico propriamente dito, no qual a mineralização está estreitamente associada aos horizontes ferruginoso e mosqueado do perfil de alteração e o tipo supergênico em que a mineralização ocorre dentro do saprólito, seja confinada na zona de oxidação do minério primário, seja dispersa lateralmente na rocha alterada, formando uma ou mais zonas subhorizontais em profundidade. No tipo laterítico predominam as partículas diminutas de ouro de alta pureza, embora também ocorram partículas residuais ricas em prata e pepitas neoformadas associadas a oxi-hidróxidos de ferro. Por outro lado, nos depósitos supergênicos é maior a proporção de ouro secundário de alta pureza e mais raras as partículas residuais (BUTT, 1989a,b).

A origem das concentrações auríferas secundárias só foi melhor entendida após a realização de estudos detalhados da forma e da composição das partículas de ouro, e de estudos experimentais sobre o comportamento geoquímico do metal no ambiente supergênico. Essas investigações mostraram que a formação dessas mineralizações em ambiente laterítico envolveu, pelo menos em parte, a solubilização, o transporte e a reprecipitação do ouro no meio supérgeno. As principais evidências de tal processo são: - A presença de feições de corrosão química nas partículas residuais de ouro e teores de Ag

decrecentes do centro para a borda dessas partículas (DESBOROUGH, 1970; WILSON, 1984; MANN, 1984; GIUSTI, 1986; NAIR et al., 1987); - A diminuição do tamanho das partículas de ouro e o aumento da sua pureza da base para o topo do perfil laterítico, indicando um refinamento químico durante o processo intempérico (DAVIES et al., 1989; FREYSSINET et al., 1989a,b); - As formas particulares (globulares, botrioidais, arborescentes, etc.) e a elevada pureza das partículas de ouro neoformadas na zona ferruginosa do perfil laterítico (WILSON, 1984; MICHEL, 1987; NAIR et al., 1987; LAWRENCE, 1988b; BUTT, 1989b; FREYSSINET et al., 1989b; FREYSSINET et al., 1990a,b; COLIN & VIEILLARD, 1990; GRIMM & FRIEDRICH, 1991; PORTO, 1991, 1995; VASCONCELOS & KYLE, 1991; OLIVEIRA & CAMPOS, 1991; SANTOSH & OMANA, 1991; COSTA et al., 1993).

A solubilidade do ouro em condições de baixas temperatura e pressão foi também comprovada em águas superficiais que drenam áreas mineralizadas (HAMILTON et al., 1983; McHUGH, 1988; BENEDETTI et al., 1990; BENEDETTI & BOULÈGUE, 1990; BENEDETTI & BOULÈGUE, 1991; ANDRADE et al., 1991; MACHESKY et al., 1993; SÉA et al., 1993), sugerindo, portanto, a instabilidade química do metal no ambiente supergênico.

Diversas pesquisas têm demonstrado que no ambiente superficial o ouro é móvel na forma de cloretos (KRAUSKOPF, 1951; CLOKE & KELLY, 1964; GOLEVA et al., 1970; LAKIN et al., 1974; BOYLE, 1979; MANN, 1984), como tiosulfatos (WEBSTER, 1986; STOFFREGEN, 1986; VLASSOPOULOS & WOOD, 1990; BENEDETTI & BOULÈGUE, 1991), de complexos orgânicos (LAKIN et al., 1974; BAKER, 1978; BOYLE, 1979; BERGERON & HARRISON, 1989; VLASSOPOULOS et al., 1990; BOWELL et al., 1993) e de espécies coloidais (ONG & SWANSON, 1969; BOYLE, 1979). A participação relativa dessas espécies depende da disponibilidade dos ligantes e das condições de pH e Eh do meio. Por sua vez esses parâmetros estão diretamente relacionados à composição do minério primário e as condições climáticas reinantes (BUTT, 1989a,b). No caso dos cloretos, o principal complexo é o AuCl_4^- , o qual é estável em condições ácidas (pH 3 a 5,5) e oxidantes ($E_h > 0,9\text{V}$) e se forma quando a

concentração dos íons cloreto é superior a $10^{-3,2}$ mol/L⁻¹ (CLOKE & KELLY, 1964; KRAUSKOPF, 1967). A reprecipitação do ouro, neste caso, é causada pela diluição da solução, pelo aumento do pH no ambiente ou pela redução do AuCl_4^- quando ocorre a oxidação do Fe^{2+} na zona de ferrólise, o que explica a íntima associação do ouro com os oxi-hidróxidos de ferro nos depósitos lateríticos (MANN, 1984). As partículas de ouro formadas nestas condições são extremamente puras, com índice de pureza entre 960 e 1000 (WILSON, 1984; MANN, 1984; FREYSSINET et al. 1989a,b), contrastando, por exemplo, com o ouro primário dos depósitos arqueos, cujo índice varia de 825 a 940 (MORRISON et al., 1991). O aumento da "fineness" do ouro secundário (diminuição do teor de Ag) é devido à maior solubilidade do complexo AgCl^- no meio supergênico, cuja estabilidade não é afetada pela oxidação de Fe^{2+} .

A oxidação de depósitos sulfetados produz uma variedade de íons contendo enxôfre - tiosulfato $\text{S}_2\text{O}_3^{2-}$, sulfato SO_4^{2-} , sulfito SO_3^{2-} , politionato $\text{S}_n\text{O}_6^{2-}$ e íons S^{2-} (GOLDHABER, 1983), que são importantes agentes mobilizadores do ouro em condições de pH neutro a levemente alcalino (WEBSTER & MANN, 1984; WEBSTER, 1986; STOFFREGEN, 1986; BENEDETTI & BOULÈGUE, 1991). Neste contexto, os principais complexos de ouro são: o tiosulfato $[\text{Au}(\text{S}_2\text{O}_3)_2]^{3-}$, em condições oxidantes, e a espécie $[\text{Au}(\text{HS})_2]^-$, em condições redutoras ($f\text{O}_2 < 10^{-60}$) (WEBSTER, 1986). A desestabilização dos complexos e a conseqüente precipitação do ouro ocorrem devido a mudanças de pH e Eh no ambiente ou à diluição da solução. Nesses casos a mineralização neoformada é de baixa "fineness" - rica em prata - devido à similaridade entre a solubilidade dos tiocomplexos auríferos e a dos tiocomplexos de prata. Deste modo, os critérios de pureza são insuficientes para distinguir-se o ouro secundário do ouro primário (WEBSTER & MANN, 1984; WEBSTER, 1986).

Na porção superior dos perfis lateríticos, onde há geralmente um certo enriquecimento em matéria orgânica, a formação de ácidos orgânicos favorece a mobilização do ouro em condições de pH ácido e de Eh levemente oxidante (ONG &

SWANSON, 1969; BERGERON & HARRISON, 1989; VLASSOPOULOS et al., 1990; BOWELL et al., 1993) . Segundo LAKIN et al. (1974), neste ambiente os principais complexos de ouro são os cianetos $[\text{Au}(\text{CN})_2]^-$, $[\text{Au}(\text{CN})_4]^-$ e tiocianetos $[\text{Au}(\text{CNS})_4]^-$.

Mais recentemente as pesquisas realizadas por VLASSOPOULOS & WOOD (1990) têm demonstrado que na ausência de concentrações significativas de íons Cl^- , $\text{S}_2\text{O}_3^{2-}$ e CN^- nas águas, o ouro pode ser mobilizado na forma de complexos do tipo $\text{AuOH}(\text{H}_2\text{O})^\circ$ nas condições normais de pH e Eh encontradas nos ambientes naturais. BOYLE (1979) menciona ainda a participação de coloides orgânicos e inorgânicos no transporte do ouro em soluções aquosas. Neste caso, o metal é adsorvido por coloides de hidróxidos de ferro e manganês, de sílica e de produtos húmicos e migra junto com estas substâncias.

Como já mencionado, a precipitação do ouro a partir das soluções supergênicas ocorre principalmente devido a variações de pH e Eh no ambiente ou devido a mudança na concentração das soluções. No entanto, outros mecanismos podem provocar a deposição do metal no meio supergênico. O mais comum é a adsorção de coloides auríferos de carga negativa por geis de hidróxidos de ferro, manganês e sílica de carga positiva (BOYLE, 1979; VLASSOPOULOS & WOOD, 1990; ENZWEILER & JOEKES, 1991). O ouro pode ainda ser precipitado por reação das soluções com minerais neoformados na zona de enriquecimento supergênico dos gossans, destacando-se os sulfetos, carbonatos, sulfatos entre outros, como principais minerais captadores do elemento (BOYLE, 1979).

Em suma, os dados apresentados permitem concluir que a mobilização e reprecipitação do ouro no ambiente supergênico depende da presença de ligantes apropriados e das condições de Eh e pH do ambiente. Essas últimas são controladas principalmente pelas condições climáticas e pela composição da rocha encaixante e da mineralização primária. Durante a alteração da mineralização sulfetada, a acidez resultante do processo e a presença eventual de íons cloro pode causar a mobilização do ouro na forma de cloretos, cuja desestabilização na zona de ferrólise leva à formação de

ouro secundário de alta pureza. Por outro lado, se a acidez do ambiente for neutralizada pela presença de carbonatos na ganga, o ouro pode ser solubilizado na forma de tiocomplexos, cuja desestabilização na zona de oxidação, resulta na precipitação de ouro com elevado teor de prata.

BUTT (1989a,b) considera que as variações paleoclimáticas ocorridas no oeste do continente Australiano, tiveram uma influência direta no mecanismo de concentração do ouro e no padrão de distribuição deste elemento nos depósitos lateríticos. Segundo este autor, a alternância de clima úmido e de clima seco registrada neste continente favoreceu o desenvolvimento em profundidade de um ou mais horizontes de enriquecimento supergênico nos depósitos lateríticos.

3.6.2. Mineralização aurífera primária

Dois tipos principais de mineralização aurífera primária foram reconhecidos na jazida do Salobo (corpo C) :

1. Ouro contido nas formações ferríferas hospedeiras do minério de cobre e
2. Ouro incluso nos veios de quartzo+carbonato+clorita que cortam as formações ferríferas. Esses dois tipos são descritos em detalhe a seguir.

3.6.2.1. Ouro nas formações ferríferas

3.6.2.1.1. Generalidades

Segundo DOCEGEO (1988) o teor médio de ouro na jazida de cobre do Salobo - Corpo C - é de 0,57 g/t.

Levando-se em conta este teor médio e os dados apresentados por VIEIRA et al. (1988) sobre a distribuição estatística do ouro em 2900 amostras de testemunhos de sondagem do corpo C da jazida, constata-se o seguinte (Figura 23):

1. As formações ferríferas destacam-se como as principais rochas hospedeiras da mineralização aurífera primária.
2. O metal mostra uma afinidade particular com as formações ferríferas ricas em magnetita (Tipo I), visto que mais de 50% dos teores de ouro obtidos nessas rochas, se situa acima do teor médio da jazida.
3. O grau de concentração do ouro nas formações ferríferas aluminosas (Tipo II) é mais baixo, uma vez que apenas 30% dos teores situam-se acima do teor médio do depósito.
4. As metagrauvacas são praticamente estéreis, apesar de serem as rochas mais abundantes no corpo C da jazida. Segundo VIEIRA et al. (1988) essas rochas são eventualmente enriquecidas em ouro na zona de contato com as formações ferríferas.

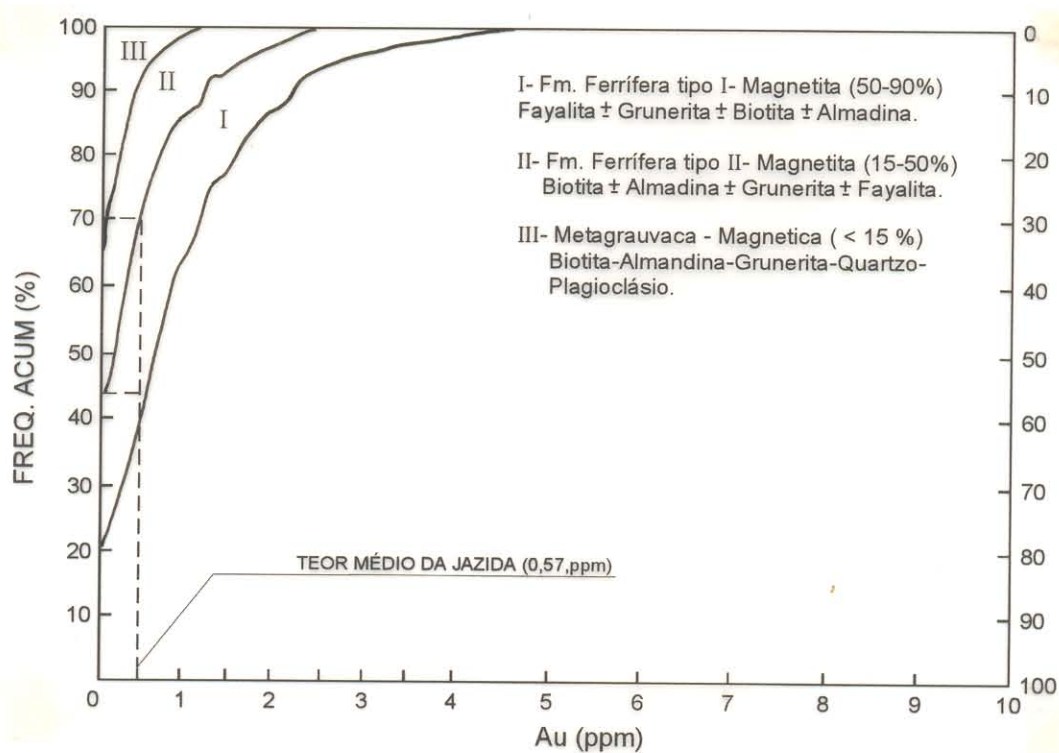


Figura (23) Distribuição estatística do ouro nas rochas do corpo C da jazida do Salobo (modificado de VIEIRA et al, 1988 e DOCEGEO, 1988).

3.6.2.1.2. Associação Au, Cu, Ag, Mo nas formações ferríferas

Para um estudo mais detalhado da concentração do ouro e da sua relação com os demais elementos metálicos presentes nas formações ferríferas (Cu, Ag, Mo e Fe), foram utilizadas 27 amostras representativas de formação ferrífera do Tipo I e 42 amostras de formação ferrífera do Tipo II selecionadas em 4 furos de sondagem (F/105, 106, 108 e 79). A composição dessas amostras em termos dos elementos Au, Cu, Ag, Mo e Fe_2O_3 está assinalada na Tabela 4.

Tabela (5) Teores de ouro (ppm), cobre (%), prata (ppm), molibdênio (ppm) e ferro (%) nas formações ferríferas do Salobo (Furos, 105, 106, 108 e 79)

Fm. Ferrífera Tipo I	Teor Médio	Teor Máximo	Teor Mínimo	Desvio Padrão
Au	2,08	4,50	0,80	1,05
Cu	3,09	5,50	1,40	1,07
Ag	9,64	20,00	3,40	4,80
Mo	165,00	257,00	53,00	52,75
Fe ₂ O ₃	92,60	99,40	88,04	2,28
Fm. Ferrífera Tipo II	Teor Médio	Teor Máximo	Teor Mínimo	Desvio Padrão
Au	0,46	1,40	0,20	0,35
Cu	1,07	2,30	0,20	0,50
Ag	4,90	8,00	1,50	1,37
Mo	39,50	166,00	11,00	30,80
Fe ₂ O ₃	52,67	79,50	39,76	7,50

Fm. Ferrífera Tipo I (Magnetita 50 a 90%, fayalita, grunerita +/- biotita); 27 amostras

Fm. Ferrífera Tipo II (Magnetita 15 a 50%, biotita, grunerita, almandina +/- clorita); 42 amostras

Neste conjunto observa-se claramente o enriquecimento em ouro das formações ferríferas do Tipo I em relação às do Tipo II. Nas primeiras os teores de ouro variam de 0,8 a 4,5 ppm, com média de 2,0 ppm, enquanto que nas últimas os teores de ouro situam-se entre 0,2 e 1,4 ppm com média de 0,47 ppm. Os elementos Cu, Ag e Mo seguem a mesma tendência. Em particular nas formações ferríferas do Tipo I, o altíssimo teor médio de Fe₂O₃ (92,2%) reflete o conteúdo elevado de magnetita (até 90% em volume) enquanto que o teor médio de cobre é de 3,0% correspondendo a quantidade significativa de sulfetos. Por outro lado, nas formações ferríferas do Tipo II o teor médio de Fe₂O₃ é mais baixo (55,5%) e o teor médio de cobre é de 1,0%. Essas relações expressam a correlação positiva entre os conteúdos dos elementos metálicos (Au, Cu, Ag e Mo) e a quantidade de magnetita nas formações ferríferas.

Estudos de correlação linear entre os elementos Au, Cu, Ag, Mo e Fe₂O₃ em ambos os tipos de formação ferrífera (nível de significância 95%) mostraram que (Figura 24): 1. A correlação razoável entre Au e Fe₂O₃, tanto nas formações ferríferas do Tipo I (0,70)

como nas do Tipo II (0,77), ressalta a associação preferencial do ouro com a magnetita, o principal mineral portador de ferro das formações ferríferas. 2. A boa correlação entre Cu e Ag, principalmente nas formações ferríferas do Tipo II (0,86), indica uma íntima associação da prata com os sulfetos de cobre. 3. A ausência de correlação entre Cu e Fe nas formações ferríferas do Tipo I e a fraca correlação (0,62) entre esses elementos nas formações ferríferas do Tipo II resultam, provavelmente, dos teores excessivamente elevados de Fe_2O_3 . Nas primeiras, qualquer correlação é completamente mascarada pela total predominância do ferro na rocha, enquanto que nas últimas, teores algo menores de ferro deixam perceber uma tendência de correlação positiva entre os dois elementos.

(a)		Au	Cu	Ag	Mo
	Cu	0,49			
	Ag	0,11	0,75		
	Mo	0,33	0,44	0,06	
	Fe_2O_3	0,70	0,31	0,04	0,42
(b)		Au	Cu	Ag	Mo
	Cu	0,45			
	Ag	0,20	0,86		
	Mo	0,72	0,20	0,08	
	Fe_2O_3	0,77	0,62	0,38	0,63

Figura (24) Matrizes de correlação entre os elementos Au, Cu, Ag, Mo e Fe_2O_3 em 27 amostras de formação ferrífera do Tipo I (a) e 40 amostras de formação ferrífera do Tipo II (b) selecionadas em 4 furos de sonda da área Salobo (F105, 106, 108 e 79). Nível de significância 95%.

3.6.2.1.3. Formas de ocorrência do ouro nas formações ferríferas

a) Ouro visível ao microscópio ótico

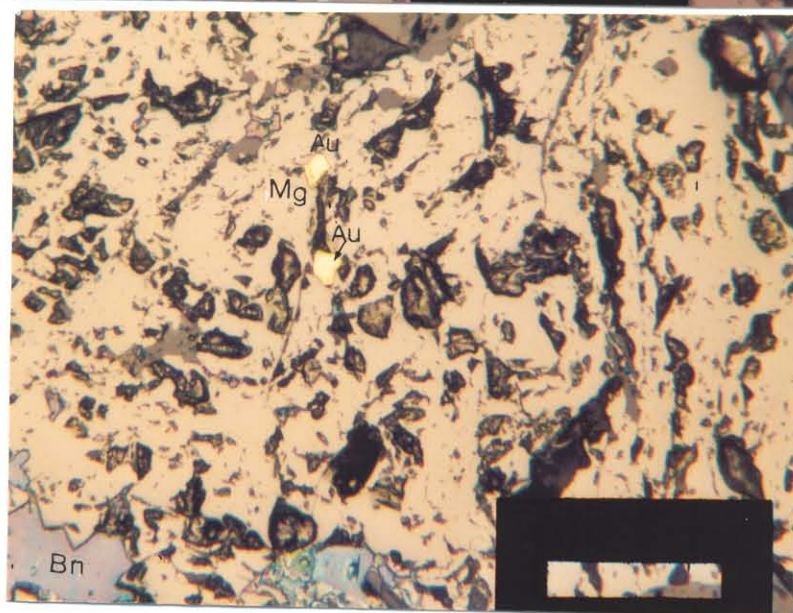
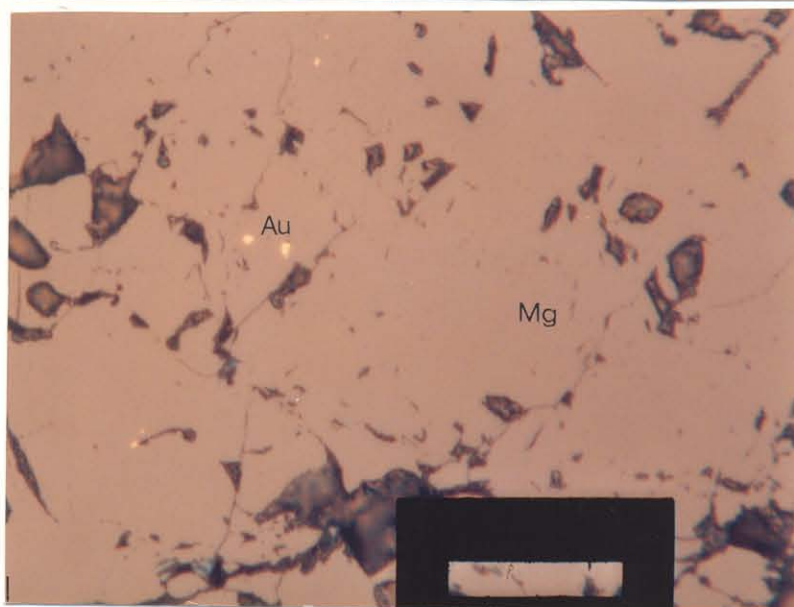
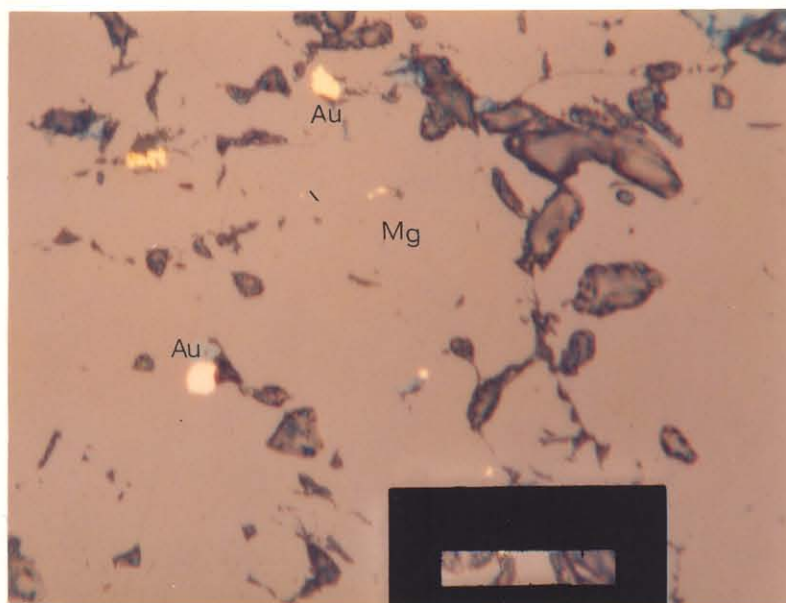
Para determinar a forma de ocorrência do ouro nas formações ferríferas foram feitos estudos minerográficos de detalhe em 15 amostras de formação ferrífera do Tipo I e 20 amostras de formação ferrífera do Tipo II, coletadas em 4 furos de sondagem (F/105, F/106, F/79 e F/81) e na galeria G3 da área Salobo.

Observou-se que o ouro encontra-se principalmente associado à magnetita na forma de inclusões ou preenchendo fraturas neste mineral (Figura 25). As partículas têm entre 5 e 12 μm de comprimento e exibem formas que variam de placóides a granulares. Devido ao tamanho reduzido dos grãos de ouro, as análises à microsonda eletrônica não deram resultados satisfatórios. Segundo RÉQUIA (1995) o ouro primário do Salobo ocorre em diminutas partículas inclusas na magnetita, calcopirita, cobaltita e saflorita ou ocupa os espaços entre a magnetita e a calcopirita. As análises em microsonda realizadas por essa autora mostraram que o ouro apresenta a seguinte composição média: Au 85,45%, Ag 1,13%, Cu 9,19%, Fe 1,73% e As 1,39% em peso.

b) “Ouro invisível”

Levando-se em conta que as partículas de ouro de dimensões microscópicas são muito raras nas formações ferríferas e, portanto, não explicam os teores elevados e constantes obtidos por análise química de rocha total, conclui-se que a maior parte do ouro presente na magnetita e nos sulfetos de cobre ocorre em partículas de dimensões submicrométricas ($<0,1 \mu\text{m}$), correspondendo ao chamado “ouro invisível” (BOYLE, 1979; MIRONOV et al., 1981; MIRONOV et al., 1986; CABRI, 1987; CATHELINEAU et al., 1989; CABRI et al., 1989; MARION et al., 1991 e KNIPE et al., 1992). Segundo CATHELINEAU et al. (1989) e MARION et al. (1991) a caracterização química e mineralógica do “ouro invisível” requer o emprêgo de técnicas analíticas tais como a

Figura (25) Fotomicrografias de seções polidas das formações ferríferas do Tipo I do Salobo. (A), (B) e (C) diminutas partículas de ouro (Au) inclusas em cristais de magnetita (Mg) e alojadas em fraturas neste mineral; notar cristal de bornita (Bn) levemente transformado para digenita no canto esquerdo inferior da figura (C). (Nicóis //, escala = 0,1 mm).



Espectroscopia Mössbauer e a Microsonda Iônica devido ao baixo nível de concentração do ouro nos minerais metálicos, particularmente nos sulfetos de cobre e de ferro.

Visto que neste estudo não foi possível o emprêgo dessas técnicas, investigou-se a presença do “ouro invisível” nos óxidos e sulfetos do Salobo usando os seguintes métodos: a) Análises pontuais à microsonda eletrônica visando detectar a presença de ouro na magnetita e nos sulfetos de cobre. b) Estudo dos grãos de magnetita e de sulfetos de cobre por microscopia eletrônica de varredura (MEV) com o objetivo de localizar partículas de ouro nesses minerais. Os resultados obtidos são descritos abaixo:

Análises à Microsonda Eletrônica:

Este método de investigação tem alcance limitado devido à baixa concentração do ouro nos sulfetos. Com efeito, o nível máximo de concentração do metal nesses minerais encontra-se normalmente abaixo do limite de detecção do aparelho (CATHELINEAU et al. 1989). Para superar estas limitações, foram utilizadas, no presente estudo, condições analíticas específicas visando baixar o limite de detecção do ouro. Além disso procurou-se multiplicar as análises em cada mineral com o intuito de aumentar a representatividade dos resultados. Assim, o procedimento analítico obedeceu à seguinte sistemática: de início foi efetuada uma varredura preliminar para ouro nos minerais de interesse, utilizando como condições analíticas, uma voltagem de 20 Kv, uma corrente de 30 nA e um tempo de contagem de 30 segundos. O número de pontos analisados em cada grão foi de 5 a 10, dependendo das necessidades e possibilidades. Após a varredura inicial, efetuou-se uma segunda etapa para checar os dados obtidos, aumentando-se o tempo de contagem para 3 minutos. No total foram realizadas 542 análises pontuais em 30 lâminas polidas, incluindo 492 dosagens em sulfetos e óxidos e 60 em silicatos. As análises foram realizadas com auxílio de uma microsonda do tipo CAMECA-SX 50, utilizando-se programas específicos para dosagem de ouro em sulfetos, óxidos e silicatos.

Tendo em vista as limitações do método empregado, os resultados das análises pontuais foram considerados apenas como qualitativos, ou seja, indicativos somente da presença ou não do ouro no mineral. Dessa forma, com base no total de pontos analisados em cada mineral, considerou-se a porcentagem de pontos positivos como indicativo da abundância do ouro naquele mineral.

Os resultados obtidos estão registrados na Tabela 5 e a composição média dos minerais analisados é apresentada no Anexo 1. Nota-se que a distribuição do ouro é bastante errática em todos os minerais estudados. O metal é mais frequente na magnetita e no seu produto de martitização (hematita). O ouro foi encontrado em 40% dos pontos analisados na magnetita e em 48% dos pontos analisados na hematita, com teores médios da ordem de 350 e 360 ppm, respectivamente. No caso dos sulfetos, que constituem menos de 3% das formações ferríferas, a distribuição do ouro é muito mais errática. Os sulfetos mais abundantes na jazida - calcocita e bornita - acusaram a presença de ouro em apenas 24% e 23% dos pontos analisados, respectivamente. Já o sulfeto menos abundante - calcopirita - mostrou a presença de ouro em 36% das análises realizadas. Entre esses minerais, os teores médios mais elevados foram encontrados na calcopirita e na bornita - 280 e 275 ppm, respectivamente - seguidos da calcocita (240 ppm) e da covelita (160 ppm). Com exceção deste último, todos os teores estão um pouco acima do limite de detecção do ouro em sulfetos - 200 ppm - (CABRI et al., 1989). Nos sulfoarsenietos (cobaltita) e nos silicatos (biotita, grunerita, almandina e fayalita) os resultados foram todos negativos para ouro.

Com base nos dados apresentados conclui-se que a magnetita e a hematita são os principais hospedeiros do ouro nas formações ferríferas do Salobo. A distribuição irregular do ouro, tanto nesses minerais como nos sulfetos de cobre, sugere a presença de inclusões submicroscópicas distribuídas aleatoriamente no mineral hospedeiro. No caso específico da magnetita e da hematita é provável que as microinclusões de ouro sejam algo maiores ou mais densamente concentradas do que nos sulfetos.

Tabela (6) - Teores de ouro nos minerais de minério do Salobo - Análises à microsonda eletrônica.

Mineral	Total de Pontos Analisados	Pontos Positivos (%)	Teor Médio de ouro (ppm)	Desvio Padrão
Magnetita	218	40	350	100
Hematita	100	48	360	100
Calcopirita	30	36	280	100
Bornita	30	23	275	50
Calcocita	96	24	240	100
Covelita	18	22	160	57

Análises por Microscopia Eletrônica de Varredura

O estudo dos sulfetos (bornita, calcopirita e calcocita) em lâminas polidas por microscopia eletrônica de varredura, não revelou a presença de partículas de ouro nesses minerais. A imagem do mapeamento de uma partícula de calcopirita no sistema de energia dispersiva (EDS) é apresentada na Figura (26). Observa-se que neste mineral o padrão de distribuição dos elementos Fe e Cu é bastante homogêneo, enquanto que o ouro não é detectado. Por outro lado, a análise de grãos de magnetita revelou a presença de minúsculas partículas de ouro nas suas bordas. Tais partículas são difíceis de serem localizadas devido ao seu tamanho reduzido, o que no caso, impediu a obtenção de imagens tridimensionais. No entanto, a presença do ouro foi confirmada pelo mapeamento em (EDS), que indicou também quantidades subordinadas de paládio nas partículas (Figura 27).

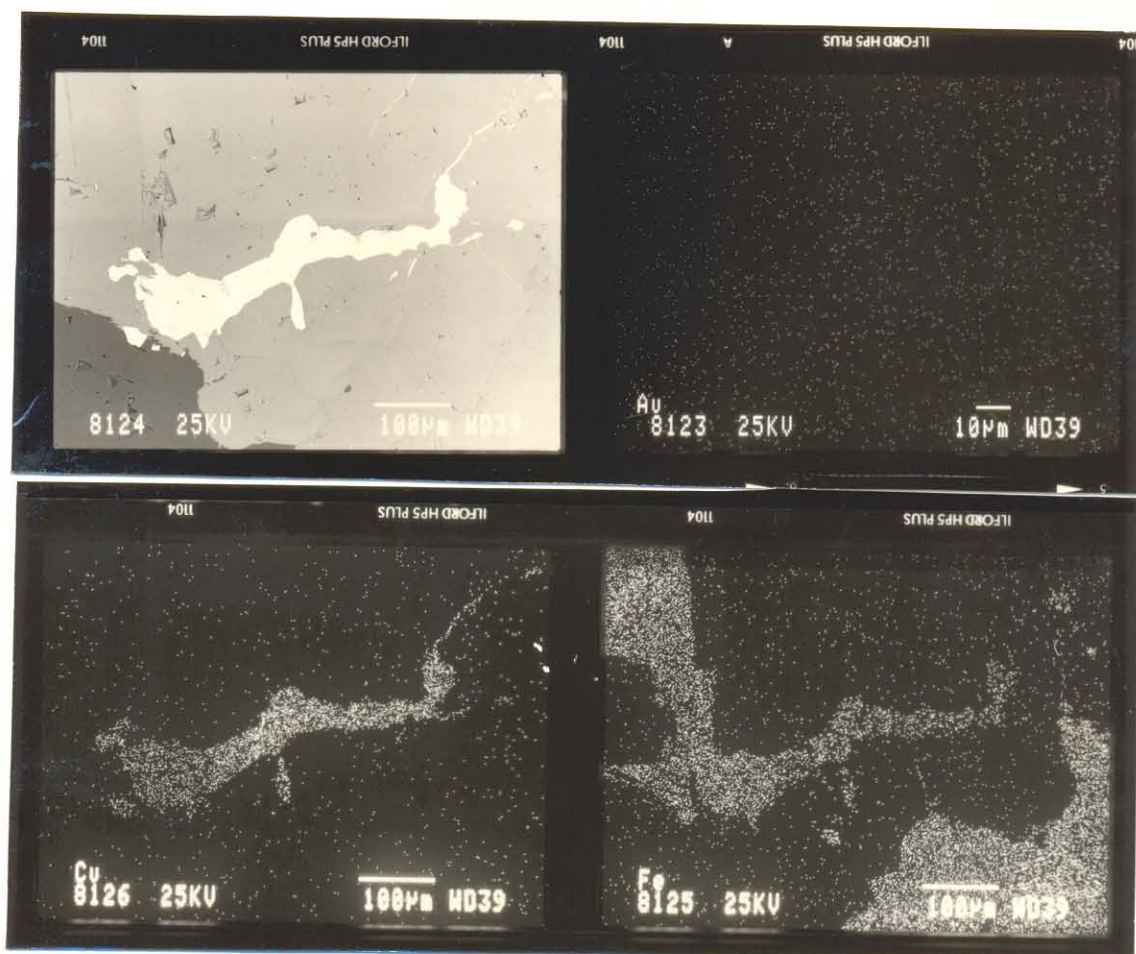


Figura (26) Imagens do mapeamento da calcopirita do Salobo no MEV. Notar ausência de ouro neste mineral.

3.6.2.2. Ouro em veios:

Nos veios centimétricos de quartzo-calcita-clorita que cortam as formações ferríferas do Tipo II foram encontradas 2 partículas de ouro visíveis a olho nu. Estas partículas, com tamanho da ordem de 1mm, situam-se na borda do veio e numa fissura na sua porção mediana. Estudos minerográficos desses veios mostraram que o ouro ocorre na forma de inclusões nos cristais de bornita ou preenche fissuras na ganga de quartzo e carbonato. As partículas de ouro apresentam coloração que varia de amarela-ouro nas bordas a avermelhada no centro e exibem, localmente, texturas de intercrescimento mirmequítico que sugerem exsolução do material avermelhado (Figura 28). A análise de uma partícula de ouro à microsonda eletrônica (62 pontos analisados) revelou que os

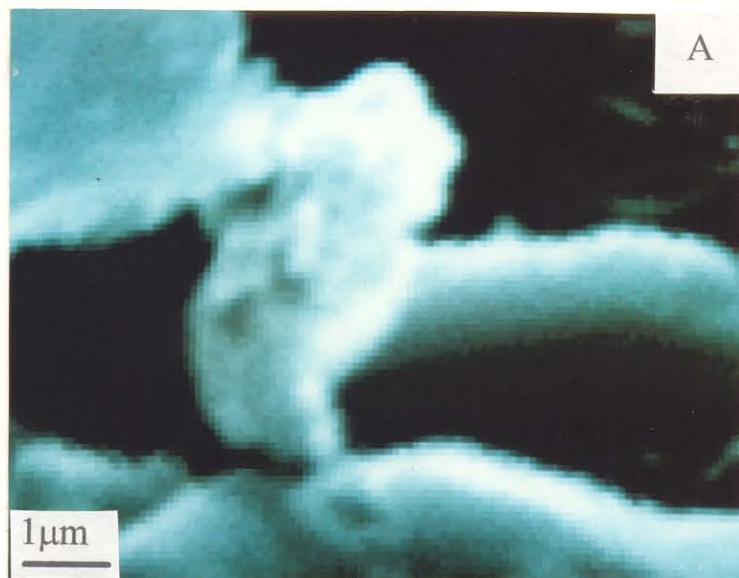
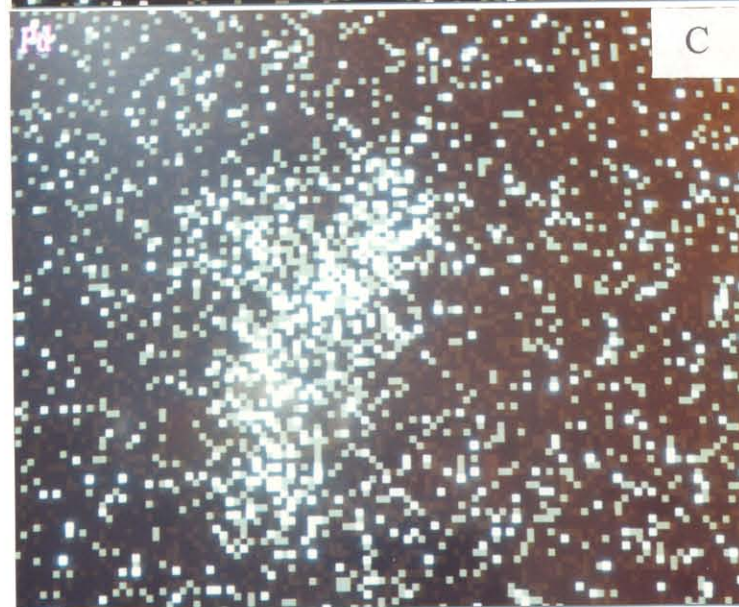
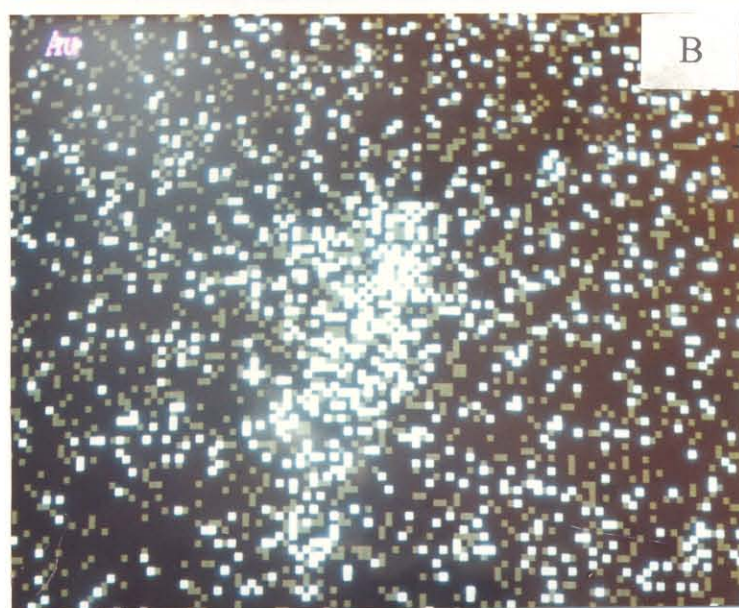


Figura (27). (A) Imagem obtida em MEV de uma partícula de ouro alojada na borda de um cristal de magnetita. (B) e (C) Mapeamento da partícula no EDS para ouro e paládio, respectivamente.



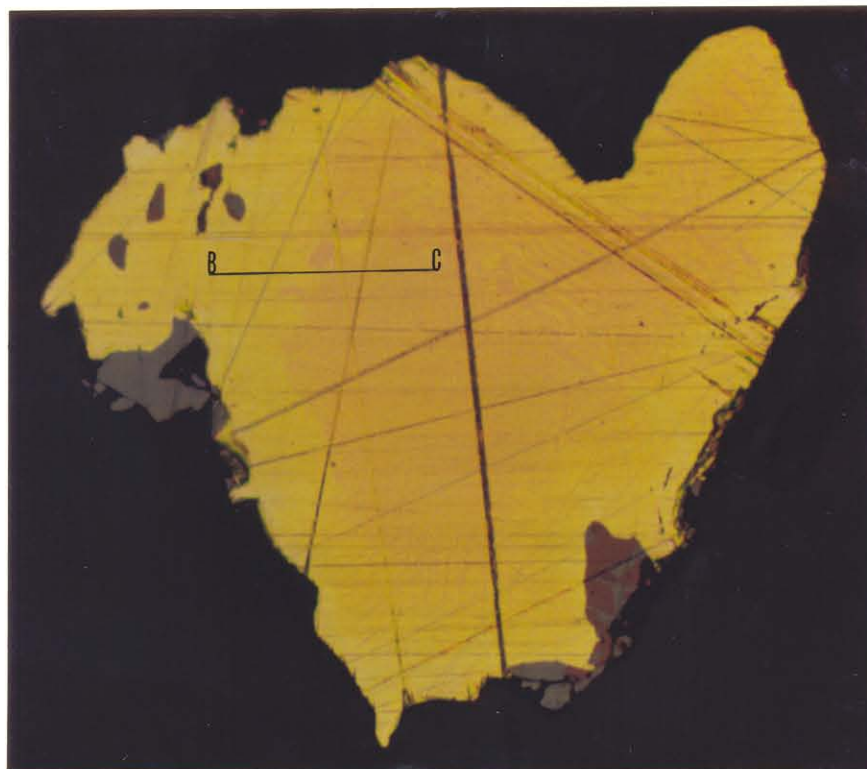
teores de Au, Cu e Ag variam da borda para o centro (Tabela 6). O teores médios de ouro e cobre são de 83,2% e 1,6%, respectivamente na borda da partícula e aumentam gradativamente em direção ao centro para 87,4% e 8,4%. Por sua vez, o teor médio de prata diminui gradativamente de 16,5% na borda para 4,9% no centro da partícula. Tal composição caracteriza uma liga de ouro, cobre e prata, cuja pureza calculada pela relação $\{Au/(Au+Ag+Cu)\} \times 1000$ varia de 821 na borda a 874 no centro da partícula. A forte correlação negativa entre os teores de cobre e de prata ($r=-0,97$) sugere a separação desses elementos durante a deposição do ouro. Este comportamento antagônico pode estar relacionado a uma possível individualização das fases Au-Cu e Au-Ag durante o resfriamento, conforme sugerido pelas texturas de exsolução (CRAIG & VAUGHAN, 1981). RÉQUIA et al. (1994) determinaram teores de cobre de até 10,8% no ouro presente na forma de inclusões na saflorita e na cobaltita do Salobo. Esses autores concluíram que a composição da liga e sua associação com sulfoarsenietos e clorita indicam temperaturas de deposição inferiores a 400 °C.

Tabela (7) Composição de uma partícula de ouro encontrada em veio de quartzo+carbonato+clorita na jazida do Salobo. Análises na microsonda eletrônica (teores em % em peso).

Centro n=16	Teor Médio	Teor Máximo	Teor Mínimo	Desvio Padrão
Au	87,4	88,4	86,2	0,6
Cu	8,4	10,5	5,7	0,8
Ag	4,9	8,2	2,2	1,2
Fe	0,01	0,1	0	0,02
Pureza *	874	825	916	5,5
Borda n=46	Teor Médio	Teor Máximo	Teor Mínimo	Desvio Padrão
Au	83,2	85,4	78,6	2,1
Cu	1,6	3,6	0,8	0,9
Ag	16,5	22,7	11,6	3,1
Fe	0,03	0,1	0	0,03
Pureza *	821	764	863	22,8

* Calculada pela razão $(Au/Cu+Au+Ag) \times 1000$; n= número de pontos analisados

A



B

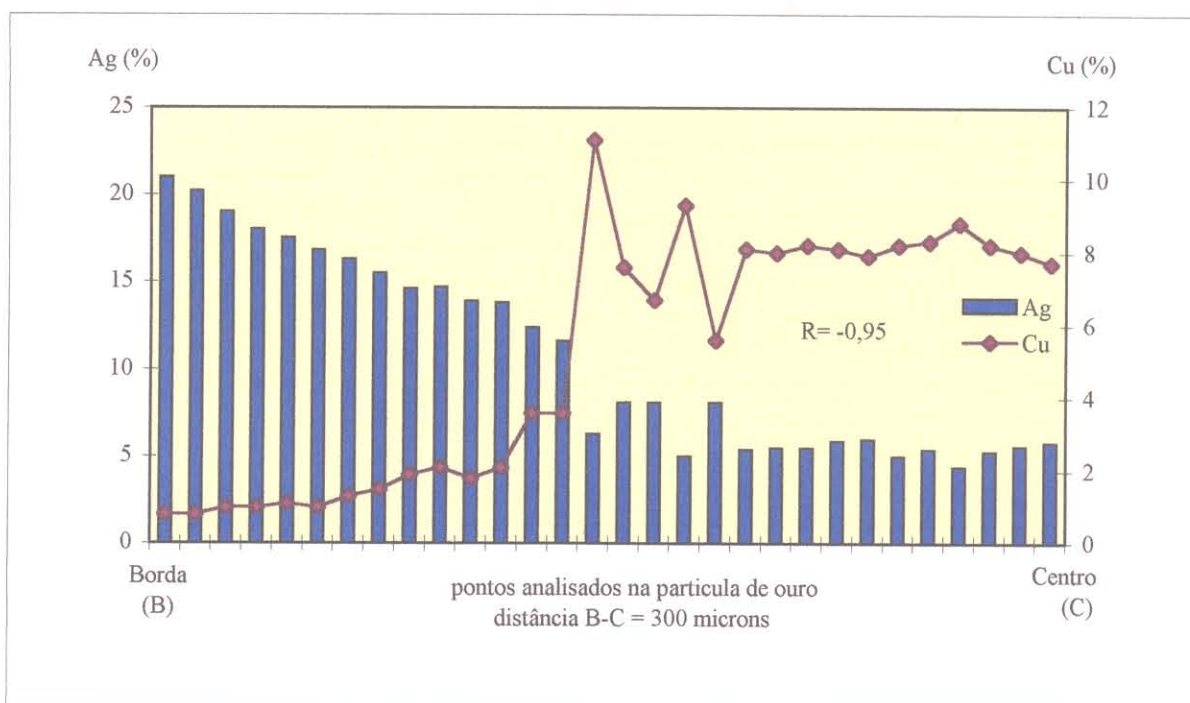


Figura (28). (A) Fotomicrografia de seção polida de uma partícula de ouro extraída de veio de quartzo+carbonato+clorita encaixado em formação ferrífera da área Salobo. (B) Seção B-C na Figura A mostrando o zoneamento composicional do ouro; zonas avermelhadas no centro da partícula são mais ricas em cobre, enquanto que as zonas de coloração amarelada são mais ricas em prata (R = coeficiente de correlação linear).

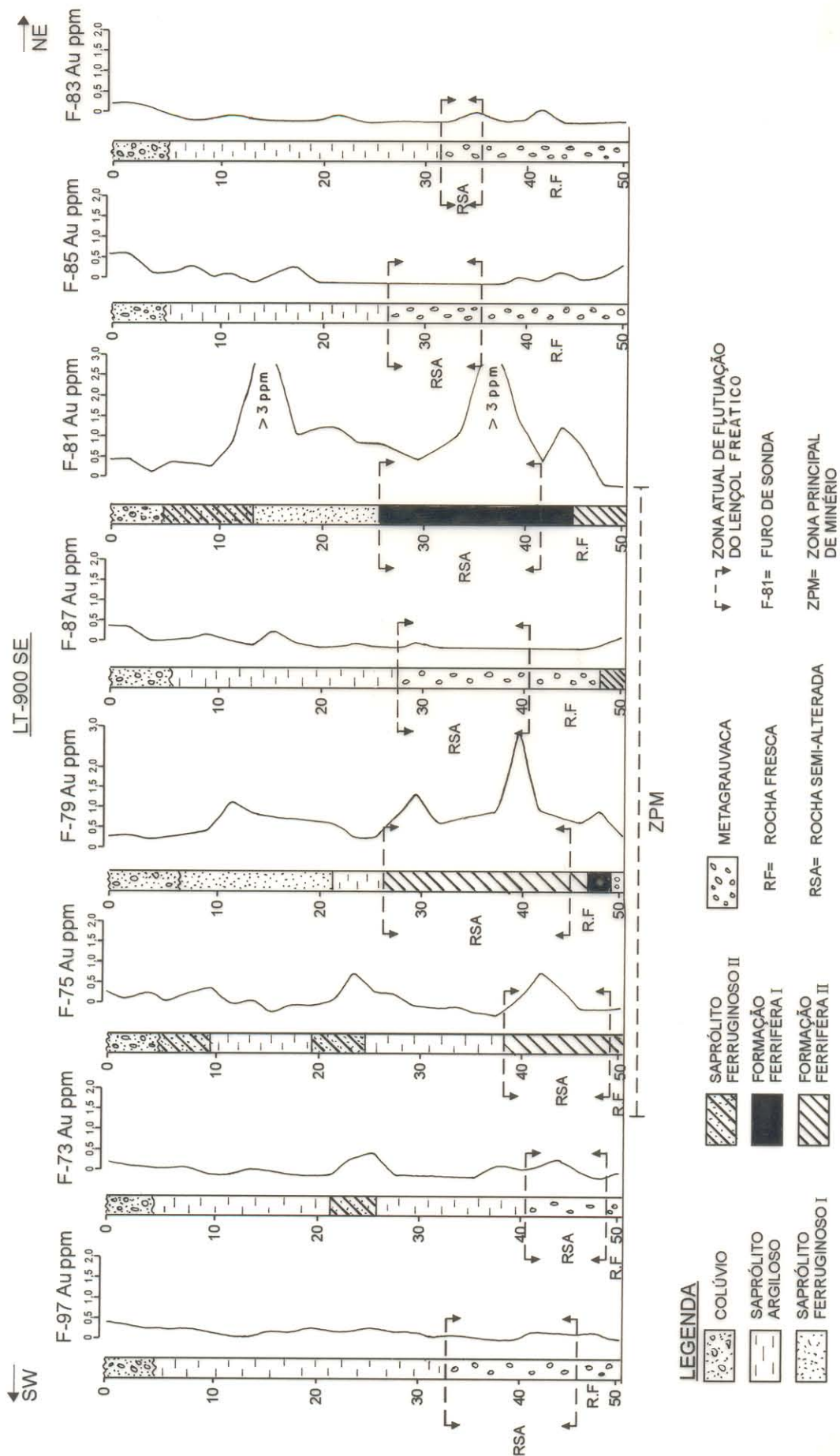


Figura (29) Distribuição do ouro na cobertura de alteração da jazida do Salobo conforme observado nos furos de sondagem da LT-900SE.

3.6.2.3. Discussão dos resultados

O ouro primário no Salobo ocorre de três modos diferentes nas formações ferríferas: em partículas visíveis a olho nu, associadas a veios de quartzo-carbonato-clorita; em partículas de dimensões microscópicas alojadas na magnetita; em inclusões submicroscópicas - “ouro invisível” - na magnetita, hematita e nos sulfetos de cobre (calcopirita, em particular). Dos três tipos de ocorrência, o último é o mais significativo na jazida, tendo em vista a presença mais frequente do ouro e os teores mais elevados deste elemento na magnetita, o mineral predominante nas formações ferríferas.

A presença de “ouro invisível” nos minérios auríferos é um fato relativamente bem conhecido. Trabalhos já realizados sobre o tema mostraram que este tipo de ouro ocorre normalmente associado à sulfetos, seja como integrante da estrutura cristalina do mineral - formando solução sólida com Ar e Fe em cristais zonados de pirita e arsenopirita - (BOYLE, 1979; CATHELINEAU et al., 1989; CABRI et al., 1989; MARION et al., 1991; FLEET et al., 1993; MICHEL et al., 1994), seja na forma de discretas partículas submicroscópicas ($< 0,1\mu\text{m}$) incluídas nos cristais de pirita, arsenopirita, calcopirita, esfalerita e galena (GASPARRINI, 1983; HYLAND & BANCROFT, 1989; KNIPE et al., 1992; SCHOONEN et al., 1992; MOLLER & KERSTEN, 1994; HEINHORST & LEHMANN, 1994). As pesquisas realizadas por KNIPE et al. (1992) e MÖLLER & KERSTEN (1994) revelaram que o ouro submicroscópico ocupa sítios preferenciais nos sulfetos. Dentre esses sítios destacam-se as microfraturas, os planos de crescimento, as bordas dos grãos e os planos de contatos interminerais. Da mesma forma, o zoneamento composicional dos sulfetos, em especial da pirita e da arsenopirita, constitui “traps” preferenciais para o alojamento do ouro (MIRONOV et al., 1981; KNIPE et al., 1992). Segundo KNIPE et al. (1992) e MOLLER & KERSTEN (1994) estes sítios correspondem a zonas de densidade de carga anômala, ou seja, zonas que devido ao estabelecimento de cargas elétricas, funcionam como armadilhas e são propícias à adsorção dos complexos e colóides auríferos. O mecanismo de concentração do ouro nos minerais, de acordo com JEAN & BANCROFT (1985,1986), HYLAND & BANCROFT (1989) e KNIPE et al.

(1992), envolve, inicialmente, a adsorção do complexo aurífero por atração eletrostática na superfície do sulfeto e, posteriormente, redução através da reação com o mineral hospedeiro, caracterizando um processo de tipo eletroquímico. As reações que descrevem este fenômeno são: $\text{Au}(\text{HS})_2^- + e^- \Rightarrow \text{Au}^0 + 2\text{HS}^-$ (KNIPE et al., 1992) e $\text{AuCl}_4^- + e^- \Rightarrow \text{Au}^0 + 4\text{Cl}^-$ (JEAN & BANCROFT, 1985).

No caso em estudo, o ouro invisível ocorre em microinclusões associadas preferencialmente à magnetita e menos frequentemente à calcopirita, bornita e calcocita. Tais inclusões situam-se nas bordas e nas fraturas dos grãos de magnetita (Figura 27), indicando que o ouro localiza-se sobretudo em sítios de elevada densidade de carga no cristal hospedeiro (KNIPE et al., 1992). Este modo de ocorrência sugere que a concentração do ouro na magnetita e nos sulfetos pode ter ocorrido por atração eletrostática das espécies auríferas de carga negativa - complexos ou coloides - por zonas anômalas de carga positiva na superfície dos cristais, conforme o mecanismo de adsorção proposto por JEAN & BANCROFT (1985), HYLAND & BANCROFT (1989) e KNIPE et al. (1992).

3.6.3. Mineralização aurífera secundária

3.6.3.1. Padrão de distribuição do ouro na cobertura de alteração do Salobo

A distribuição do ouro desde a rocha sã até o topo do perfil de alteração da jazida do Salobo é ilustrada na Figura 29. Nela constam os teores de ouro determinados em 480 amostras provenientes de 8 furos de sondagem localizados na seção 900SE (vide localização na Figura 5). De forma geral, observa-se que a mineralização aurífera secundária está concentrada nos produtos de alteração das formações ferríferas (saprólito ferruginoso), distribuindo-se em uma faixa bem definida na porção central da jazida, aqui denominada Zona Principal de Minério (ZPM). Nota-se ainda que mesmo dentro da ZPM a distribuição vertical e lateral do ouro é bastante irregular e controlada pela presença dos produtos ferruginosos. Fora da ZPM os teores de ouro diminuem devido ao predomínio dos produtos de intemperismo das metagrauvacas.

3.6.3.2. Distribuição do ouro no perfil de alteração das formações ferríferas

O estudo de detalhe da distribuição do ouro nos produtos de alteração das formações ferríferas foi realizado em 89 amostras provenientes dos furos de sondagem F/79 e F/81 e em 50 amostras dos poços P/03 e P/04 da área Salobo (vide localização na Figura 5). Essas amostras são representativas dos produtos de intemperismo e das rochas matrizes encontradas na Zona Principal de Minério da jazida. Nas Tabelas (8 e 9) estão representados os teores de ouro determinados nos testemunhos dos furos F/79 e F/81.

Em ambos os perfis nota-se que tanto nas rochas matrizes como nos produtos de alteração a distribuição do ouro é bastante irregular. No perfil F/81, no domínio da rocha sã, o ouro exibe teor médio de 1,4 ppm nas formações ferríferas do Tipo II e é ausente nas metagrauvacas, enquanto que na zona de rocha semi-alterada os teores de ouro são similares nas formações ferríferas de Tipo I e nas de Tipo II. Eles variam de 0,3 a 8,6 ppm nas primeiras e de 0,4 a 8,5 ppm nas últimas. No horizonte saprolítico, os teores de

ouro variam de 0,5 a 11,4 ppm no saprólito ferruginoso I (média de 2,3 ppm), enquanto que no saprólito ferruginoso II os teores situam-se entre 0,4 e 4,8 ppm, com média de 1,2 ppm. Por sua vez, no perfil F/79 as formações ferríferas do Tipo II apresentam teores entre 0,3 e 3 ppm na rocha sã e entre 0,3 e 4,5 ppm na rocha semi-alterada. Neste mesmo perfil nota-se que o saprólito argiloso é relativamente mais empobrecido em ouro (média de 0,29 ppm) do que o saprólito ferruginoso II (média de 0,76 ppm). No colúvio, o teor médio de ouro alcança 0,33 ppm no perfil F/79 e 0,46 ppm no perfil F/81.

Nas amostras dos poços de pesquisa observa-se um enriquecimento em ouro do saprólito ferruginoso I em relação ao saprólito ferruginoso II. No poço P/03 (Tabela 10) o teor médio de ouro no saprólito ferruginoso I é 2,8 ppm, enquanto que no saprólito ferruginoso II é 0,6 ppm. Da mesma forma, no poço P/04 (Tabela 11) o teor médio de ouro no saprólito ferruginoso I alcança 2,1 ppm ao passo que no saprólito ferruginoso II os teores médios são respectivamente 0,9 ppm na base e 0,5 ppm na porção superior do perfil. No colúvio, os teores de ouro são algo similares nos poços P/03 e P/04 (média de 1,0 ppm).

O padrão de distribuição do ouro em profundidade nos furos de sondagem e nos poços de pesquisa é ilustrado nas Figuras 30 e 31, respectivamente. Nos perfis de sondagem observa-se dois níveis de enriquecimento em profundidade: um bem nítido na zona de rocha semi-alterada, entre 35 e 40 metros de profundidade (furos F/79 e F/81; Figura 30) e outro na porção mediana do saprólito, entre 10 e 16 metros de profundidade (F/81; Figura 30). Nesses níveis, os teores de ouro são claramente anômalos em relação aos teores médios encontrados tanto no saprólito com na rocha sã na mesma seção vertical (Tabelas 8 e 9). No perfil F/81 ocorrem teores entre 3,7 e 11,4 ppm na parte mediana do saprólito (14 a 16 metros de profundidade) e entre 2,2 e 8,6 ppm na zona de rocha semi-alterada (35 a 38 metros de profundidade). No perfil F/79 essa relação é menos evidente na parte superior do saprólito devido à não disponibilidade de amostras no intervalo entre 10 e 18 metros de profundidade. No entanto, na zona de rocha semi-alterada, destacam-se teores da ordem de 4,5 ppm de ouro (37 a 39 metros de profundidade). Da mesma forma, no poço P/03 os teores de ouro aumentam gradativamente de 1,1 até 5,6 ppm no intervalo

entre 4 e 14 metros de profundidade, o mesmo ocorrendo no poço P/04 onde os teores de ouro alcançam 3 ppm entre 14 e 18 metros de profundidade (Tabelas 9 e 10).

Tabela (8) Teores de Au (ppm), Cu (%), Ag (ppm), Mo (ppm) e Fe₂O₃ (%) nas amostras do perfil de sondagem F/79 da área Salobo.

Perfil F/79	(m)	Au	Cu	Ag	Mo	Fe ₂ O ₃
Colúvio	1	0,46	0,20	2,20	50,00	44,02
	2	0,23	0,12	1,00	20,00	42,60
	3	0,16	0,14	1,20	30,00	38,30
	4	0,33	0,25	2,00	60,00	41,20
	5	0,48	0,20	2,00	40,00	41,20
	Média	0,33	0,18	1,68	40,00	41,46
Saprólito Ferruginoso II	6	0,13	0,20	1,60	40,00	38,30
	7	0,16	0,20	1,40	40,00	42,60
	8	0,54	0,30	0,80	50,00	48,30
	9	0,90	0,37	0,60	170,00	65,30
	10	2,50	0,40	0,60	230,00	68,10
	11	0,90	0,60	1,00	100,00	58,20
	18	0,74	0,66	2,20	200,00	71,00
	19	0,80	0,74	2,80	140,00	61,00
	20	0,75	0,85	3,80	90,00	59,60
	21	0,60	1,00	2,20	40,00	58,20
	22	0,34	1,20	4,00	40,00	52,50
	Média	0,76	0,59	1,91	103,64	56,65
Saprólito Argiloso	23	0,33	1,00	2,20	30,00	38,30
	24	0,20	1,10	2,20	20,00	44,00
	25	0,40	0,83	1,00	20,00	42,60
	26	0,23	0,87	0,60	30,00	48,30
Rocha Semi-Alterada	Média	0,29	0,95	1,50	25,00	43,30
Fm. Ferrífera Tipo II	27	1,33	0,85	0,80	120,00	58,20
	28	2,30	0,94	2,00	110,00	56,80
	29	0,65	0,92	1,20	70,00	53,90
	30	0,47	0,80	0,60	70,00	48,30
	31	1,00	0,80	1,40	170,00	61,00
	32	0,90	0,60	0,40	180,00	66,70
	36	0,94	0,73	0,60	110,00	56,80
	37	1,37	2,10	3,00	110,00	56,80
	38	4,50	2,00	4,00	230,00	63,90
	39	4,00	0,60	0,40	230,00	56,80
	40	0,35	0,50	0,60	20,00	45,40
	41	1,50	0,50	2,20	30,00	51,10
	42	1,00	0,90	2,20	20,00	49,70
	43	0,60	1,30	3,40	10,00	35,50
	44	0,60	1,00	3,60	10,00	42,60
	45	0,80	1,20	3,20	10,00	31,20
Rocha Fresca	Média	1,39	0,98	1,85	93,75	52,17
Fm. Ferrífera Tipo II	46	0,90	1,30	3,60	50,00	36,90
	47	1,30	1,80	4,00	200,00	51,10
	48	3,00	3,60	6,20	270,00	58,20
	49	0,40	0,60	2,40	10,00	29,80
	50	0,34	2,00	0,70	40,00	38,30
	Média	1,19	1,86	3,38	114,00	42,86

Tabela (9) Teores de Au (ppm), Cu (%), Ag (ppm), Mo (ppm) e Fe₂O₃ no furo de sondagem F/81 da área Salobo.

Perfil F/81	Prof. (m)	Au	Cu	Ag	Mo	Fe ₂ O ₃
Colúvio	1,00	0,60	0,20	3,00	50,00	55,40
	2,00	0,60	0,20	1,20	50,00	57,00
	3,00	0,30	0,10	1,20	40,00	45,40
	4,00	0,30	0,10	1,00	30,00	44,00
	5,00	0,50	0,10	1,60	40,00	45,40
	Média	0,46	0,14	1,60	42,00	49,44
Saprólito Ferruginoso II	6,00	0,64	0,40	5,20	80,00	51,10
	7,00	0,60	0,30	1,00	90,00	64,00
	8,00	0,50	0,50	1,80	160,00	68,10
	9,00	0,46	0,60	1,40	140,00	64,00
	10,00	0,43	0,70	2,20	190,00	64,00
	11,00	1,30	0,97	3,00	190,00	66,70
	12,00	0,70	0,97	2,00	100,00	58,20
	13,00	1,90	0,90	3,20	180,00	71,00
	14,00	4,80	0,70	5,80	240,00	75,20
	Média	1,26	0,67	2,84	152,22	64,70
Saprólito Ferruginoso I	15,00	11,40	0,40	4,20	170,00	88,00
	16,00	3,70	0,30	3,60	270,00	90,80
	17,00	1,50	0,23	1,40	270,00	93,70
	18,00	0,90	0,20	0,50	310,00	93,70
	19,00	1,00	0,20	0,40	220,00	93,70
	20,00	1,70	0,30	0,60	200,00	90,80
	21,00	1,70	0,20	0,60	220,00	93,50
	22,00	1,10	0,10	0,40	210,00	90,80
	23,00	1,50	0,10	0,50	240,00	90,80
	24,00	0,50	0,20	3,60	170,00	88,00
	27,00	1,00	1,60	7,40	230,00	85,20
Rocha Semi-Alterada	Média	2,36	0,35	2,11	228,20	90,82
Fm. Ferrífera Tipo I	28,00	0,70	0,10	4,40	270,00	71,00
	29,00	0,30	1,60	6,20	240,00	85,20
	30,00	0,60	1,30	7,60	200,00	85,20
	31,00	0,50	2,40	12,60	200,00	72,40
	32,00	1,30	0,60	9,00	180,00	72,40
	33,00	0,80	0,10	2,00	150,00	72,40
	34,00	1,70	0,80	2,00	140,00	71,00
	35,00	8,60	6,60	13,00	280,00	68,00
	36,00	1,20	6,10	17,00	270,00	71,00
	37,00	2,20	6,10	16,00	240,00	66,70
	Média	1,79	2,57	8,98	217,00	73,53
Fm. Ferrífera Tipo II	38,00	8,50	3,00	8,00	190,00	59,60
	39,00	1,60	3,20	8,00	180,00	59,60
	40,00	1,50	5,00	12,00	120,00	51,10
	41,00	0,70	2,00	3,40	120,00	49,70
	42,00	0,40	1,30	3,40	200,00	54,00
Rocha Fresca	Média	2,54	2,90	6,96	162,00	54,80
Fm. Ferrífera Tipo II	43,00	1,60	5,30	11,00	250,00	61,00
	44,00	1,40	3,60	10,00	300,00	54,00
	45,00	1,30	2,50	6,40	100,00	42,60
	Média	1,43	3,80	9,13	216,67	52,53
Metagrauvaca	46,00	0,10	0,20	0,00	10,00	21,30
	47,00	0,00	0,10	0,00	10,00	12,70
	48,00	0,00	0,00	0,00	10,00	10,00
	49,00	0,00	0,10	0,60	10,00	10,00
	50,00	0,00	0,20	0,80	10,00	12,70
	Média	0,00	0,12	0,28	10,00	13,34

Tabela (10) Teores de Au (ppm), Cu (%), Ag (ppm) e Fe₂O₃ nas amostras do poço de pesquisa P/03 da área Salobo.

P/03	Prof. (m)	Au	Cu	Ag	Fe ₂ O ₃
Colúvio	0	1,30	0,56	2,60	64,00
	1	1,00	0,98	1,80	64,00
	2	1,30	1,00	2,60	64,00
	3	0,70	1,20	6,00	71,00
	Média	1,07	0,93	3,25	65,75
Saprólito Ferruginoso I	4	1,20	1,30	4,20	64,00
	5	1,80	1,00	1,60	64,00
	6	1,80	1,20	2,40	71,00
	7	4,40	0,90	1,60	73,80
	8	5,60	0,70	1,40	78,10
	9	4,20	0,90	1,40	78,10
	10	3,40	1,00	2,20	78,10
	11	2,70	1,10	2,60	79,50
	12	2,00	1,30	2,60	78,10
	Média	2,80	1,00	2,60	73,80
Saprólito Ferruginoso II	13	1,70	1,70	2,60	64,00
	14	1,10	2,40	4,80	54,00
	15	0,70	3,00	8,20	52,50
	16	0,10	3,60	9,00	41,20
	17	0,20	3,50	4,40	51,10
	18	0,20	2,40	4,00	52,50
	19	0,80	1,80	2,60	52,50
	20	0,80	2,50	3,00	52,50
	21	0,80	2,50	2,00	56,80
	22	0,20	1,80	5,20	55,40
	23	0,50	1,90	5,60	55,40
	24	0,30	2,10	4,20	51,10
	Média	0,60	2,40	4,60	53,20

Em síntese os dados apresentados mostram que:

1. De forma geral o ouro encontra-se enriquecido nos produtos de alteração das formações ferríferas, particularmente no saprólito mais rico em Fe₂O₃ (saprólito ferruginoso I). Este fato reflete um nítido controle da rocha matriz sobre a concentração supergênica do ouro, visto que o metal é originalmente mais enriquecido nas formações ferríferas do Tipo I, ou seja, naquelas mais ricas em Fe₂O₃ (Figura, 23; Tabela 5).
2. A nível de detalhe, no entanto, nota-se que independentemente deste controle primário, o ouro exibe um enriquecimento em certos níveis do perfil, apresentando teores

fortemente anômalos em relação ao teor médio determinado nos produtos de alteração ("background"). Este fato sugere uma certa redistribuição secundária do metal durante a alteração da mineralização primária.

Tabela (11) Teores de Au (ppm), Cu (%), Ag (ppm) e Fe₂O₃ (%) nas amostras do poço de pesquisa P/04 da área Salobo.

P/04	Prof. (m)	Au	Cu	Ag	Fe ₂ O ₃
Colúvio	0	1,70	0,54	0,80	69,60
	1	1,40	0,60	1,00	66,70
	2	0,70	1,40	1,00	62,40
	3	0,40	1,80	4,50	52,50
	Média	1,00	1,00	1,80	62,80
Saprólito Ferruginoso II	4	0,40	1,20	2,60	58,20
	5	0,30	1,70	3,20	54,00
	6	0,40	1,10	0,80	61,00
	7	0,60	1,10	2,80	59,60
	8	0,50	2,20	4,20	55,30
	9	0,60	1,60	2,00	59,60
	10	1,00	2,00	1,60	58,20
	Média	0,50	1,50	2,40	58,00
Saprólito Ferruginoso I	11	2,90	0,90	0,40	65,30
	12	0,70	1,60	3,20	62,50
	13	0,80	1,70	2,80	61,00
	14	2,90	1,30	2,40	65,30
	15	1,30	2,00	6,40	64,00
	16	2,70	2,50	6,00	65,30
	17	3,00	0,90	0,60	65,30
	18	3,00	2,10	3,40	65,30
	Média	2,10	1,60	3,10	64,20
Saprólito Ferruginoso II	19	1,20	2,90	7,60	45,40
	20	0,70	3,30	6,80	48,20
	21	1,70	1,50	1,80	52,50
	22	1,30	2,70	3,80	48,30
	23	1,00	1,90	3,40	55,40
	24	0,70	3,40	3,20	35,50
	25	0,30	3,20	3,20	34,00
	26	0,40	3,00	2,40	31,20
	Média	0,90	2,70	4,00	43,80

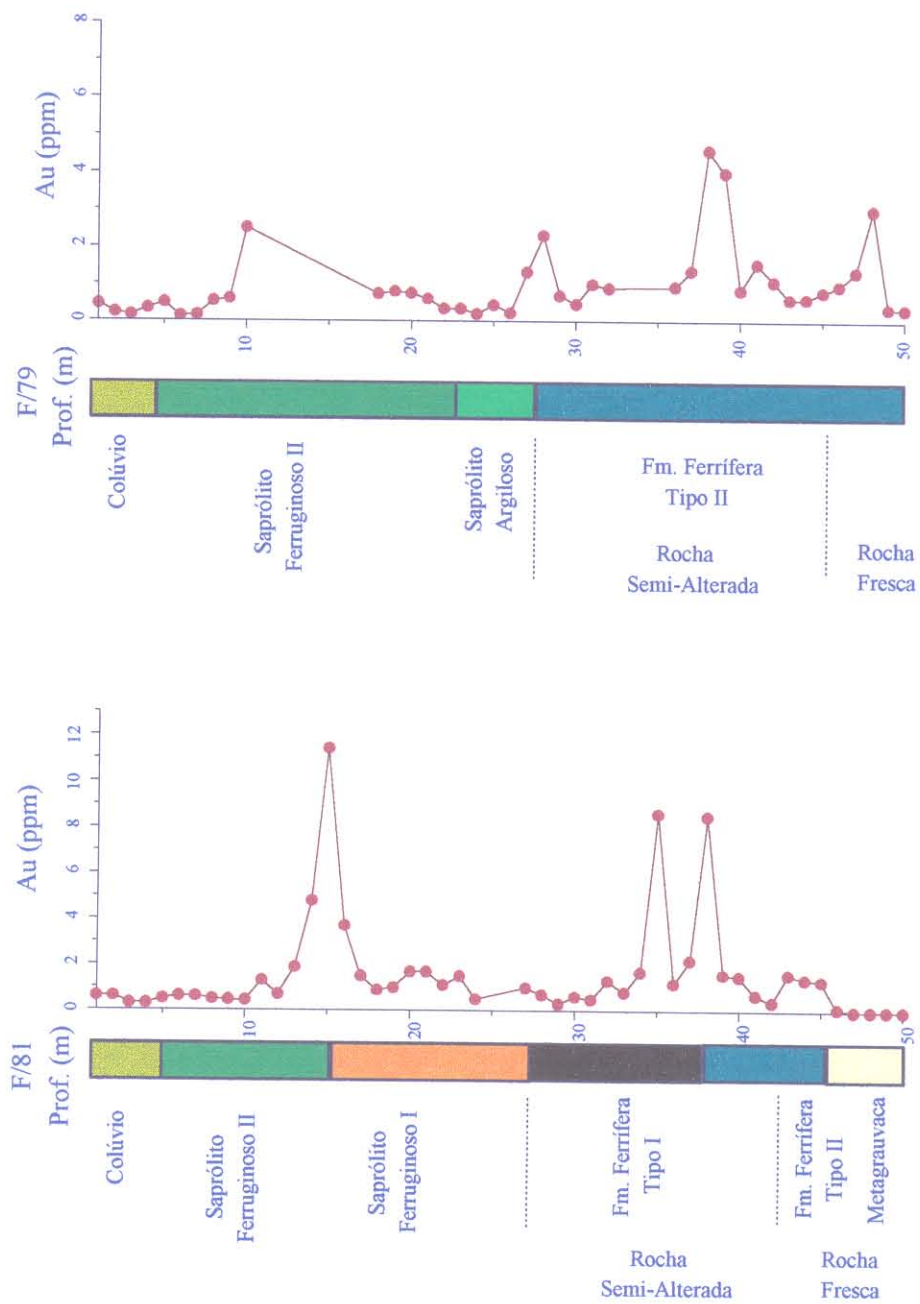


Figura (30) Distribuição do ouro nos furos de sondagem F/79 e F/81 da área Salobo.

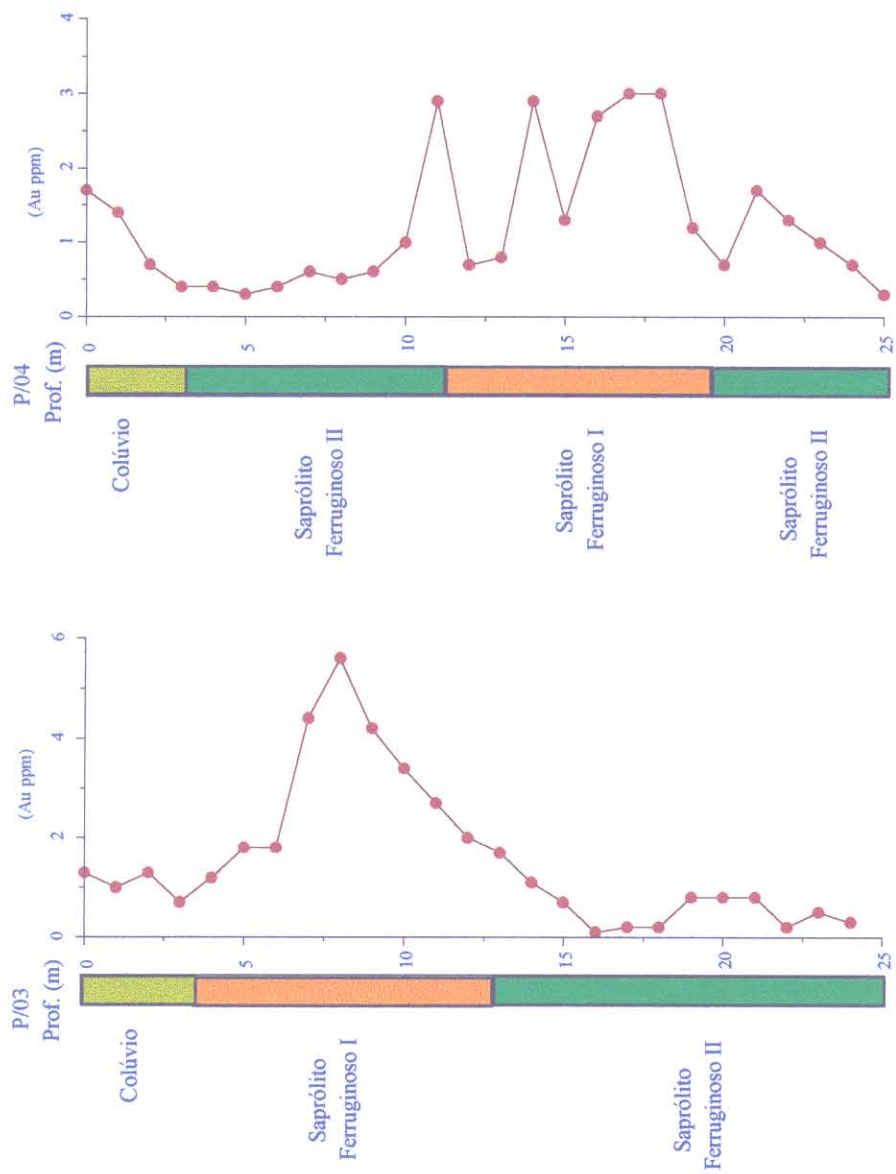


Figura (31) Distribuição do ouro nos poços de pesquisa P/03 e P/04 da área Salobo.

3.6.3.3. Estudo comparativo da distribuição do Au, Cu, Ag, Mo e Fe_2O_3 no perfil de alteração das formações ferríferas

A distribuição dos elementos Au, Cu, Ag e Fe_2O_3 nos furos de sondagem F/79 e F/81 da área Salobo está representada nas Figuras 32 e 33, respectivamente.

Observa-se que de forma geral os padrões de distribuição do cobre e da prata nos perfis de sondagem são algo similares ao do ouro. No perfil F/81 (Figura 33), nota-se duas zonas de enriquecimento em cobre e prata: uma mais acentuada na base, correspondendo a zona de minerais oxidados (entre 35 e 45 metros de profundidade), e outra mais discreta na parte superior, relacionada ao saprólito ferruginoso (entre 10 e 15 metros de profundidade). No perfil F/79 essa relação é mais evidente na base do perfil, entre 37 e 45 metros de profundidade.

Por outro lado, ao contrário do ouro, o cobre e a prata mostram uma tendência geral de empobrecimento da base para o topo do perfil. Tal comportamento é mais nítido no perfil F/81 (Tabela 9), onde o teor médio de cobre diminui de 2,57% nas formações ferríferas do Tipo I para 0,35% no saprólito ferruginoso I. Da mesma forma, o teor médio de prata diminui de 8,9 ppm nas primeiras para 2,1 ppm no último. Nota-se ainda que nas formações ferríferas do Tipo II o teor médio de cobre decresce de 3,8% na rocha sã para 2,9% na rocha semi-alterada, enquanto que o teor de prata diminui de 9,1 ppm na rocha sã para 6,9 ppm na rocha semi-alterada. Apesar desta tendência geral para o empobrecimento, a prata e o cobre mostram comportamentos antagônicos na parte superior do saprólito. Tal fato é evidenciado no perfil F/79 (Figura 32) onde o cobre é fortemente depletado e a prata exhibe leve enriquecimento no topo do saprólito ferruginoso II. Destaca-se ainda o fato do cobre e da prata serem comparativamente mais enriquecidos no saprólito ferruginoso II do que no saprólito ferruginoso I. Com efeito, no perfil F/81, os teores médios de cobre e de prata no saprólito ferruginoso II são 0,67% e 2,84 ppm respectivamente, ao passo que no saprólito ferruginoso I eles alcançam apenas 0,35% e 2,1 ppm (Tabela 9).

A distribuição do ferro nos perfis F/79 e F/81 reflete as variações composicionais dos produtos de alteração das formações ferríferas. No saprólito ferruginoso I o teor médio de Fe_2O_3 é de 90,8%, enquanto que no saprólito ferruginoso II o seu teor médio é de 56,6% no perfil F/79 e de 64,7% no perfil F/81 (Tabelas 8 e 9). A distribuição homogênea deste elemento, em particular no saprólito ferruginoso I, indica que o teor de ferro pode ser utilizado para discriminar os produtos de alteração das formações ferríferas dos Tipos I e II.

Por fim, o molibdênio exhibe comportamento bastante irregular nos perfis de sondagem e tende a empobrecer da base ao topo do horizonte saprolítico (Tabelas 8 e 9).

Os padrões de distribuição do Au, Cu, Ag e Fe_2O_3 nos poços de pesquisa sublinham comportamentos distintos desses elementos no horizonte saprolítico (Figuras 34 e 35). Neste caso, o ouro exhibe teores anômalos no saprólito ferruginoso I, ao passo que o cobre e a prata são mais concentrados no saprólito ferruginoso II. Em particular no poço P/03 os teores médios de cobre e de prata no saprólito ferruginoso II são 2,4% e 4,6 ppm, respectivamente, enquanto que no saprólito ferruginoso I eles chegam apenas a 1% e 2,6 ppm (Tabela 10). De forma geral, no entanto, os padrões de distribuição do cobre e da prata nos poços P/03 e P/04 (Figuras 34 e 35) sugerem uma fraca depleção desses elementos da base ao topo do horizonte saprolítico. Conforme observado no poço P/03 (Tabela 10), os teores de cobre variam de 1,7 a 3,6% na base do saprólito e de 1,1 a 2,2 % na sua parte superior. A prata, por sua vez, varia de 1,8 a 6,8 ppm na base e de 0,8 a 4,2 ppm na porção superior do saprólito. Apesar deste fato, a prata e o cobre exibem comportamentos distintos na parte superior do saprólito (entre 3 e 5 metros de profundidade; Figura 34) - a prata é ligeiramente enriquecida enquanto que o cobre é fortemente depletado. Por fim, do mesmo modo que nos furos de sondagem, a distribuição do ferro reflete a natureza dos produtos de alteração das formações ferríferas.

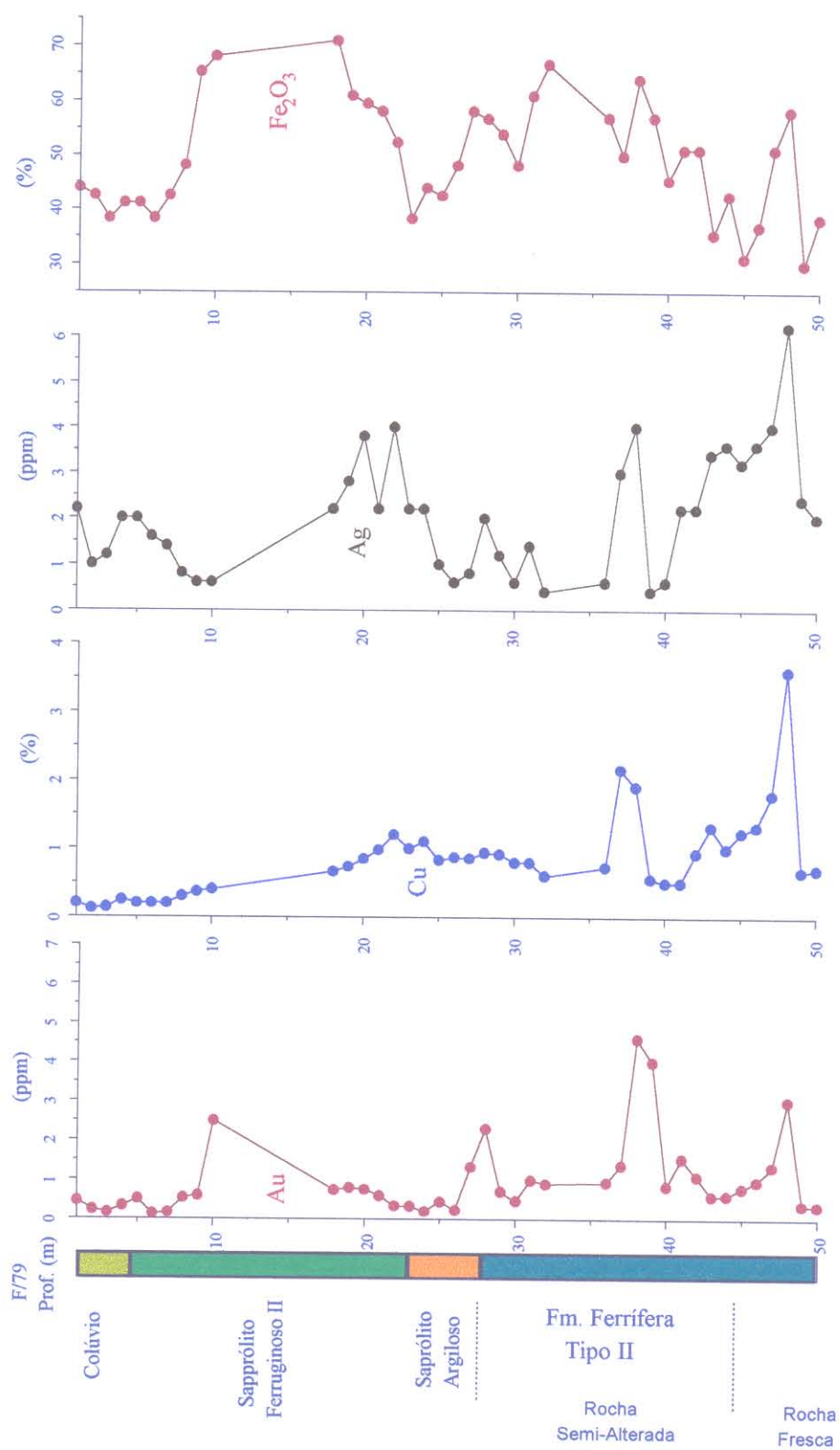


Figura (32) Distribuição dos elementos Au, Cu, Ag e Fe_2O_3 no perfil de sondagem F/79 da área Salobo.

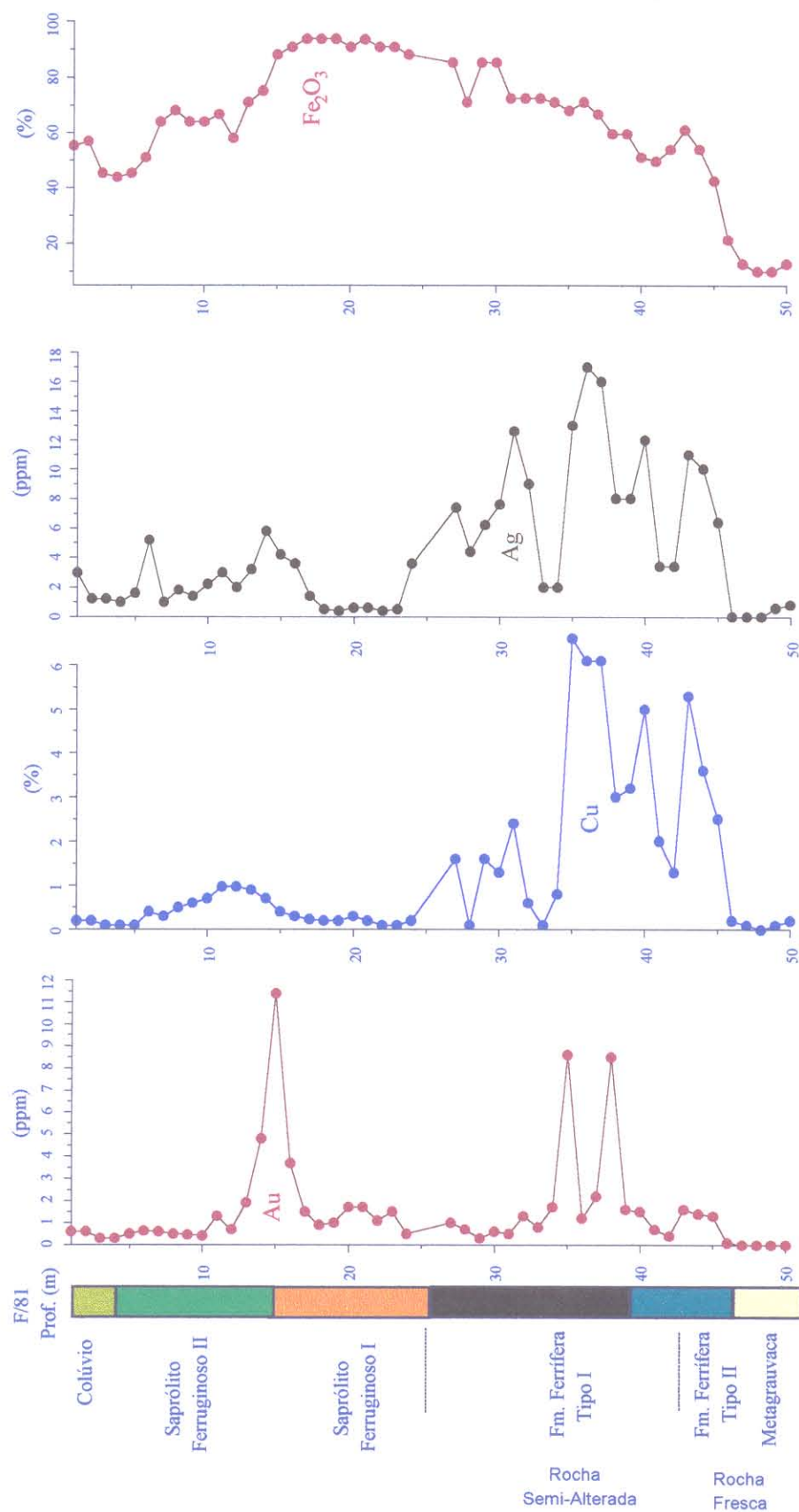


Figura (33) Distribuição dos elementos Au, Cu, Ag e Fe₂O₃ no perfil de sondagem F/81 da área Salobo.

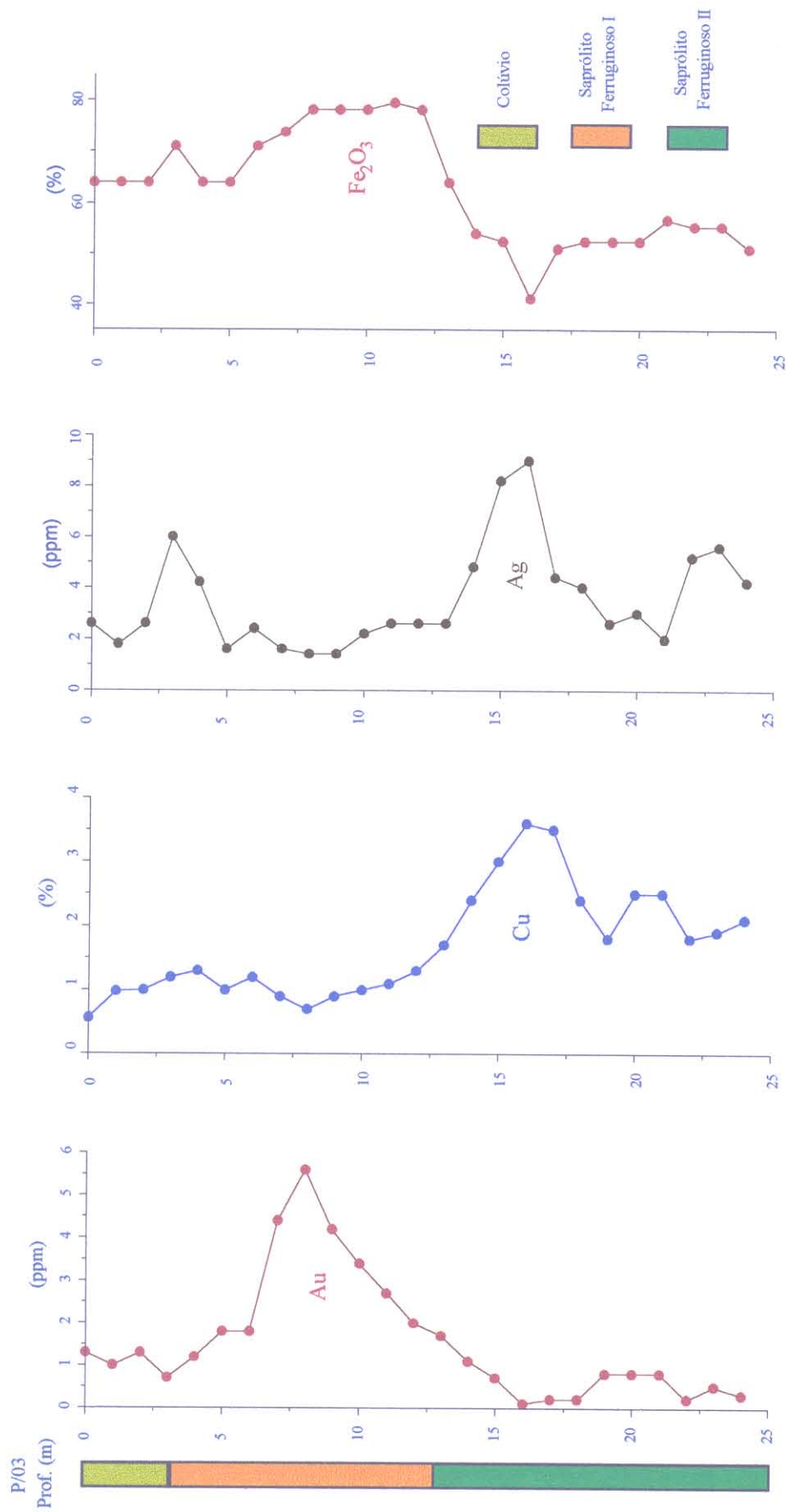


Figura (34) Distribuição dos elementos Au, Cu, Ag e Fe_2O_3 no poço P/03 da área Salobo.

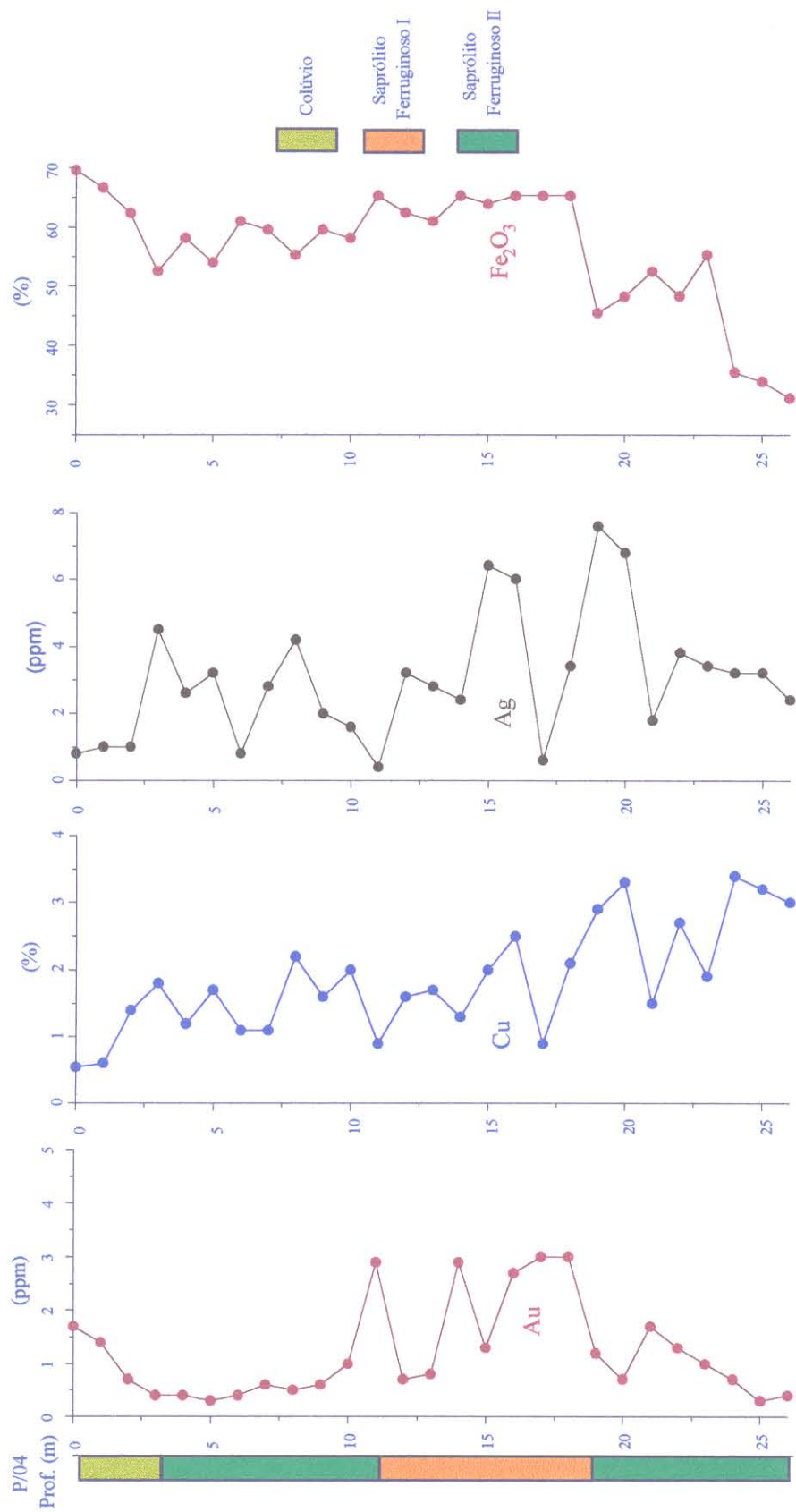


Figura (35) Distribuição dos elementos Au, Cu, Ag e Fe₂O₃ no poço P/04 da área Salobo.

3.6.3.4. Correlação entre Au, Cu, Ag, Mo e Fe₂O₃ nos produtos de alteração das formações ferríferas

A análise de correlação linear entre Au, Cu, Ag, Mo e Fe₂O₃ nas amostras do saprólito e da zona de transição dos perfis de sondagem F/79 e F/81, revelou os seguintes resultados para um nível de significância de 95% (Figura 36):

Na zona de transição do perfil F/79 nota-se uma boa correlação positiva entre Mo e Fe₂O₃ ($r=0,82$) e correlações razoáveis entre Au e Mo ($r=0,73$) e entre Cu e Ag ($r=0,73$). Por outro lado, no horizonte saprolítico são mantidas boas correlações entre Mo e Fe₂O₃ ($r=0,87$) e entre Au e Mo ($r=0,82$), destacando-se ainda uma correlação razoável entre Au e Fe₂O₃ ($r=0,72$).

No perfil F/81, ressaltam-se apenas boas correlações entre Cu e Ag no horizonte de transição ($r=0,84$) e entre Mo e Fe₂O₃ no horizonte saprolítico ($r=0,90$).

Esses dados indicam que:

1. As relações entre Au e Mo, Mo e Fe₂O₃ e Cu e Ag reconhecidas no minério primário são mantidas no horizonte saprolítico, sugerindo uma fraca redistribuição desses metais no meio supergênico.
2. No saprólito do perfil F/79 o ouro associa-se preferencialmente aos produtos de alteração mais ricos em ferro. Tal relação deve também existir no perfil F/81 porém é provavelmente mascarada pelo teor muito elevado e relativamente constante do Fe₂O₃.
3. No horizonte de transição a distribuição de Cu e de Ag retrata a estreita ligação da prata com os sulfetos de cobre no minério primário. Por outro lado, a ausência de correlação entre esses metais no horizonte saprolítico reflete o comportamento antagônico desses elementos na porção superior do perfil (Figuras 32 e 33).

Nos poços de pesquisa P/03 e P/04 a análise estatística revelou correlações lineares razoáveis (nível de significância 95%) entre Au e Fe₂O₃ ($r=0,70$), entre Cu e Ag ($r=0,70$), bem como uma boa correlação negativa entre Cu e Fe₂O₃ ($r=-0,80$) (Figura 37). Esses dados confirmam a associação preferencial do ouro com os produtos de alteração

mais ricos em ferro (saprólito ferruginoso I) e, por outro lado, a afinidade de Cu e Ag com o saprólito das formações ferríferas aluminosas (saprólito ferruginoso II).

		Au	Cu	Ag	Mo			Au	Cu	Ag	Mo
	Cu	0,00					Cu	0,00			
F/79	Ag	-0,20	0,50			F/81	Ag	0,30	0,60		
(b)	Mo	0,80	0,00	0,00		(b)	Mo	0,30	0,20	0,00	
	Fe ₂ O ₃	0,70	0,20	0,00	0,80		Fe ₂ O ₃	0,40	0,00	0,00	0,90
		Au	Cu	Ag	Mo			Au	Cu	Ag	Mo
	Cu	0,30					Cu	0,50			
F/79	Ag	0,20	0,70			F/81	Ag	0,30	0,80		
(a)	Mo	0,70	0,10	0,00		(a)	Mo	0,20	0,40	0,50	
	Fe ₂ O ₃	0,50	0,00	0,00	0,80		Fe ₂ O ₃	0,00	-0,20	0,00	0,50

Figura (36) Matrizes de correlação entre os elementos Au, Cu, Ag, Mo e Fe₂O₃ em amostras dos furos de sondagem F/79 e F/81 da área Salobo. F/79 (a) Zona de transição, 16 amostras; F/79(b) Horizonte Saprolítico, 16 amostras; F/81(a) Zona de Transição 15 amostras; F/81(b) Horizonte Saprolítico, 20 amostras. Nível de significância 95%.

	Au	Cu	Ag	
Cu	-0,63			P/03
Ag	-0,61	0,70		
Fe ₂ O ₃	0,81	-0,82	-0,64	
	Au	Cu	Ag	
Cu	-0,26			P/04
Ag	-0,11	0,70		
Fe ₂ O ₃	0,50	-0,80	-0,32	

Figura (37) Matrizes de correlação entre os elementos Au, Cu, Ag e Fe₂O₃ nos poços de pesquisa P/03 (25 amostras) e P/04 (25 amostras) da área Salobo. Nível de significância 95%.

3.6.3.5. Modo de ocorrência do ouro nos produtos de alteração das formações ferríferas

Os concentrados de batéia de 10 amostras do saprólito coletadas em diferentes níveis dos perfis F/79 e F/81 não revelaram a presença de partículas de ouro livre, sugerindo que esta forma de ocorrência do metal deve ser rara no perfil de alteração do Salobo. Nesses concentrados, além de grande quantidade de magnetita, foram ainda encontrados fluorita, quartzo, cianita e estaurolita.

Por outro lado, os estudos por microscopia ótica complementados por análises no microscópio eletrônico de varredura e à microsonda eletrônica, mostraram que nos produtos de alteração das formações ferríferas o ouro ocorre nas seguintes formas: i) Em partículas de dimensões microscópicas inclusas nos grãos martitizados de magnetita; ii) Em partículas submicroscópicas - “ouro invisível” - alojadas nos cristais de hematita derivados da martitização da magnetita; e iii) em partículas submicroscópicas adsorvidas na goethita.

i) Ouro visível ao microscópio ótico

As partículas de ouro de tamanho microscópico são mais frequentes na base do perfil de alteração, mais especificamente na parte superior da zona de sulfetos supergênicos e na zona de minerais oxidados, embora eventualmente ocorram no horizonte saprolítico. Trata-se de partículas normalmente diminutas (7 a 15 μ m), de forma placóide a granular, alojadas em microfraturas nos cristais martitizados de magnetita ou inclusas neste mineral; às vezes, formam agrupamentos de várias partículas em um mesmo cristal (Figura 38a,b). Localmente, observam-se partículas mais desenvolvidas (25 a 30 μ m) associadas ao material ferro-argiloso e a cristais de covelita e digenita em fraturas (Figura 39a,b).

Devido ao tamanho reduzido da maioria dos grãos de ouro, somente aqueles cujo tamanho situa-se entre 25 e 30 μ m foram analisados com auxílio de microsonda eletrônica. Desta feita, foram estudadas três partículas provenientes de diferentes níveis do

perfil F/81. Os resultados obtidos - 3 pontos analisados em cada partícula - estão apresentados na Tabela 12. Observa-se que o ouro apresenta um grau de pureza baixo, possuindo quantidades significativas de prata, cobre e ferro, além de traços de bismuto. Nas três partículas estudadas os teores de ouro variam de 85 a 90% enquanto que os teores de cobre situam-se entre 0,9 e 5,8% e os de prata entre 3,8 e 12,4%. A pureza calculada pela razão $\{Au/(Au+Ag+Cu+Fe+Bi)\} \times 1000$ acusou índices de 864 para a partícula (1), 884 para a partícula (2) e 848 para a partícula (3).

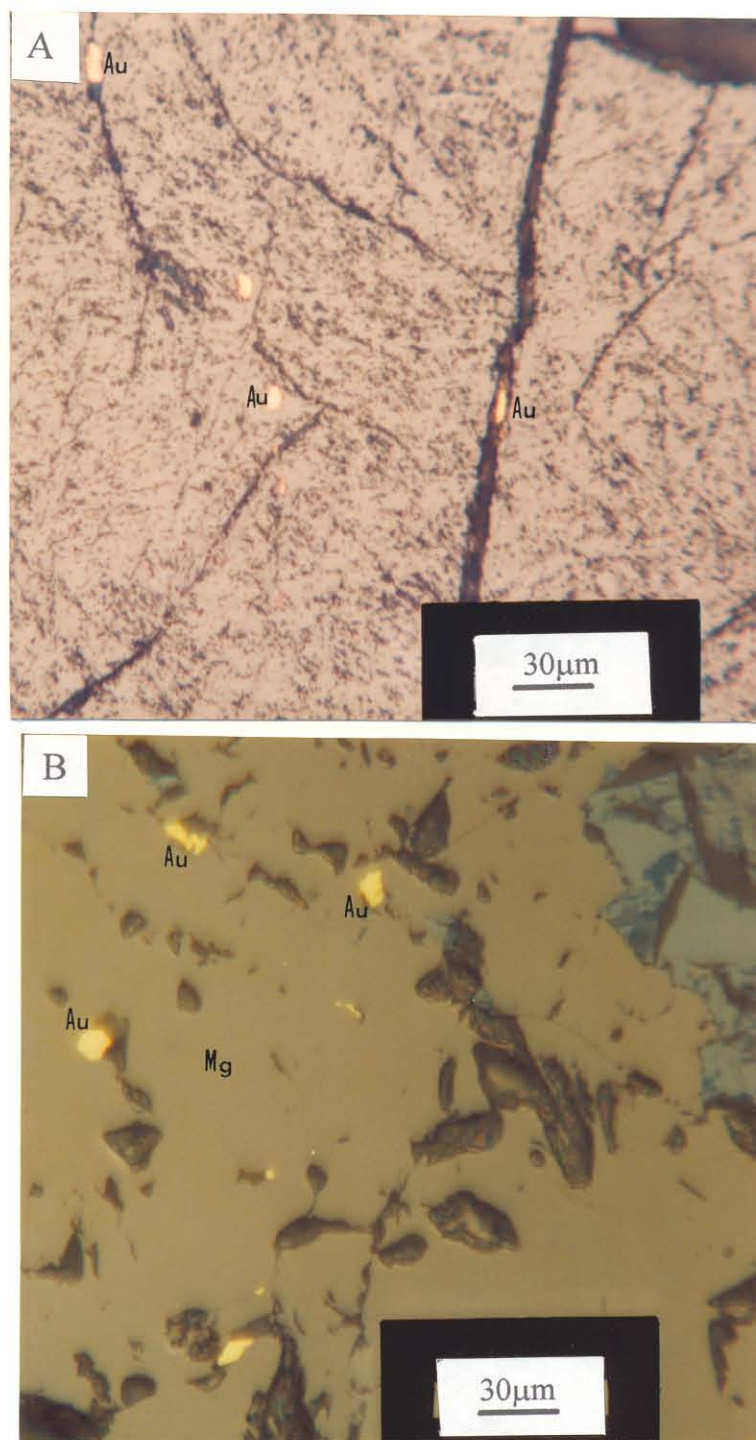


Figura (38). Fotomicrografias de lâminas polidas da formação ferrífera do Salobo. (A) Partículas de ouro de forma placóide alojadas em fraturas de cristal martitizado de magnetita (zona de minerais oxidados). (B) Partículas de ouro de diferentes formas e tamanhos inclusas em cristal residual de magnetita (zona de sulfetos supergênicos); notar os cristais de digenita e covelita no canto superior direito da figura (amostras F/81 42,3 e 38,0m).

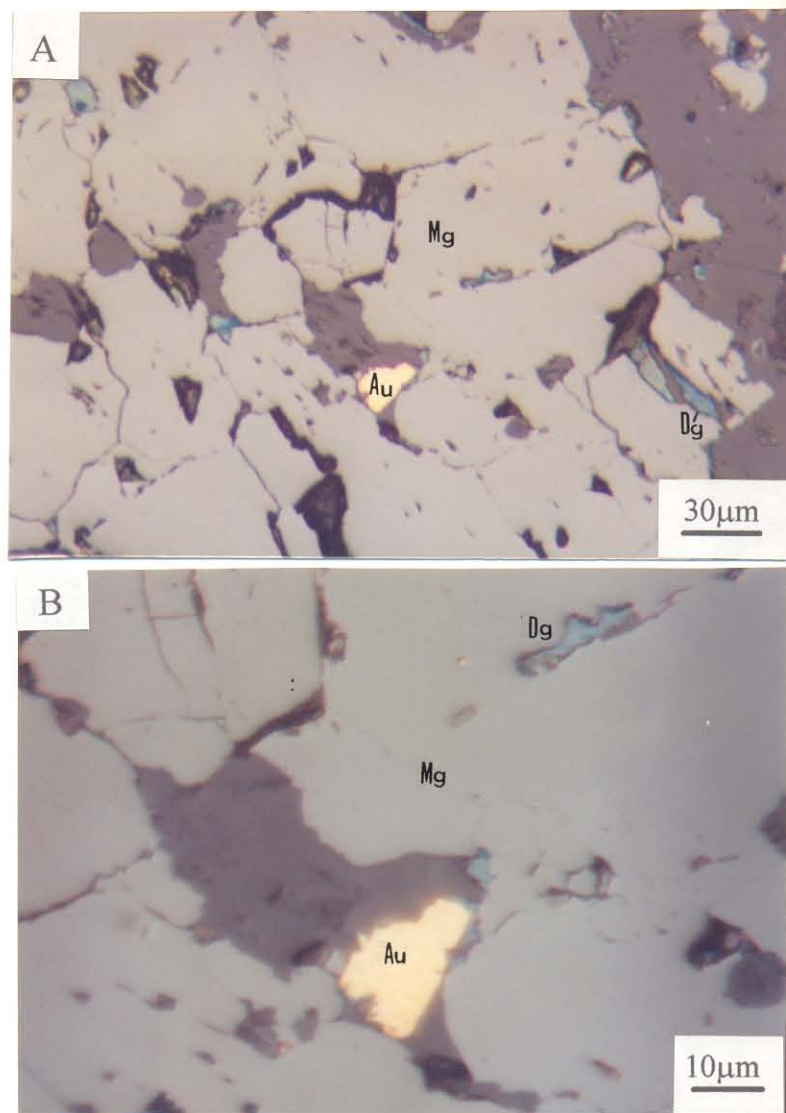


Figura (39) Fotomicrografias de lâmina polida da formação ferrífera do Salobo. (A) Partícula de ouro incluída em cristal residual de magnetita na zona de sulfetos supergênicos; notar os cristais de digenita e covelita nas fraturas da magnetita. (B) Detalhe da partícula de ouro, observando-se diminutos cristais de digenita e covelita na borda da fratura e preenchimento do resto do espaço por material ferro-argiloso (amostra F/81 42,3m).

A composição dessas partículas é algo semelhante à daquela presente nos veios da área Salobo (Tabela 7) e da partícula encontrada na formação ferrífera (RÉQUIA, 1995). Além disso, a correlação negativa entre os teores de cobre e de prata nessas partículas (Figura 40) retrata as relações observadas entre esses elementos no ouro extraído dos veios, o que sugere tratar-se de partículas residuais. A composição bastante homogênea de

cada uma das partículas analisadas indica que essas últimas não foram afetadas pela ação das soluções durante a alteração das formações ferríferas.

Tabela (12) Composição das partículas de ouro encontradas em diferentes níveis do perfil de alteração das formações ferríferas - furo de sondagem F/81 da área Salobo.

F/81	Prof (m)	Au	Cu	Ag	Fe	Bi	Total
Partícula (1)	42,00	88,30	2,00	8,50	2,60	0,60	102,00
	"	88,20	2,00	8,60	3,00	0,80	102,60
	"	87,00	2,00	8,30	2,70	0,70	100,70
	Média	87,80	2,00	8,40	2,77	0,70	101,70
Partícula (2)	32,80	90,50	6,00	4,00	1,60	0,60	102,70
	"	90,10	5,00	4,50	1,40	0,70	101,70
	"	89,50	5,10	4,50	1,40	0,60	101,10
	Média	90,00	5,30	4,30	1,47	0,63	101,80
Partícula (3)	21,50	85,80	1,10	12,70	1,10	0,30	101,00
	"	85,60	0,90	12,90	1,30	0,30	101,00
	"	86,40	1,00	12,90	1,30	0,40	102,00
	Média	85,90	1,00	12,80	1,23	0,33	101,30

	Au	Cu	Ag	Fe
Cu	0,94			
Ag	-0,97	-0,94		
Fe	0,10	-0,10	-0,10	
Bi	0,70	0,50	-0,70	0,70

Figura (40) Matriz de correlação entre os elementos Au, Cu, Ag, Fe e Bi nas partículas de ouro analisadas no perfil F/81 da área Salobo (Tabela 12).

ii) “Ouro invisível” na hematita e nos hidróxidos de ferro:

O ouro invisível constitui a principal forma de ocorrência do metal nos produtos de alteração das formações ferríferas. Está presente na hematita derivada da martitização da magnetita e nos hidróxidos de ferro que constituem a matriz do manto intempérico.

As análises pontuais à microsonda eletrônica revelaram na hematita os teores de ouro assinalados na Tabela 6. Observa-se que o teor médio de ouro na hematita (360 ppm) é muito semelhante aquele encontrado na magnetita (350 ppm), o que sugere que mesmo

após intensa oxidação e lixiviação o ouro ficou retido no seu sítio original. Além disso a distribuição do ouro na hematita parece ser mais regular que na magnetita, fato indicado pela maior porcentagem dos pontos positivos para ouro nesse mineral (48% dos pontos analisados).

Produtos ricos em hidróxidos de ferro constituem a matriz dos cristais martitizados de magnetita ou ocupam, localmente, fraturas neste mineral. A análise desses produtos de alteração à microsonda eletrônica foi realizada em três amostras do saprólito ferruginoso, sendo duas provenientes do furo de sondagem F/79 (19,5m e 9,0m de profundidade) e uma do furo F/81 (14,5m de profundidade). Em cada amostra foram realizadas 22 análises pontuais da matriz ferruginosa, cujos resultados estão apresentados na Tabela 13. Nota-se que este material possui teores de Fe_2O_3 variando entre 70,7 e 77,9%, e contém ainda quantidades subordinadas de SiO_2 (1,7 a 9,6%) e Al_2O_3 (1,3 a 4,0%), o que sugere a presença de argilominerais muito subordinados. Observa-se ainda que a distribuição do ouro é bastante irregular no material ferruginoso: do total de 22 pontos analisados em cada amostra, o ouro foi detectado em apenas 11 pontos nas amostras F/79/19,5m e F/81/14,5m e em 16 pontos na amostra F/79/9,0m. Os teores médios de ouro obtidos nas três amostras analisadas variam entre 429 e 463 ppm. Esta associação do metal com os hidróxidos de ferro explica a correlação positiva observada entre Fe_2O_3 e Au no horizonte saprolítico do furo F/79 e do poço P/03 (Figuras 36 e 37).

Em termos comparativos nota-se que a distribuição do cobre é mais regular que a do ouro nas amostras estudadas (Tabela 13). Os teores de cobre variam entre 0,1 e 0,9% e são mais baixos na amostra coletada a menor profundidade (F/79/9,0m). Este fato deve estar relacionado à depleção do cobre nos níveis superiores do saprólito, como foi verificado nos perfis de sondagem F79 e F/81 (Figuras 32 e 33).

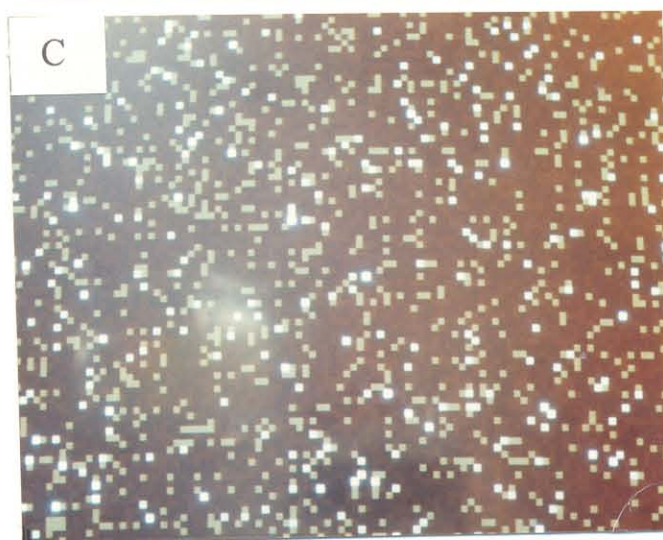
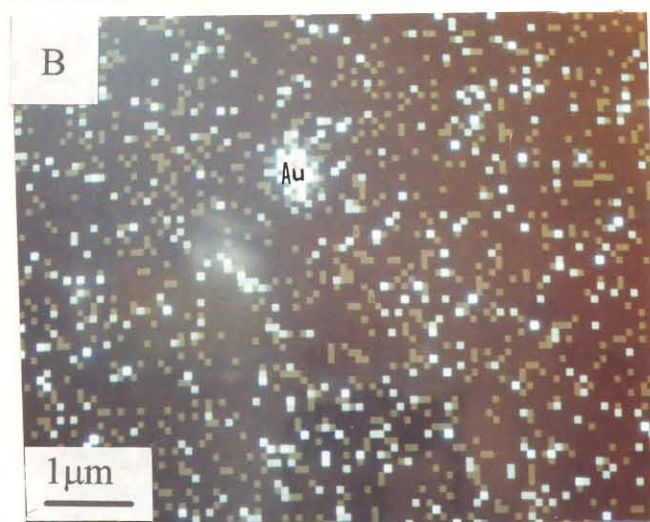
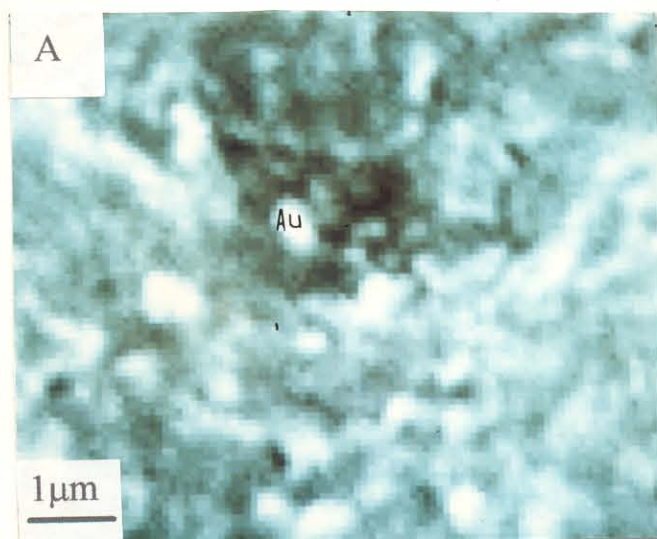
Da mesma forma, o estudo dos produtos ferruginosos ao microscópio eletrônico de varredura revelou a presença de uma partícula de ouro na amostra F/81/14,5m. A partícula possui tamanho submicrométrico (0,54 μm) e ocorre alojada em hidróxido de ferro na borda de um cristal de hematita. O mapeamento da partícula em sistema de energia dispersiva (EDS) revelou que ela é praticamente desprovida de prata (Figura 41), o que

contrasta com a composição das partículas residuais encontradas nos níveis inferiores do perfil de alteração. Além de ouro foi também identificada na mesma amostra uma partícula de prata nativa de 2,8µm de comprimento, incrustada na superfície de um cristal martitizado de magnetita (Figura 42).

Tabela (13) Teores de Au (ppm), Cu (%), Fe₂O₃ (%), SiO₂ (%) e Al₂O₃ (%) na matriz do saprólito ferruginoso da formação ferrífera do Salobo - Análises por microsonda eletrônica em amostras dos perfis de sondagem F/79 e F/81.

Amostra	Fe ₂ O ₃	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Au	Cu
F/79/9,0m	74,10	2,20	2,00	300	0,10
	74,10	2,50	2,10	530	0,10
	74,00	2,10	2,80	850	0,10
	74,50	2,10	2,40	630	0,10
	74,20	2,40	2,00	680	0,10
	74,20	2,10	2,00	530	0,10
	73,00	2,40	3,60	380	0,30
	74,00	2,00	2,50	330	0,10
	72,50	2,40	3,00	520	0,20
	74,00	2,20	2,60	440	0,10
	72,40	2,20	3,00	300	0,20
	73,00	2,10	2,70	270	0,20
	73,00	2,20	3,40	360	0,20
	74,00	2,30	2,30	630	0,20
	73,00	2,00	2,50	440	0,10
	74,00	2,10	2,50	230	0,10
Média	73,63	2,21	2,59	464	0,14
F/79/19,5m	70,70	9,60	4,00	400	0,30
	72,40	4,60	2,10	300	0,70
	74,00	4,60	1,80	610	0,60
	75,30	4,70	1,70	360	0,50
	75,10	4,00	1,70	260	0,50
	75,50	8,40	1,70	260	0,30
	77,00	8,00	1,70	460	0,30
	78,00	7,10	1,30	810	0,40
	77,90	7,30	1,50	530	0,30
	77,30	8,20	1,50	570	0,30
	75,60	8,10	1,80	350	0,50
Média	75,35	6,78	1,89	446	0,43
F/81/14,5m	72,70	3,80	1,70	300	1,20
	72,60	3,00	1,60	220	1,10
	72,50	3,10	1,70	530	1,00
	73,70	2,50	1,70	400	0,80
	75,40	5,70	1,40	270	0,70
	75,70	4,50	1,40	470	1,00
	74,40	5,40	1,60	220	0,90
	72,60	2,50	1,70	740	1,40
	75,20	1,70	2,00	510	0,30
	74,10	3,00	2,00	520	1,00
	73,60	2,10	1,70	560	0,70
	72,40	1,70	1,30	410	0,70
Média	73,74	3,25	1,65	429	0,90

Figura (41) Imagens por MEV de uma partícula de ouro encontrada no saprólito das formações ferríferas (amostra F/81/14,5m). Tamanho da partícula = $0,54\ \mu\text{m}$. (A) Imagem de elétrons retroespalhados (BSE); (B) e (C) Mapeamento da partícula no sistema EDS para ouro e prata, respectivamente.



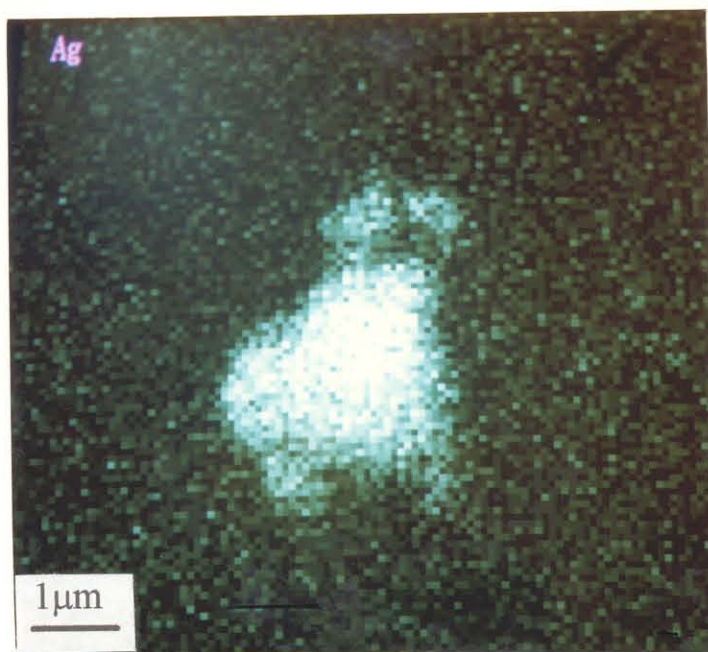


Figura (42) Mapeamento por MEV de uma partícula de prata nativa alojada na superfície de um cristal martitizado de magnetita (Amostra F/81/14,5m).

3.6.3.6. Discussões gerais:

Os teores significativos de Au, Cu, Ag e Mo na cobertura residual da jazida do Salobo estão restritos aos produtos de alteração das formações ferríferas hospedeiras da mineralização cuprífera. A ocorrência dessas últimas na forma de corpos lenticulares intercalados em metagrauvacas fracamente mineralizadas influenciou fortemente o modo de distribuição dos elementos metálicos na cobertura de alteração. Com efeito, os citados elementos encontram-se enriquecidos em lentes de saprólito ferruginoso que intercaladas num espesso pacote de saprólito argiloso, mantêm a estruturação do substrato/rocha matriz. A constante ligação entre os teores elevados de Au, Cu, Ag e Mo e o saprólito ferruginoso indica não ter havido dispersão secundária expressiva durante o processo intempérico.

No caso particular do ouro, observam-se poucas diferenças entre os teores médios nos produtos de alteração e no minério primário num mesmo perfil (Tabelas 8 e 9), o que indica uma fraca remobilização do metal durante o intemperismo. Este fato pode ser

explicado pelo modo de ocorrência do ouro nas formações ferríferas. Com efeito, o fato do ouro se encontrar encapsulado na magnetita, seja na forma de inclusões microscópicas a submicroscópicas, seja em diminutas partículas alojadas em fraturas desse mineral, dificultou sobremaneira o ataque do ouro pelas soluções supergênicas devido ao comportamento refratário da magnetita durante o intemperismo. Tal afirmativa é apoiada pelos teores elevados de cobre e prata nos grãos residuais de ouro encontrados no minério oxidado e pela preservação do “ouro invisível” nos cristais martitizados de magnetita.

Por outro lado, acredita-se que uma menor quantidade de ouro, contida inicialmente nos sulfetos de cobre, foi mobilizada e em seguida reprecipitada no processo de oxidação desses minerais. Esta hipótese é apoiada nas seguintes evidências: A coincidência de teores anômalos de ouro, cobre e prata em certos níveis do perfil, especificamente na zona de minerais secundários de cobre e na porção mediana do saprólito, indicando que estas zonas correspondem a antigos níveis de estagnação do lençol freático onde provavelmente ocorreu um certo enriquecimento supergênico desses elementos (BOYLE, 1979; NICKEL & DANIELS, 1985); a ocorrência do ouro na forma de minúsculas partículas adsorvidas por hidróxidos de ferro na porção mediana do saprólito e a alta pureza dessas partículas, denotando um certo grau de refinamento químico do elemento durante a alteração da paragênese sulfetada (FREYSSINET et al., 1989a; DAVIES et al., 1989).

Este processo de remobilização secundária do ouro é descrita em mais detalhe no próximo subcapítulo.

O cobre, por sua vez, exibe um nítido enriquecimento na zona situada entre a rocha fresca e a rocha semi-alterada e na porção mediana do saprólito. Ambas as zonas correspondem a formação, em determinadas etapas da evolução do manto intempérico, de uma assembléia de sulfetos e de óxidos supergênicos, conforme discutido no tópico 3.4.3.2. De forma sintética cada uma dessas fases envolveu inicialmente a dissolução dos sulfetos primários -calcopirita, bornita, calcocita - na zona de oxidação e a mobilização dos elementos constituintes (Cu e Fe, principalmente) sob a forma de sulfatos (BLANCHARD, 1968). A migração das soluções em direção ao lençol freático permitiu a

transferência de Cu para níveis mais profundos e resultou em formação de uma nova associação mineral de acordo com a razão Cu/S nas soluções e as condições de Eh e pH do meio (Figura 16). Na zona redutora - abaixo do nível hidrostático - a troca iônica entre os sulfatos de cobre e os sulfetos primários resultou em geração de digenita e covelita, enquanto que na zona de flutuação do lençol freático e logo acima, em condições levemente mais oxidantes, o cobre precipitou na forma de cuprita e de cobre nativo. Por outro lado, a reação dos sulfatos com a ganga rica em carbonatos criou condições de pH neutro a alcalino e permitiu a precipitação de malaquita e de azurita. Parte do cobre liberado, foi ainda fixado pelos produtos ferruginosos e pelos argilominerais neoformados, conforme atestado por GROKE et al. (1987).

A correlação positiva entre a prata e o cobre na rocha semi-alterada indica que estes elementos tiveram um mesmo comportamento durante a oxidação da mineralização primária. Nesta ocasião, é provável que a prata contida originalmente nos sulfetos de cobre tenha sido liberada e mobilizada, sendo em seguida reprecipitada na forma de prata nativa ou adsorvida pelos hidróxidos de ferro neoformados.

O empobrecimento em cobre e a retenção da prata na parte superior do saprólito - até 10 metros de profundidade, Figuras 32 e 33 - podem ser atribuídas às condições ácidas geradas pela degradação da matéria orgânica na parte superior do colúvio. Nestas condições o cobre é mobilizado na forma de complexos ou coloides orgânicos enquanto que a prata é relativamente imóvel (THORNBURGH, 1983b). A presença de grãos de prata nativa neste nível do saprólito (14,5 metros de profundidade) atesta a fraca solubilidade da prata.

O molibdênio comportou-se de forma semelhante ao cobre. Este elemento originalmente presente na forma de molibdenita, foi progressivamente liberado na zona de oxidação, sendo em seguida adsorvido pelos oxi-hidróxidos de ferro neoformados. A correlação positiva do molibdênio com o ferro nos produtos de alteração apoia esta hipótese.

3.7. GÊNESE DA MINERALIZAÇÃO AURÍFERA SUPERGÊNICA DA ÁREA SALOBO

3.7.1. Síntese do quadro supergênico

Segundo VASCONCELOS et al. (1994) o intemperismo na região de Carajás iniciou a cerca de 72 ± 6 Ma, no Cretáceo Superior. Por outro lado, os trabalhos realizados por KOTSCHOUBEY et al. (1989); SOUZA & KOTSCHOUBEY (1991); SOUZA (1993); MAURITY (1995); MAURITY & KOTSCHOUBEY (1995) determinaram que a cobertura laterítica da aba norte da Serra dos Carajás iniciou a sua evolução no Terciário Inferior. De acordo com esses autores, no Terciário Superior e no Quaternário, a região da Serra dos Carajás sofreu um progressivo soerguimento que ocasionou o espessamento da cobertura de alteração, o retrabalhamento químico e físico da crosta previamente formada e, finalmente, a incisão da superfície sustentada pelas formações residuais e a subsequente individualização dos platôs que atualmente molduram a Serra do Carajás.

Neste contexto regional, a Serra do Salobo apresenta um desnível topográfico da ordem de 200 metros em relação ao topo dos platôs circunvizinhos. Este fato indica que após a destruição da crosta, a erosão removeu grande parte da cobertura residual nesta área. Deste modo, o perfil de alteração hoje observado no Salobo é truncado e composto em grande parte pelo saprólito inferior que, embora algo modificado pelo intemperismo mais recente, preserva ainda certas características texturais e composicionais das rochas do substrato.

3.7.2. Processos concentradores do ouro e elementos associados (Cu e Ag)

A alteração supergênica da mineralização sulfetada e aurífera do Salobo resultou em concentração do ouro através de diversos processos (Figuras 43 e 44):

De forma geral o intemperismo afetou pouco a mineralização aurífera primária contida principalmente nas formações ferríferas e subordinadamente em veios encaixados

nessas rochas. O ouro presente em inclusões submilimétricas ou submicrométricas na magnetita ficou preservado nos cristais de hematita originados da martitização desse mineral. O efeito protetor da magnetita - mineral bastante refratário ao intemperismo - dificultou a remobilização do ouro no meio supergênico, o que causou um forte enriquecimento relativo do metal nos produtos de alteração das formações ferríferas.

Por outro lado, uma quantidade menor de ouro, contida inicialmente nos sulfetos, foi liberada, juntamente com o cobre, a prata e o ferro, durante a oxidação desses minerais. Após redistribuição, esses elementos deram origem a uma associação de minerais secundários ou foram fixados pelos produtos de alteração neoformados. De fato, o quadro observado hoje desenvolveu-se em várias fases:

Inicialmente, as soluções moderadamente ácidas geradas pela oxidação da calcopirita, bornita e calcocita possibilitaram a mobilização do Cu na forma de sulfato (BLANCHARD, 1968). A migração dessas soluções para níveis mais profundos no perfil, permitiu a precipitação do Cu sob diferentes condições de Eh e pH do ambiente, conforme assinalado anteriormente. Cabe ressaltar que na zona oxidante -acima do nível hidrostático- a reação do sulfato de cobre com a ganga rica em carbonatos gerou condições de pH neutro a alcalino que foram particularmente favoráveis para a solubilização do ouro e da prata na forma de tiosulfatos - $\text{Au}[(\text{S}_2\text{O}_3)_2]^{3-}$; $\text{Ag}[(\text{S}_2\text{O}_3)_2]^{3-}$ (PLYUSNIN et al., 1981; WEBSTER 1986; STOFFREGEN, 1986) -. Conforme evidenciado pela presença de ínfimas partículas de ouro fixadas na goethita, é possível que a deposição do metal tenha ocorrido por adsorção do tiosulfato pelos coloides de hidróxidos de ferro formados na zona de flutuação do lençol freático. Tal processo envolveu provavelmente a atração eletrostática entre os tiosulfatos de carga negativa e os coloides de hidróxidos de ferro de carga positiva, conforme demonstrado nos trabalhos experimentais de ENZWEILLER & JOEKES (1991). De forma alternativa, é provável que após a sua liberação dos sulfetos o ouro tenha sido mobilizado na forma de espécies coloidais do tipo $\text{Au}(\text{OH})\text{H}_2\text{O}^\circ$ (VLASSOPOULOS & WOOD, 1990), as quais são, com efeito, mais suscetíveis à adsorção pelos coloides de hidróxidos de ferro do que os

tiosulfatos (BENEDETTI & BOULÈGUE, 1991; MACHESKY et al. 1991; SHOONEN et al. 1992).

O aprofundamento do perfil de alteração causado pelo soerguimento regional resultou em gradativo rebaixamento do lençol freático e em diversas fases de remobilização e de reprecipitação dos elementos metálicos à maior profundidade (Figura 43). Assim, em cada período de estagnação lençol freático, correspondendo a uma fase de equilíbrio tectônico, era gerada uma zona de enriquecimento supergênico em Au, Cu e Ag no perfil. O subsequente rebaixamento do nível freático causava a oxidação da paragênese previamente formada, a remobilização parcial dos metais e sua transferência para níveis mais profundos.

A lixiviação mais acentuada na parte superior da cobertura causou uma redistribuição complementar do ouro e dos elementos associados (Cu e Ag) nesta parte do perfil de alteração. As condições físico-químicas do meio - alto Eh e pH levemente ácido devido à degradação da matéria orgânica em superfície - provavelmente permitiram a migração do ouro sob a forma de coloides hidratados ($\text{AuOH}(\text{H}_2\text{O}^0)$) (VLASSOPOULOS & WOOD, 1990) ou mesmo de coloides orgânicos (ONG & SWANSON, 1969; BOYLE, 1979; BAKER, 1978; VLASSOPOULOS & WOOD, 1990; BOWEL et al., 1993). A adsorção dessas espécies auríferas pelos coloides de hidróxidos de ferro (BENEDITTI & BOULÈGUE, 1991; ENZWEILLER & JOEKES, 1991), causou a fixação de diminutas partículas de ouro com alto índice de pureza na goethita. Mecanismo semelhante deve ter ocasionado a adsorção do cobre e da prata nos produtos ferruginosos.

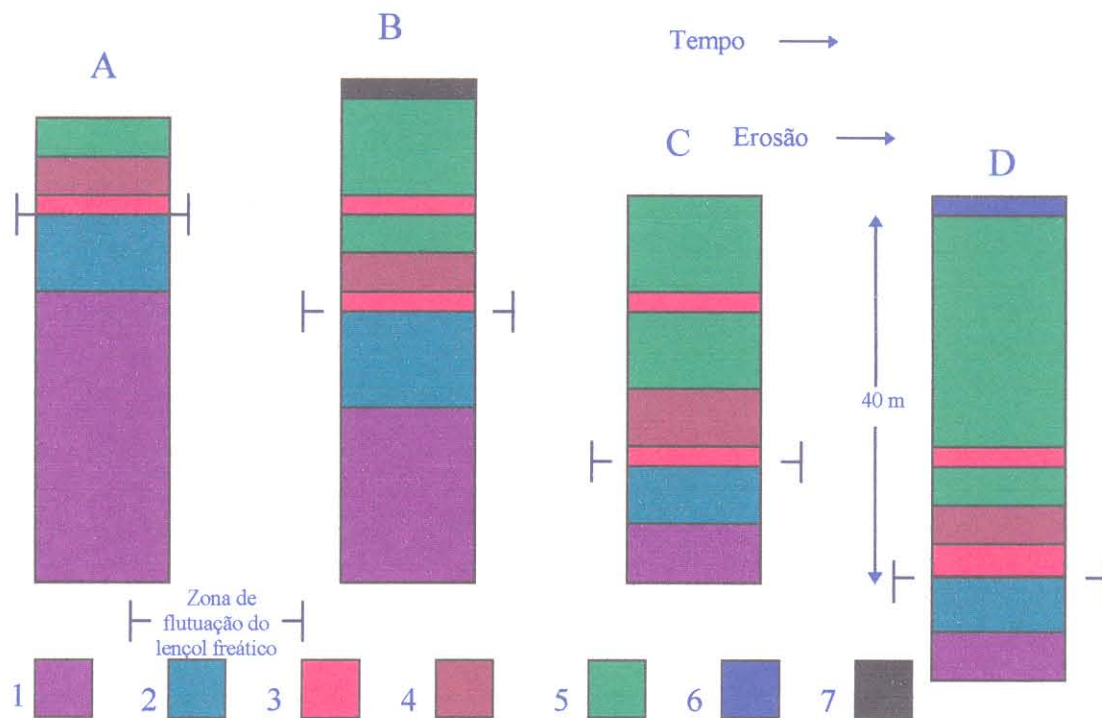
Como resultado desta evolução formaram-se vários níveis enriquecidos em ouro, cobre e prata no perfil de alteração das formações ferríferas. Com efeito, este padrão de enriquecimento é comumente observado nos perfis de tipo gossan (BOYLE, 1979; NICKEL, 1983; SERGEYEV, 1993; ZAYKOV & SERGEYEV, 1993). Segundo os autores citados, nos perfis gossânicos o ouro encontra-se enriquecido na zona de sulfetos supergênicos e na zona lixiviada. Como regra geral, as zonas enriquecidas são normalmente sobrepostas por zonas empobrecidas em ouro, o que atesta a redistribuição química deste elemento no perfil. No caso do Salobo, a individualização das zonas

enriquecidas e empobrecidas em ouro é parcialmente mascarada pelo conteúdo elevado do metal no saprólito como um todo (alto “background”) devido a preservação de muito ouro residual (primário) na magnetita martitizada.

Com a evolução do quadro supergênico, a incisão do relêvo na área Salobo removeu grande parte da mineralização aurífera contida nas porções superiores do manto intemperico. Deste modo, formaram-se depósitos coluviais enriquecidos em ouro capeando o saprólito (Figura 43).

Nas condições climáticas atuais, o ouro é pouco solúvel nas águas que drenam o manto de intemperismo da jazida do Salobo (BENEDETTI et al., 1990). ANDRADE et al. (1991) mostraram que os teores de ouro são mais elevados nos fluidos que percolam diretamente as rochas mineralizadas da jazida e que a mobilidade do ouro é devida à formação de tiosulfatos. Por outro lado, BENEDETTI et al. (1990) encontraram teores anômalos de ouro nas águas que drenam a base do colúvio. Segundo esses autores a solubilidade do ouro é devida à formação de complexos orgânicos no topo do perfil.

Em suma, conclui-se que a mineralização aurífera secundária do Salobo resultou de processos de enriquecimento relativo e absoluto (Figura 44). Em termos de importância relativa, o primeiro processo foi de longe o mais efetivo, tendo em vista a associação preferencial do ouro com a magnetita, o mineral mais abundante nas formações ferríferas. Assim sendo, a hematita formada pela martitização da magnetita, destaca-se como o principal mineral hospedeiro do ouro no minério secundário do Salobo.



1= Fm. Ferrífera mineralizada a Calcopirita + Bornita + Calcocita; 2= Zona de Sulfetos supergênicos (Digenita+Covelita); 3= Nível enriquecido em ouro; 4= Zona de Minerais oxidados (Cuprita+Cu^o+Ag^o+Malaquita+Azurita); 5= Saprólito ferruginoso; 6= Colúvio; 7= Crosta preterita.

Figura (43) Evolução supergênica na área Salobo e síntese dos processos concentradores do ouro:

A- Alteração supergênica da mineralização primária. Liberação do ouro, do cobre, da prata e do ferro contidos nos sulfetos primários. Formação de sulfetos supergênicos na zona redutora e de carbonatos e óxidos de cobre na zona acima do nível hidrostático. Fraca mobilização do ouro e da prata na forma de tiosulfatos e/ou complexos/coloides hidratados e posterior adsorção pelos coloides de hidróxidos de ferro neoformados. Forte enriquecimento relativo do ouro incluso na magnetita.

B- Lento soerguimento regional e rebaixamento gradativo do nível hidrostático. Espessamento da cobertura de alteração e desenvolvimento de uma crosta laterítica (?). Retomada da alteração dos sulfetos primários em profundidade e formação de uma nova zona de enriquecimento supergênico de Au, Cu e Ag durante um período de estagnação do lençol freático. Alteração dos minerais secundários previamente formados (sulfetos, óxidos e carbonatos de cobre) e migração de Au, Cu, e Ag para níveis mais profundos.

C e D- Destruição da crosta e lixiviação acentuada na parte superior da cobertura de alteração. Redistribuição complementar de Au, Cu e Ag nos níveis superiores do perfil. Ouro mobilizado na forma de complexos/coloides hidratados e/ou orgânicos e depositado por adsorção pelos coloides de hidróxidos de ferro neoformados. Incisão do relevo e remoção das partes superiores do perfil levando a formação de um depósito coluvial enriquecido em ouro.

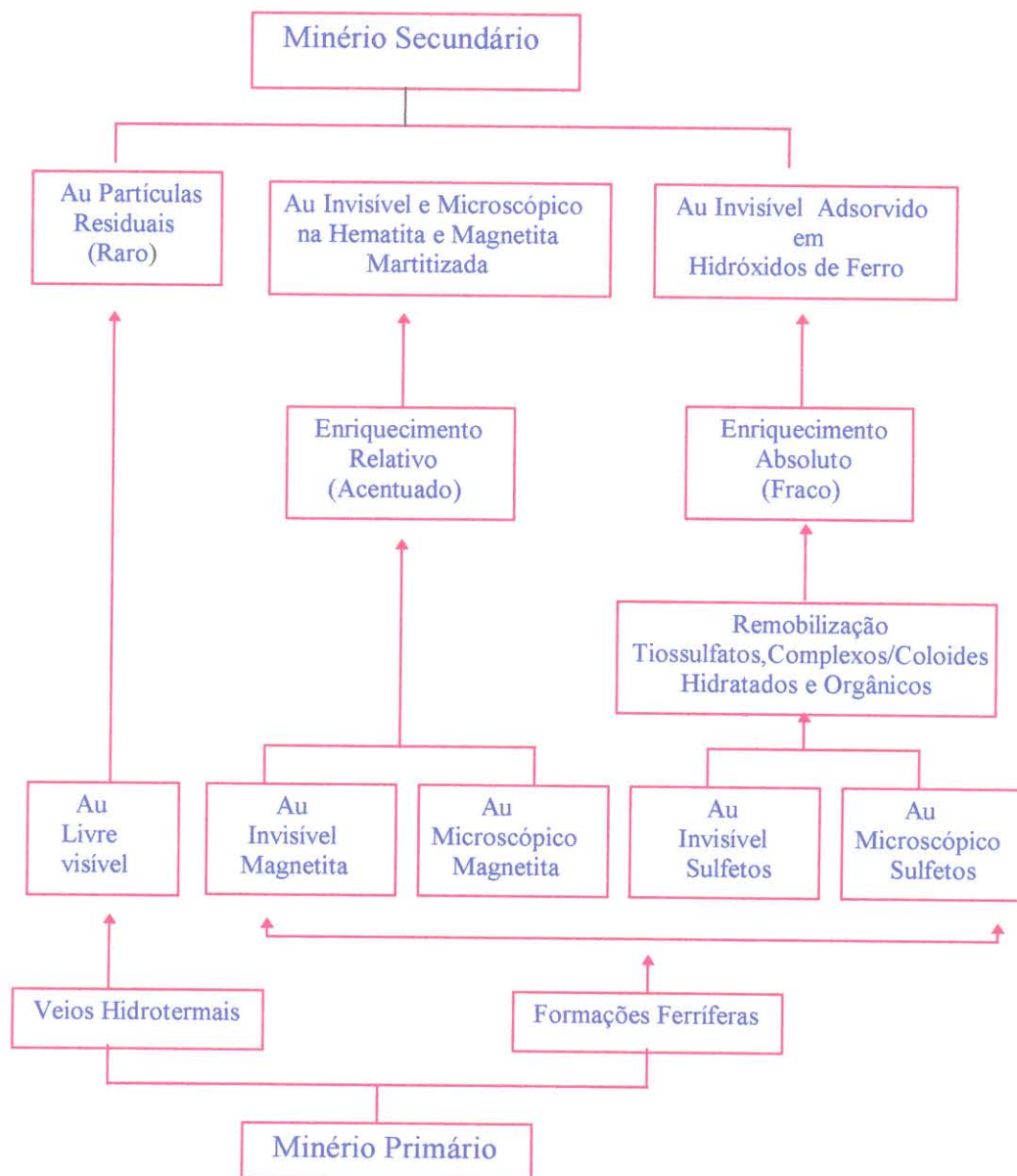


Figura (44) Síntese dos processos responsáveis pela concentração supergênica do ouro na área Salobo, Serra dos Carajás-Pa.

4. ESTUDO DO SETOR POJUCA-LESTE

4.1. QUADRO GEOLÓGICO

O setor Pojuca-Leste inclui-se no contêxto geológico da área Pojuca que comporta a jazida de Cu-Zn homônima. Neste setor predomina um relêvo de tipo platô sustentado por uma espessa crosta laterítica. O seu quadro geológico é algo semelhante ao da área Salobo, estando presentes as seguintes unidades litológicas: Complexo Xingu, Grupo Pojuca, Formação Águas Claras e corpos graníticos intrusivos do tipo Granito Central dos Carajás (DOCEGEO, 1988; ARAÚJO & MAIA, 1991). A distribuição dessas unidades na área Pojuca é ilustrada na Figura 45.

A descrição dos litotipos presentes no setor Pojuca-Leste é apresentada abaixo conforme informações provenientes do relatório de pesquisa da companhia Docegeo (DOCEGEO, 1987) e dados obtidos neste estudo.

Complexo Xingu

É constituído na área por gnaisses bandados de composição granodiorítica com eventuais intercalações de anfibolitos. São rochas de coloração cinza a rosada, de granulação média, compostas de plagioclásio (albita-oligoclásio), quartzo e K-feldspato, contendo clorita, epidoto, zircão e opacos como minerais acessórios.

Grupo Pojuca

É composto por um espesso pacote de metapelitos com intercalações de rochas metavulcânicas básicas (anfibolitos) e formações ferríferas.

Os metapelitos consistem em xistos de granulação média a grossa, compostos de quartzo, biotita e quantidades menores de plagioclásio (albita-oligoclásio), clorita, granada e hornblenda. Como minerais acessórios ocorrem principalmente turmalina, fluorita, zircão e opacos. A textura da rocha varia de lepidoblástica a granolepidoblástica de acordo com o seu conteúdo de quartzo e biotita.

Os anfíbolitos exibem granulação média e são constituídas de plagioclásio (oligoclásio), hornblenda-hastingsita, biotita e quartzo em quantidades menores. A textura é de tipo granolepidoblástica dada pelo arranjo dos cristais de anfíbólio e plagioclásio.

As formações ferríferas são pouco expressivas na área e encontram-se na forma de corpos lenticulares de espessura métrica intercalados nos xistos. Exibem estrutura bandada expressa pela alternância de bandas milimétricas de quartzo e bandas compostas de magnetita-hematita, hastingsita e clorita.

A alteração hidrotermal afetou de modo marcante as rochas do Grupo Pojuca, sendo os seus produtos mais significativos a turmalina e a fluorita. A turmalinização é particularmente acentuada nos xistos, que podem comportar até 10% de turmalina. O mineral ocorre nos planos de foliação da rocha, entre os cristais de quartzo e de biotita, ou preenchendo fraturas e fissuras. Por sua vez, a fluorita está presente essencialmente em fraturas nos xistos e nos anfíbolitos.

Formação Águas Claras

Consiste em metarenitos de granulação fina a média, compostos essencialmente de quartzo e contendo ainda, como minerais acessórios, plagioclásio, biotita, clorita, epidoto, turmalina, apatita e carbonatos. A textura é granoblástica ressaltada pelo arranjo poligonizado dos cristais de quartzo. Nessas rochas são comuns fraturas preenchidas por carbonatos.

Granito tipo Central de Carajás

Essas rochas afloram sob a forma de stocks intrusivos nas rochas do Grupo Pojuca e da Formação Águas Claras e são tidas como responsáveis pelo hidrotermalismo impresso nas mesmas (MEDEIROS NETO, 1986; DOCEGEO, 1987). São granitos de textura granular hipidiomórfica, compostos de quartzo, ortoclásio, biotita, bem como de turmalina, fluorita, epidoto, magnetita e hornblenda como minerais acessórios.

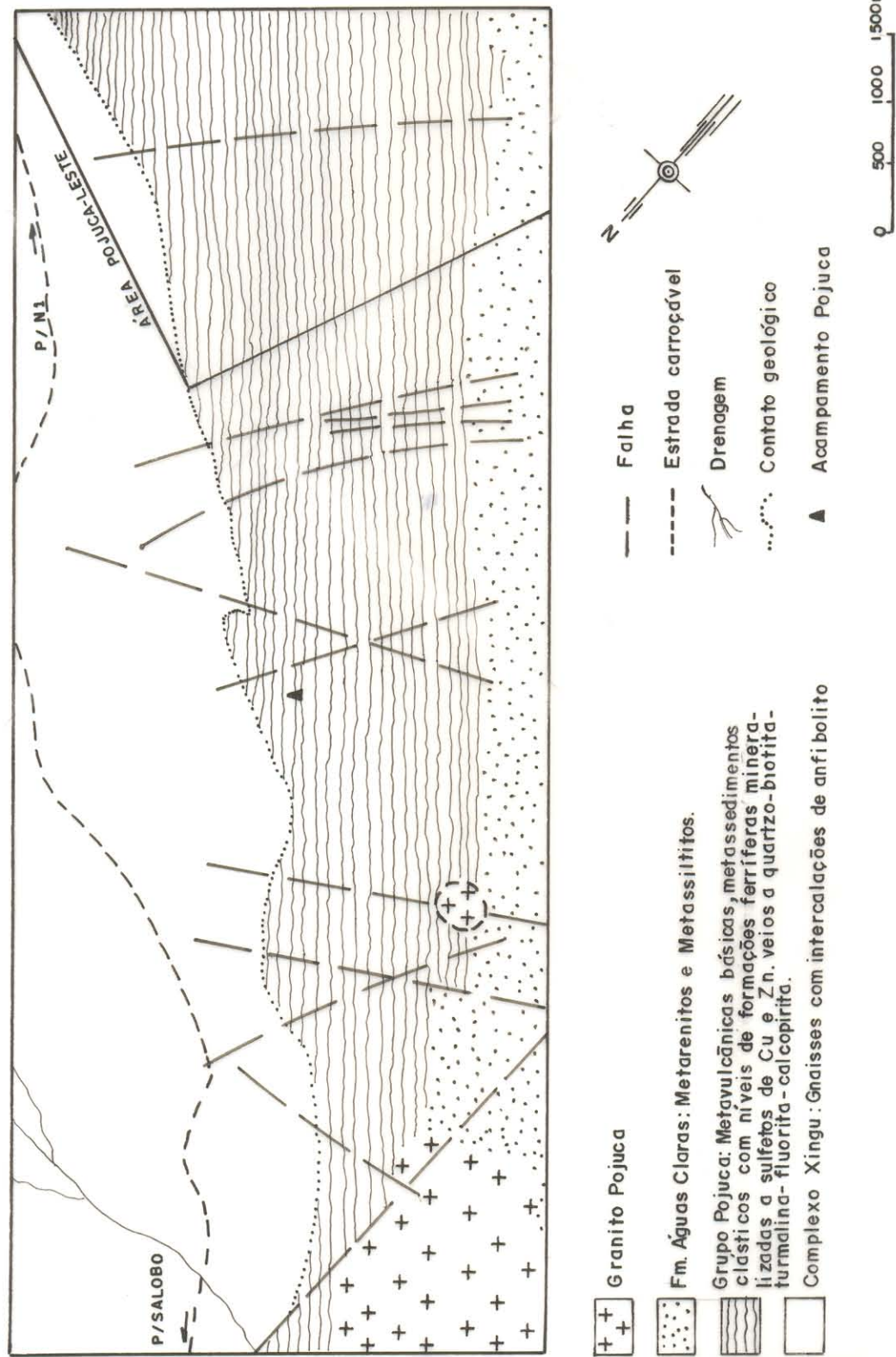


Figura (45) Mapa geológico da área Pojuca, Serra dos Carajás-Pa, em cujo domínio está localizada o setor Pojuca-Leste (Modificado de DOCEGEO, 1987).

4.2. MINERALIZAÇÃO PRIMÁRIA DO SETOR POJUCA-LESTE

A mineralização sulfetada e aurífera primária do setor Pojuca-Leste encontra-se essencialmente em veios de quartzo com turmalina e fluorita que cortam aleatoriamente os xistos, metabasitos e formações ferríferas do Grupo Pojuca. Sulfetos disseminados ocorrem eventualmente nos xistos e nas formações ferríferas.

Os veios são em geral maciços e possuem espessura centimétrica a métrica (Figura 46A,B). São compostos principalmente de quartzo, turmalina e fluorita, assim como de biotita, clorita, calcopirita, bornita e molibdenita como constituintes menores. Localmente, quando alojados nos metabasitos, eles contém quantidades subordinadas de anfibólio, K-feldspato, plagioclásio e stilpnomelana. Sob o microscópio os veios exibem as seguintes características texturais. A biotita apresenta-se na forma de cristais euédricos a subédricos, parcialmente cloritizados, dispostos perpendicularmente às bordas dos veios (Figura 47A). A fluorita é mais frequente na porção mediana destes. Ela ocorre na forma de cristais euédricos a subédricos, de coloração azulada a violácea, apresentando contatos retos a curvos com os cristais de quartzo. A turmalina é disseminada tanto nos veios como nas rochas encaixantes. Localmente, este mineral forma concentrações expressivas na zona de borda dos veios, constituindo franjas irregulares de turmalinito. Os cristais são normalmente euédricos, zonados, de coloração esverdeada a azulada (Figura 47B). A análise à microsonda eletrônica mostrou que a turmalina é rica em FeO (média de 16,1%; Tabela 14) e apresenta uma composição próxima à da shorlita. A elevada razão FeO/FeO+MgO neste mineral (0,91; Tabela 14) sugere uma origem ligada à alteração do tipo greisen em sistemas graníticos (PIRAJNO & SMITHIES, 1992). A calcopirita ocorre na forma de cristais euédricos a subédricos cujo tamanho varia de 0,1 até mais de 1mm. Ela ocupa a porção mediana dos veios, mostrando contatos retos a curvos com os cristais de quartzo e de fluorita ou forma concentrações expressivas na zona de contato com a rocha encaixante. A bornita ocorre na forma de cristais subédricos a anédricos e exibe contatos irregulares com a calcopirita, o que sugere, localmente, a substituição desse

mineral. A molibdenita ocorre em cristais euédricos, de 0,2 a 0,8 mm de comprimento, apresentando contatos retos a curvos com os cristais de biotita e quartzo.

Tabela (14) Composição química da turmalina dos veios de quartzo na área Pojuca-Leste, Serra dos Carajás-Pa (Análises à microsonda eletrônica; Boro não analisado).

Mineral	SiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO	Na ₂ O	K ₂ O	MgO	MnO	F	FeO/FeO +MgO
Turmalina	34,62	31,64	15,37	2,05	0,04	1,45	0,05	0,86	0,91
"	35,87	31,87	15,67	1,98	0,04	1,06	0,05	0,26	0,93
"	35,11	30,51	15,05	2,28	0,04	1,76	0,09	0,86	0,90
"	35,15	31,02	15,50	2,30	0,06	1,77	0,00	0,86	0,90
"	35,31	31,32	16,20	2,21	0,07	1,78	0,03	0,74	0,90
"	35,32	31,25	16,03	2,20	0,03	1,53	0,05	0,65	0,91
"	35,41	30,40	16,14	2,30	0,06	1,61	0,06	0,97	0,90
"	35,12	29,34	16,76	2,23	0,06	1,75	0,08	0,86	0,90
"	35,60	30,22	16,46	2,20	0,04	1,55	0,02	0,63	0,91
"	35,41	31,27	16,42	2,26	0,04	1,72	0,05	0,91	0,91
Média	35,30	30,88	16,15	2,20	0,04	1,60	0,04	0,76	0,91

Os sulfetos disseminados nos xistos consistem principalmente em calcopirita e bornita bem como em quantidades subordinadas de molibdenita. A calcopirita ocorre em cristais subédricos ocupando espaços entre os cristais de biotita ou na forma de lamelas inseridas nos planos de clivagem deste mineral e do anfibólio ou nas fraturas dos cristais de turmalina (Figura 48A). A bornita ocorre associada à calcopirita ora apresentando contatos retos a curvos com este mineral, ora formando diminutas inclusões nos cristais de calcopirita (Figura 48B). A molibdenita apresenta-se em cristais euédricos, as vezes contorcidos, exibindo contatos retilíneos a curvos com a biotita. Os sulfetos presentes nas formações ferríferas são a calcopirita e mais raramente a pirrotita. Eles ocorrem na forma de cristais subédricos ocupando os espaços entre os cristais de magnetita ou em minúsculas inclusões neste mineral.

A)

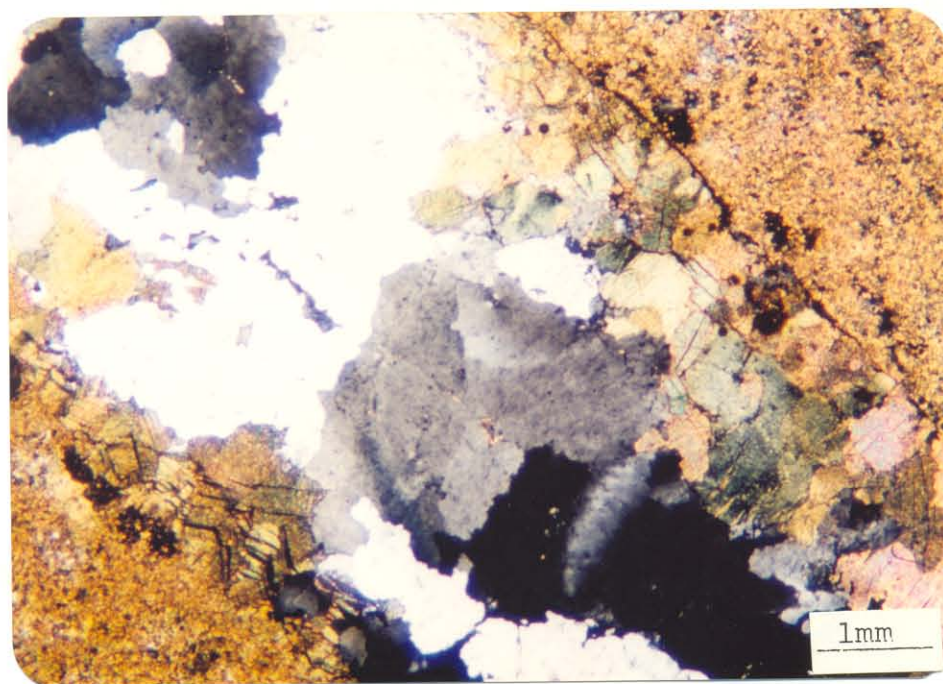


(B)



Figura (46) Veios de quartzo-fluorita-turmalina do setor Pojuca-Leste. (A) Vista de afloramento: veio encaixado no saprólito ferruginoso. (B) Testemunho de sondagem; notar a presença de calcopirita e de turmalina disseminada - pontos escuros - preferencialmente na borda do veio.

(A)

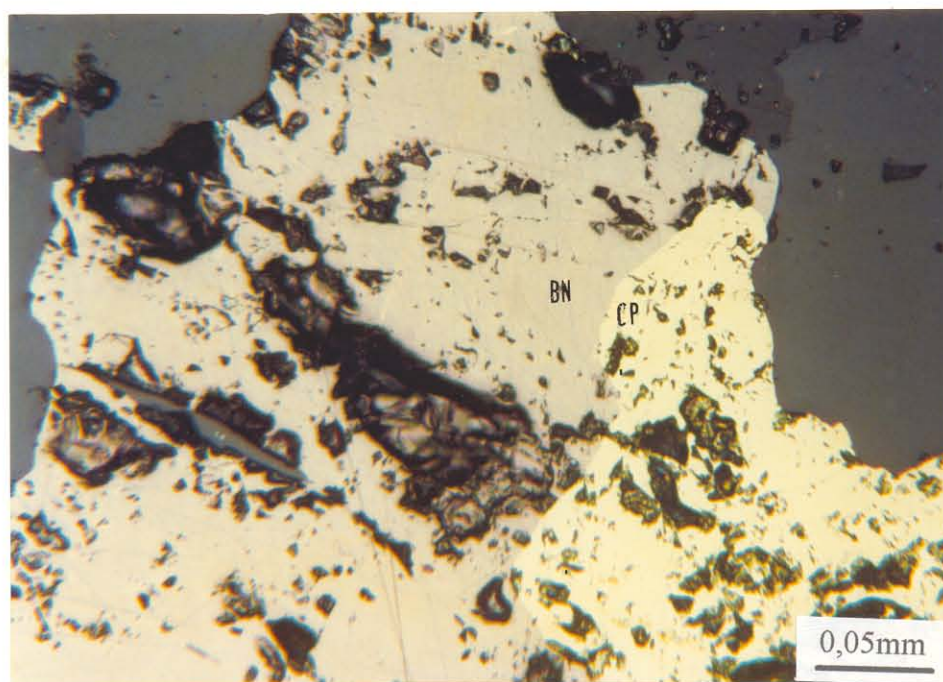


(B)



Figura (47) Feições texturais dos veios de quartzo-fluorita--turmalina do setor Pojuca-Leste. (A) Fotomicrografia mostrando uma vênula de quartzo+fluorita e a zona de borda composta de biotita e clorita (Nicóis X, amostra F/69 305-306m). (B) Fotomicrografia mostrando o zoneamento dos cristais de turmalina presentes nos veios do setor Pojuca-Leste (Lâmina delgada; Nicóis X, amostra PL/V1).

(A)



(B)

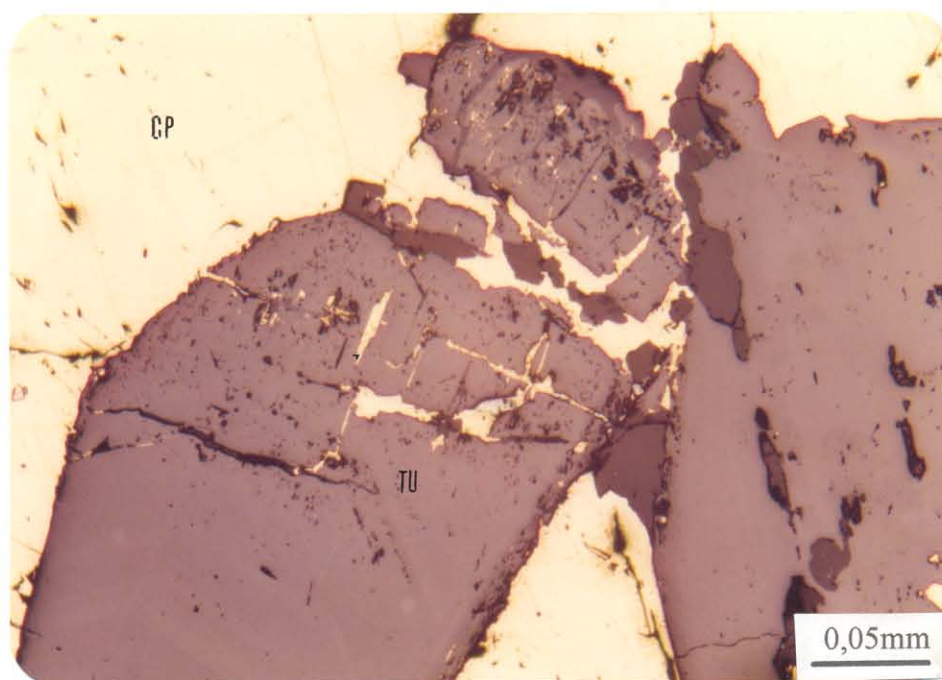


Figura (48) Feições texturais dos sulfetos contidos nos xistos encaixantes dos veios no setor Pojuca-Leste. (A) Contatos entre cristais de calcopirita (CP) e de bornita (BN). (B) Lâminas de calcopirita (CP) alojadas em fraturas de cristais de turmalina (TU). (Lâmina polida; Nicóis //, amostra F/69 305-306m).

4.2.1. Ouro nos veios

Os teores de ouro, cobre, prata e molibdenio em 12 amostras de veios provenientes do furo de sondagem F/69 (ver localização na Figura 49) são apresentados na Tabela 15 juntamente com a composição mineralógica das mesmas. Nota-se que o conteúdo de ouro situa-se entre 0,2 e 4,5 ppm, o que indica uma distribuição bastante irregular do metal nos veios. Da mesma forma, o conteúdo de prata varia entre 0,2 e 23 ppm, o de cobre entre 1,7 e 9% e o de molibdenio entre 30 e 1500 ppm. A análise de correlação linear entre os teores de ouro, cobre, prata e molibdenio nas amostras consideradas não revelou nenhuma relação significativa entre esses elementos. As rochas encaixantes do veios (quartzo-biotita±clorita±plagioclásio-xisto) são normalmente empobrecidas em ouro.

Tabela (15) Teores de ouro (ppm), prata (ppm), molibdenio (ppm) e cobre (%) e composição mineralógica dos veios da área Pojuca-Leste, Serra dos Carajás-Pa.

Prof. (m)	Au	Ag	Cu	Mo	Mineralogia
42,00-42,20	0,41	0,20	2,80	90,00	Qt-Fl-Bi-Cl-Pl-Cp
105,00-105,20	0,20	0,20	9,00	30,00	Qt-Fl-Bi-Cp-Mo
127,00-130,00	0,30	0,20	3,00	210,00	Qt-Fl-Bi-Cp-Mo
224,00-224,20	0,41	9,20	4,40	150,00	Qt-Fl-Bi-Cl-An-Cp
255,00-255,80	1,80	23,00	8,90	530,00	Qt-Fl-Bi-Cl-St-Kf
305,00-305,40	4,50	8,80	7,30	250,00	Qt-Fl-Bi-Cp-Mo
402,00-402,80	0,72	4,00	2,20	390,00	Qt-Fl-Bi-Cl-An-Cp-Mo
414,00-414,80	3,00	1,20	7,60	350,00	Qt-Fl-Bi-Pl-Kf-Cp-Mo
473,00-473,90	0,60	1,40	4,00	400,00	Qt-Fl-Tu-Cl-Cp-Mo
510,00-510,60	0,42	0,60	2,00	70,00	Qt-Fl-Bi-Cl-Cp
521,00-521,90	2,00	6,00	10,00	190,00	Qt-Fl-Bi-Cl-Stp-Cp-Mo
671,00-671,90	0,45	1,20	1,76	550,00	Qt-Fl-Bi-Cl-Stp-Cp-Mo
Média	1,23	4,67	5,25	267,50	
Dsp	1,29	6,37	2,96	167,93	

An= Anfibólio; Bi= Biotita; Cl= Clorita; Cp= Calcopirita; Fl= Fluorita; Kf= K-feldspato; Mo= Molibdenita; Pl= Plagioclásio; Qt= Quartzo; Stp= Stilpnomelana; Tu= Turmalina.

O estudo minerográfico de 15 amostras de veios provenientes dos furos de sondagem F/69 e F/71 permitiu encontrar apenas duas partículas de ouro inclusas na calcopirita. As partículas possuem tamanho da ordem de 15 µm e uma delas, em contato com cristal euédrico de pirita, exibe faces hexagonais perfeitas (Figura 50).

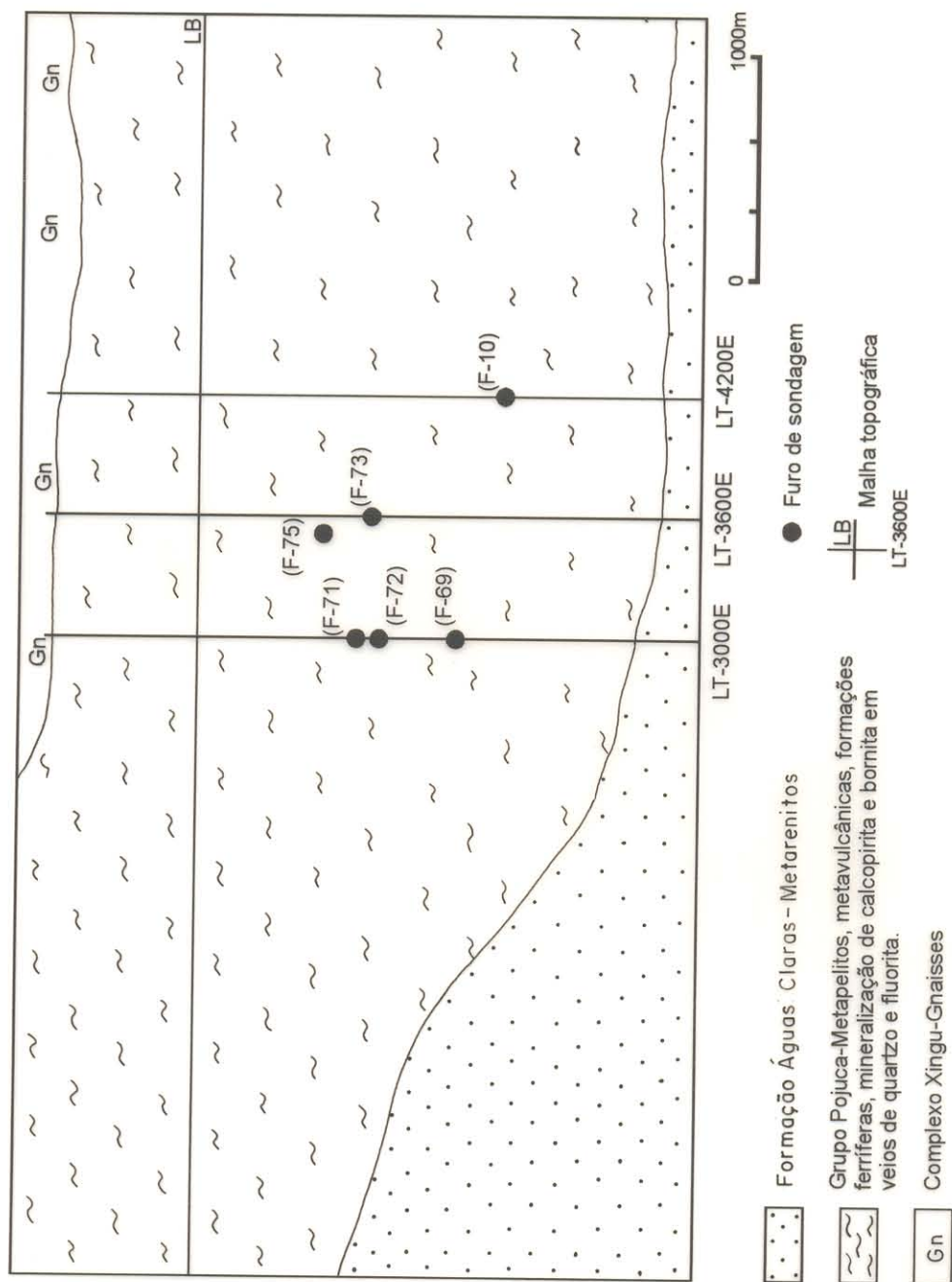
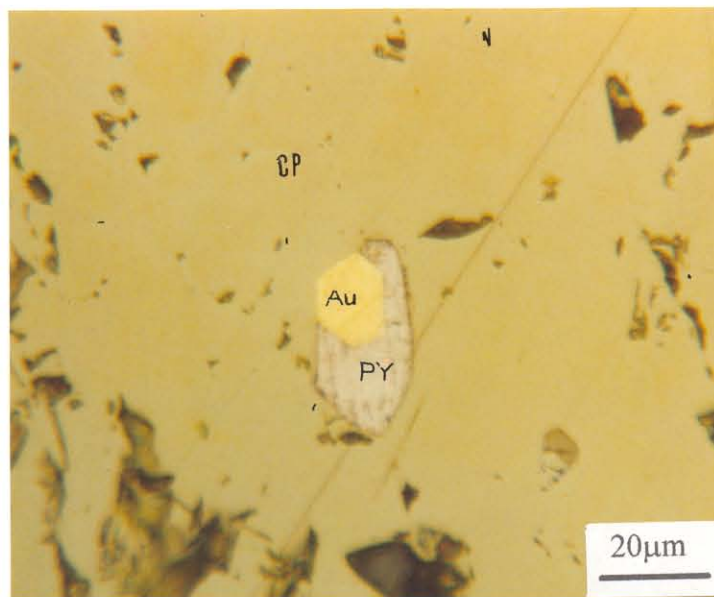


Figura (49) Mapa geológico simplificado da área Pojuca-Leste, mostrando a localização dos furos de sondagem executados pela Docegeo (modificado de DOCEGEO, 1987)

A análise à microsonda eletrônica da partícula ilustrada na Figura 50A (3 pontos analisados) revelou a seguinte composição média: Au = 79,7%; Ag= 18,3%; Cu= 0,36%; Fe= 0,02%; Mo= 0,01% e Bi=0,1%. O índice de pureza (809) calculado pela razão $Au/Au+Ag+Cu+Fe+Mo+Bi$ indica uma composição próxima da do electrum.

(A)



(B)

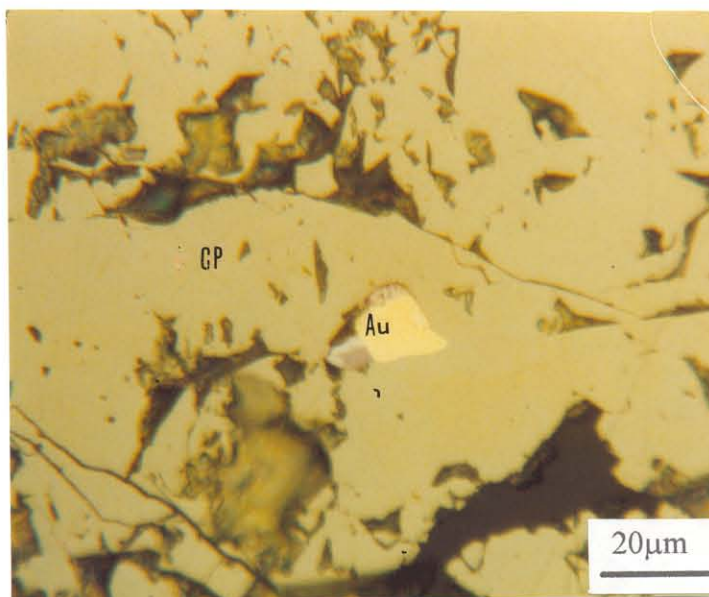


Figura (50) Fotomicrografias de partículas de ouro contidas em veio de quartzo-fluorita-turmalina da área Pojuca-Leste. (A) Cristais de ouro e de pirita (PY) apresentando formas hexagonais inclusos em cristal de calcopirita (CP). (B) Grão subédrico de ouro incluído em cristal de calcopirita. Notar diminutos cristais de pirita em contato com a partícula. (Lâmina polida; Nicóis //; amostra F/69 305-306m)

A análise dos sulfetos à microsonda eletrônica, empregando-se a mesma metodologia que para as amostras da área Salobo, forneceu os resultados apresentados na Tabela 16. Observa-se que a calcopirita é o principal mineral hospedeiro do ouro nos veios. A distribuição do ouro neste mineral é bastante errática, haja vista que apenas 36% dos 108 pontos analisados deram resposta positiva para o metal. Por outro lado, as análises realizadas na bornita e na molibdenita não acusaram a presença de ouro.

Tabela (16) Teor de ouro nos sulfetos da área Pojuca-Leste, Serra dos Carajás-Pa (Análises em microsonda eletrônica)

Mineral	Total de Pontos Analisados	Pontos Positivos em (%)	Teor Médio de Ouro em ppm
Calcopirita	108	36	340
Bornita	20	0	-
Molibdenita	25	0	-

4.3. PERFIL DE ALTERAÇÃO DO SETOR POJUCA-LESTE

4.3.1. Generalidades

O estudo de detalhe do manto de intemperismo do setor Pojuca-Leste foi realizado com base nos testemunhos do furo de sondagem F/71 (vide localização na Figura 49), visto que das seis sondagens executadas pela Docegeo na área em aprêço, somente esta forneceu amostras suficientes e permitiu distinguir com maior clareza os horizontes de alteração e a rocha matriz em profundidade.

4.3.2. Descrição do perfil

O manto de alteração no setor Pojuca-Leste tem cerca de 160 metros de espessura no local da sondagem F/71. É constituído da base ao topo pelos seguintes horizontes: a rocha sã, um horizonte saprolítico e uma crosta laterítica (Figura 51).

4.3.2.1. Rocha sã

A rocha sã consiste em um xisto de coloração acinzentada a esverdeada composto principalmente de quartzo, biotita e clorita, com quantidades menores de plagioclásio, grunerita, granada e turmalina. A xistosidade da rocha é definida pelo arranjo dos cristais de biotita e clorita que formam bandas de espessura milimétrica. Veios de espessura milimétrica a centimétrica constituídos de quartzo-turmalina-fluorita $\pm$ clorita $\pm$ calcopirita cortam aleatoriamente a rocha.

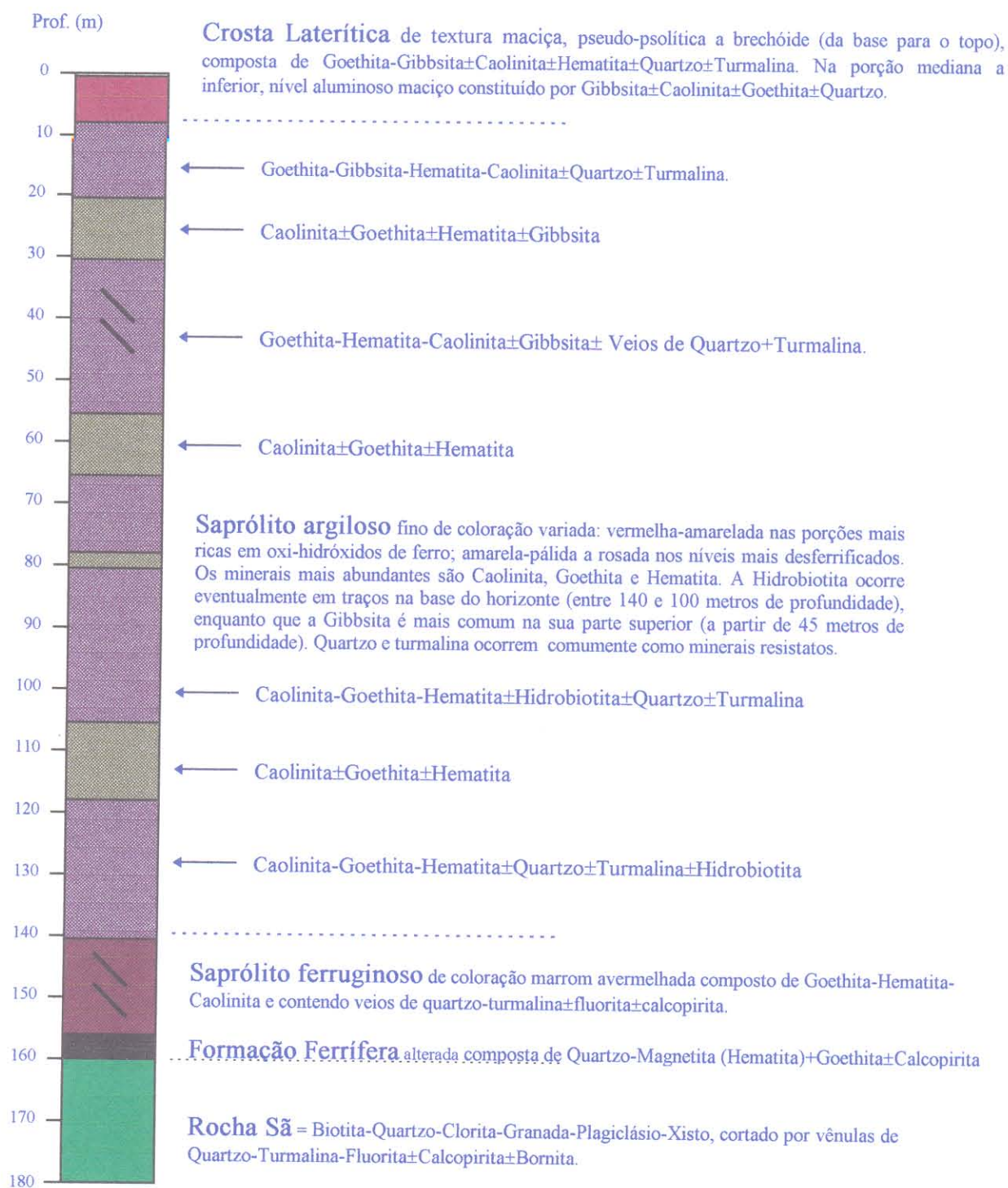


Figura (51) Perfil de alteração do setor Pojuca-Leste, Serra dos Carajás-Pa. Furo de sondagem F/71 (Composição mineralógica de amostras selecionadas).

4.3.2.2 Horizonte saprolítico

Este horizonte alcança 150 metros de espessura no perfil F/71 (Figura 51). Da mesma forma que na área Salobo, o saprólito exhibe variações composicionais que refletem a natureza heterogênea da rocha matriz. Com base em critérios texturais e mineralógicos distinguiu-se dois tipos principais: um saprólito ferruginoso e um saprólito argiloso. Ambos são cortados por enxames irregulares de veios de quartzo- turmalina± fluorita±sulfetos.

Saprólito Ferruginoso

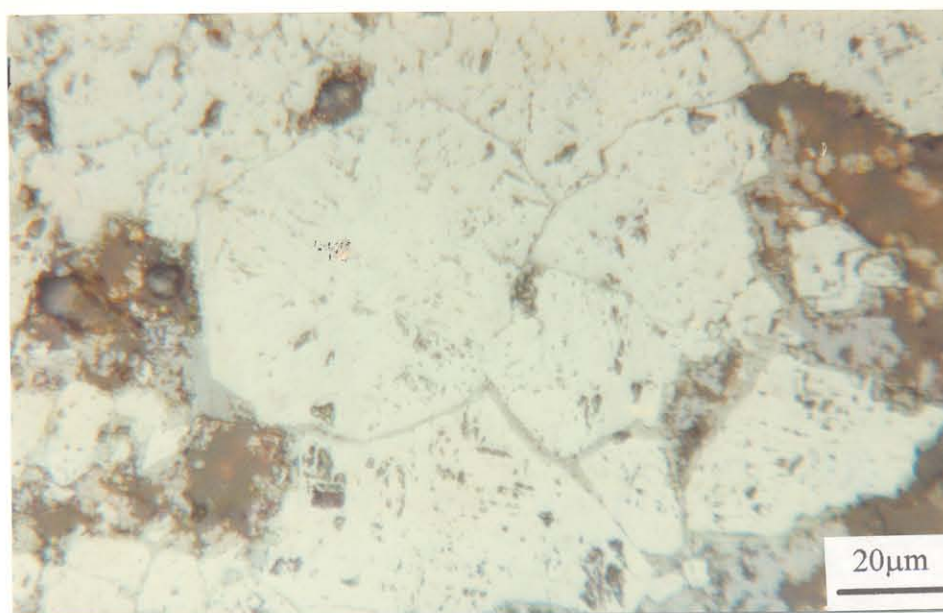
Este tipo de saprólito encontra-se entre 140 e 160 metros de profundidade e é produto de alteração da formação ferrífera (Figura 51). Seus contatos são bruscos com o xisto sotoposto e com o saprólito argiloso sobreposto.

Consiste em um material ferruginoso, friável, de coloração marrom-escura a avermelhada, composto de goethita, hematita, caolinita e quartzo em quantidades subordinadas. Na base, o saprólito comporta fragmentos de formação ferrífera fortemente alterada, enquanto que na sua porção superior ocorrem fragmentos de veios de quartzo-turmalina±fluorita±sulfetos imersos na matriz ferruginosa. Os fragmentos de formação ferrífera exibem um bandamento ressaltado pela alternância de bandas milimétricas de quartzo e magnetita. Sob o microscópio essas rochas exibem cristais euédricos a subédricos de magnetita e grãos de quartzo envoltos por uma matriz composta de goethita e hematita. A magnetita é normalmente martitizada (Figura 52A). O quartzo ocorre em agregados de cristais subédricos a anédricos, geralmente fraturados e corroídos. Localmente, este mineral comporta diminutas inclusões de calcopirita que ficaram protegidas da oxidação (Figura 52B). A goethita e a hematita preenchem os espaços entre os cristais de quartzo e de magnetita ou penetram nas fraturas desses minerais. Localmente, na matriz goethítica, destacam-se cristais reliquiais de calcopirita, bem

como diminutos flocos de prata nativa, em geral agrupados na forma de pequenos agregados.

Os fragmentos de veios são normalmente fraturados e impregnados por oxi-hidróxidos de ferro. Ao microscópio observa-se que a goethita e a hematita preenchem os espaços entre os cristais subédricos a euédricos de quartzo, turmalina e fluorita ou ocupam fraturas nesses minerais. Localmente, na matriz ferruginosa, destacam-se inúmeras cavidades com bordas irregulares, nas quais encontram-se grãos reliquiares de calcopirita, mostrando que este mineral sofreu uma dissolução apenas parcial. Da mesma forma estão presentes raros grãos de ouro e de prata nativos. O ouro ocorre na forma de partículas de 5 a 10µm de comprimento alojadas nas bordas dos cristais de quartzo (Figura 53A). A prata apresenta-se na forma de filonetes e diminutos grãos disseminados na matriz goethítica ou preenche fraturas nos cristais de quartzo e de turmalina (Figura 53B). Análises à microsonda eletrônica revelaram a seguinte composição média para 6 pontos analisados em filonetes de prata nativa: Ag= 96,4%; Pd= 0,05%; As= 0,2%; Cu= 0,02%; Fe= 3,8%; S= 0,02% e Au= 0,04%.

A)



B)

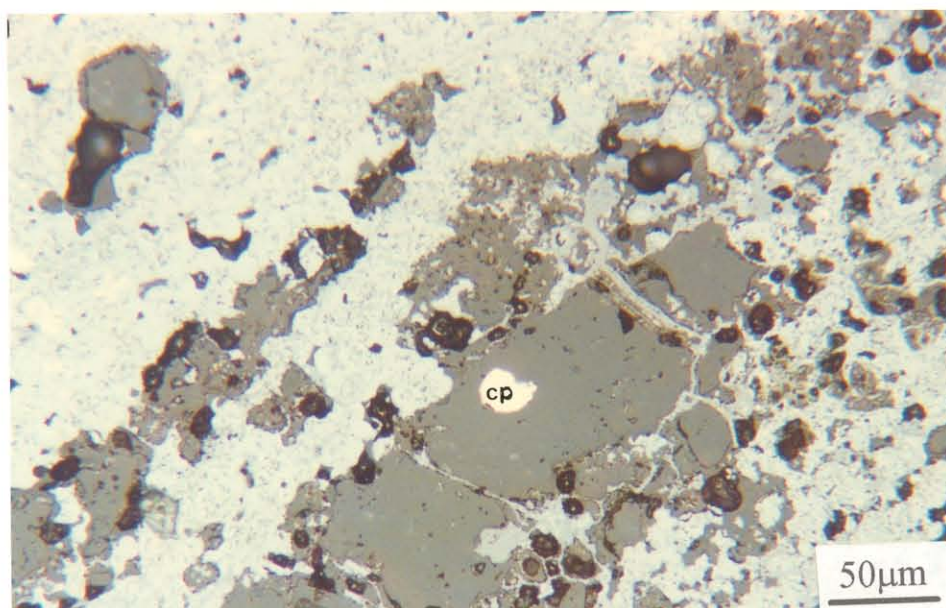
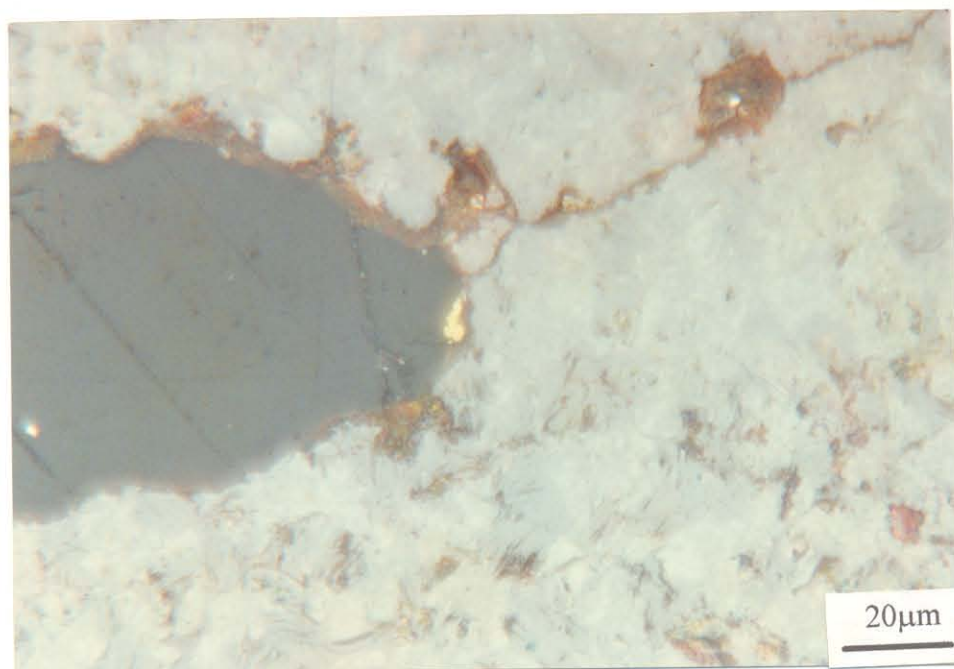


Figura (52) Fotomicrografias de produtos de alteração da formação ferrífera no setor Pojuca-Leste. (A) Cristais euédricos a subédricos de magnetita martitizada. (B) Grão reliquiar de calcopirita (CP) incluso num cristal de quartzo fortemente fraturado e corroído na matriz goethítica. (Lâmina polida; Nicóis //; amostra F71 159,4m)

(A)



(B)

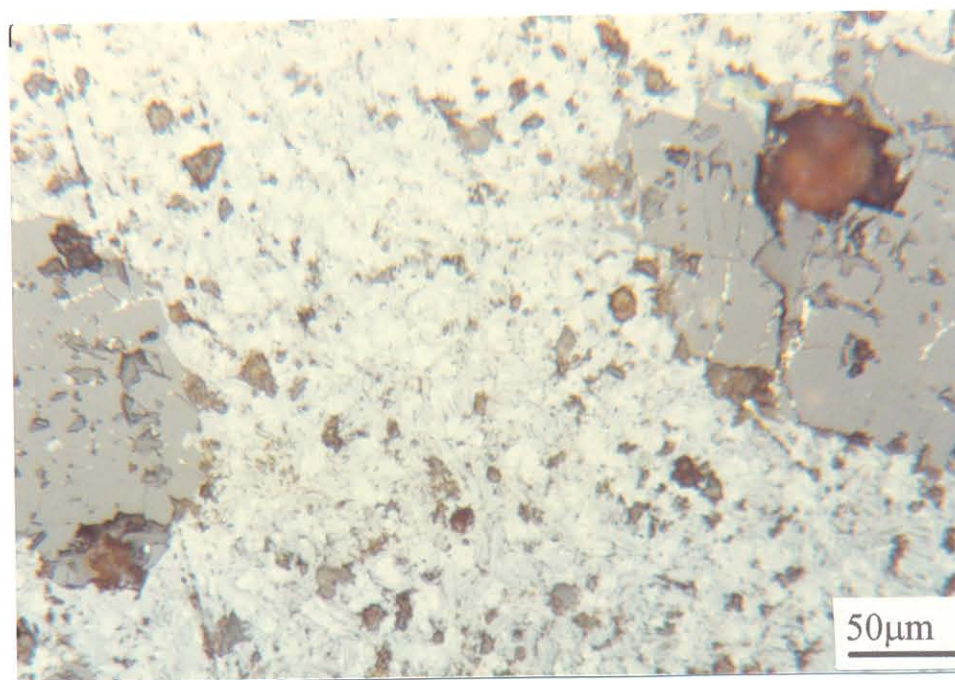


Figura (53) Fotomicrografias de veios de quartzo-turmalina-fluorita cortando o saprólito do setor Pojuca-Leste. (A) Grão reliquiar de ouro alojado na borda de um cristal de quartzo. (B) Filonetes de prata nativa (brancos) em fraturas de cristais de turmalina. (Lâmina polida; Nicóis //; amostra F/71 138,0m).

Saprólito Argiloso

Este saprólito resulta da alteração dos xistos do setor Pojuca-Leste e apresenta uma espessura de 130 metros no perfil F/71 (Figura 51). Trata-se de um material argiloso, friável, cortado por eventuais veios de quartzo com turmalina. A coloração do saprólito varia de avermelhada a amarelada nas porções mais ricas em oxi-hidróxidos de ferro, mudando, localmente, para tonalidades amarela-pálida, rosada e lilás nos níveis menos ferruginosos. Os minerais predominantes são goethita, hematita e caolinita, ocorrendo ainda gibbsita e hidrobiotita em menores quantidades. Como minerais resistatos estão presentes quartzo e turmalina. A caolinita apresenta um baixo grau de cristalinidade nas porções do saprólito mais ricas em goethita e hematita, enquanto que nos níveis menos ferruginosos - de coloração amarela-pálida - o grau de cristalinidade é sensivelmente mais elevado. Tal fato é sugerido pela maior intensidade e pela configuração aguda das reflexões basais a $7,14$ e $3,55$ $\text{\AA}^\circ$, bem como pelo aparecimento das reflexões a $3,55$; $3,44$ e $4,16$ $\text{\AA}^\circ$ na difração de raios-X. Na espectrometria de infravermelho, o aumento da cristalinidade da caolinita é indicado pela maior intensidade das bandas 3695 e 3625 cm^{-1} (DIMANCHE et al., 1974). A goethita exibe um enriquecimento gradativo em alumina em direção ao topo do horizonte saprolítico. Conforme estimado pelo método de SOLYMAR (1969) a substituição isomórfica de FeOOH por AlOOH na goethita é da ordem de 10 a 20 moles %. A hidrobiotita ocorre em traços na base do saprólito argiloso, desaparecendo entre 100 e 110 metros de profundidade. Por sua vez, a gibbsita aparece à cerca de 45 metros de profundidade, tornando-se mais abundante e melhor cristalizada em direção ao topo do saprólito. Localmente, à cerca de 22,5 metros de profundidade, o saprólito exibe um enriquecimento acentuado em gibbsita, o qual é acompanhado por uma diminuição da quantidade de caolinita neste nível. Por fim, a turmalina e o quartzo ocorrem eventualmente disseminados na matriz argilosa ou intimamente associados aos veios.

Na porção superior do saprólito, de 16 metros de profundidade até o contato com a crosta laterítica, o saprólito argiloso adquire uma coloração amarela-alaranjada, torna-se

mais compacto e a sua estrutura original desaparece completamente. O contato com a crosta laterítica sotoposta é brusco.

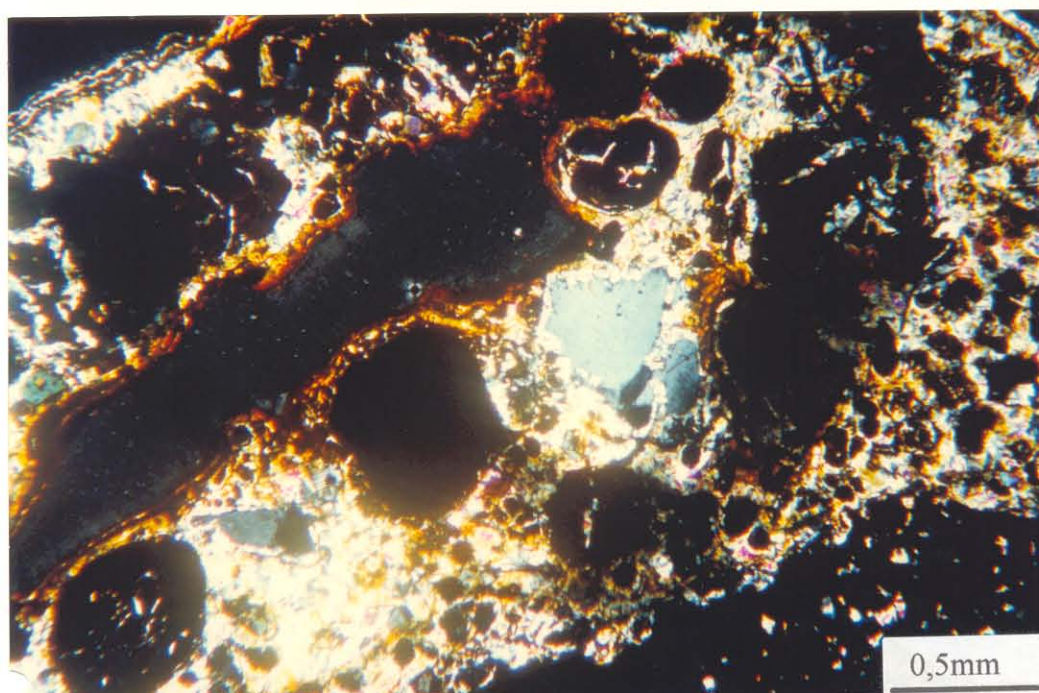
No saprólito argiloso os veios são mais frequentes nos intervalos entre 120 e 140 metros e entre 30 e 45 metros de profundidade. São compostos principalmente de quartzo, turmalina e oxi-hidróxidos de ferro. Sob o microscópio observam-se grãos corroídos e fraturados de quartzo e turmalina envoltos por uma matriz composta de goethita e hematita. Nos níveis mais profundos - entre 135 e 140 metros de profundidade - ocorrem ainda na matriz ferruginosa alguns cristais reliquiais de calcopirita e raros flocos disseminados de prata nativa.

4.3.2.3. Crosta laterítica

A crosta laterítica ocorre em afloramentos descontínuos no topo do platô de Pojuca-Leste e possui uma espessura de cerca de 9 metros no local da sondagem F/71 (Figura 51). De forma geral sua textura varia de maciça a nodular na base, para pisolítica, brechóide e cavernosa no topo. Localmente, na sua porção inferior, observam-se porções com feições pisolíticas e brechóides. É composta principalmente de goethita, hematita e gibbsita. A caolinita ocorre em quantidades subordinadas, enquanto que a turmalina e o quartzo são os principais minerais resistatos. Sob o microscópio observam-se oólitos, micro-nódulos hematíticos, bem como grãos de quartzo e de turmalina imersos em uma matriz mesocristalina de composição predominantemente gibbsítica (Figura 54A). Os oólitos são cortados por fraturas irregulares, às vezes de forma anelar ou em meia-lua. Normalmente apresentam um córtex vermelho-alaranjado de espessura irregular. À nível de detalhe observa-se que o córtex é composto por uma alternância de microcamadas concêntricas goethíticas e gibbsíticas. A análise à microsonda eletrônica mostrou que o núcleo dos oólitos é mais rico em Fe_2O_3 (85 a 88%) enquanto que o córtex apresenta teores elevados e algo similares de SiO_2 e Al_2O_3 (9 a 17%) (Tabela 18). Os micro-nódulos hematíticos são mais abundantes nas porções inferiores da couraça. Eles possuem forma irregular e apresentam-se cortados por fraturas interligadas. Nas bordas das fissuras observa-se

comumente cutanes de composição goethito-gibbsítica. A gibbsita ocorre em cristais euédricos a subédricos, normalmente zonados, preenchendo os microespaços entre os esferólitos e nódulos ferruginosos, bem como cavidades, golfos e fraturas nesses materiais (Figura 54B). Localmente, este mineral forma diminutos esferólitos na massa de gibbsita mesocristalina. As vezes, nos espaços internodulares e interesferolíticos, os cristais de gibbsita constituem franjas regulares, semelhantes aos cristaliplasmas zonados descritos por TARDY (1993) que revestem as paredes dos oólitos e nódulos hematíticos (Figura 54C). Na porção inferior da crosta, entre 6,5 e 7,5 metros de profundidade, encontra-se um horizonte aluminoso de textura maciça, composto principalmente de gibbsita meso a macrocristalina, bem como de goethita muito subordinada e de raros fragmentos de quartzo e grãos de turmalina. Os fragmentos de quartzo são subangulosos, fraturados e exibem bordas fortemente corroídas, indicando substituição pela gibbsita (Figura 54D). A turmalina ocorre em cristais euédricos a subédricos de coloração esverdeada a azulada, as vezes apresentando um forte pleocroísmo. Neste mineral as fraturas são comumente preenchidas por gibbsita mesocristalina.

(A)



(B)

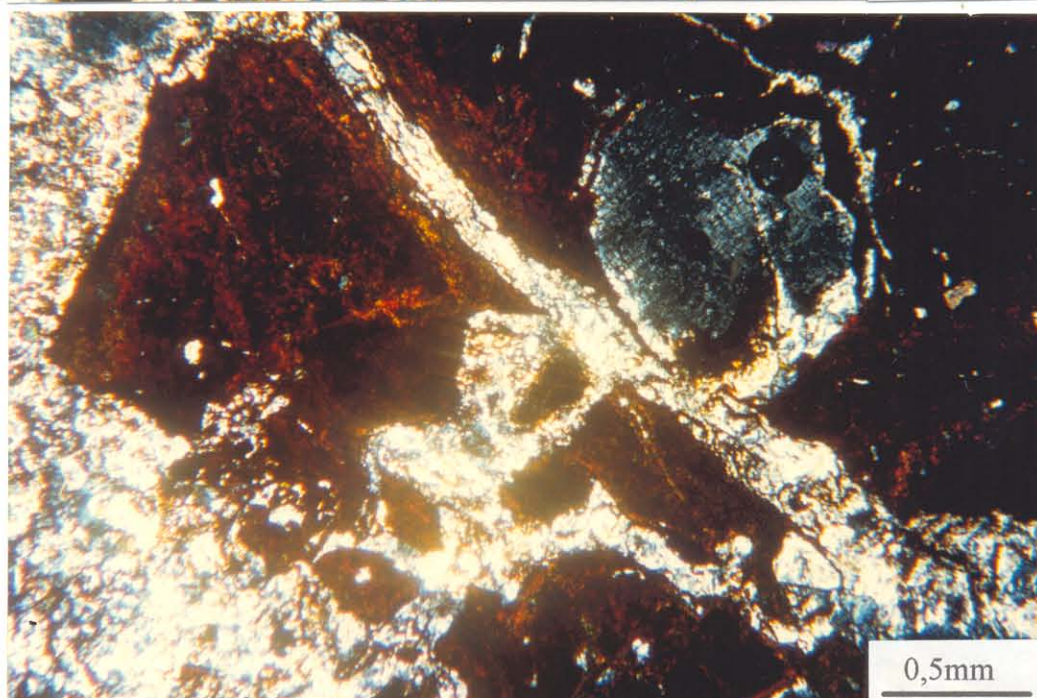
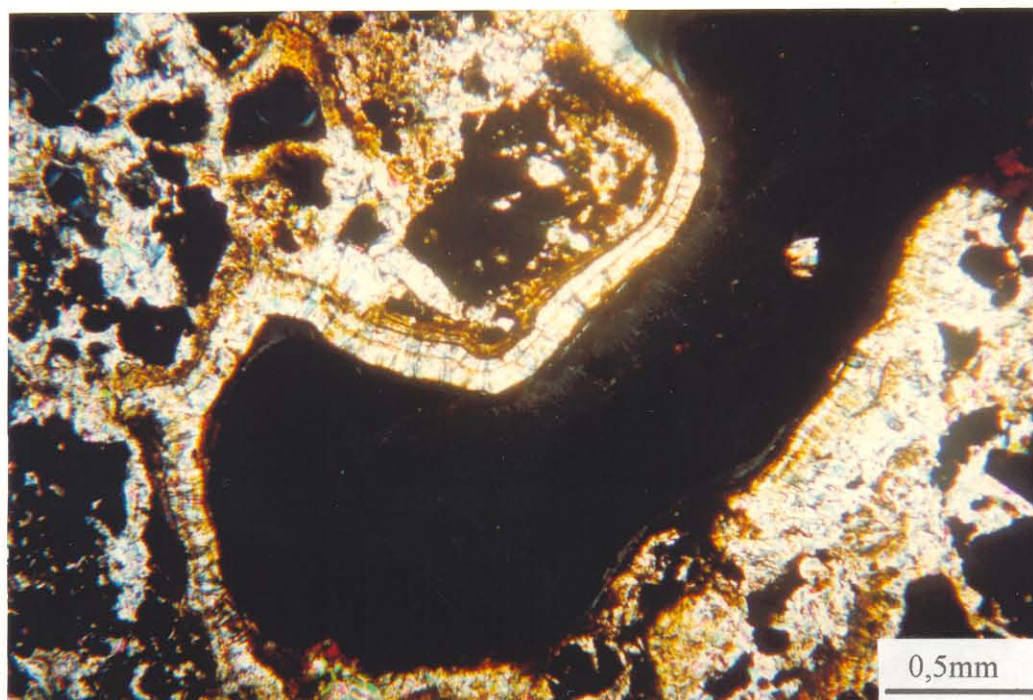


Figura (54) Fotomicrografias mostrando feições texturais da crosta laterítica do setor Pojuca-Leste. (A) Oólitos hematíticos e grãos reliquiais de quartzo e turmalina em matriz de gibbsita mesocristalina. (B) Nódulo hematítico cortado por fraturas preenchidas por gibbsita mesocristalina. Observar o cutane goethito-gibbsítico - coloração alaranjada - desenvolvido nas bordas dos nódulos ferruginosos. (Lâmina delgada; Nicóis //; amostra F/711-1,95m).

(A)



(B)

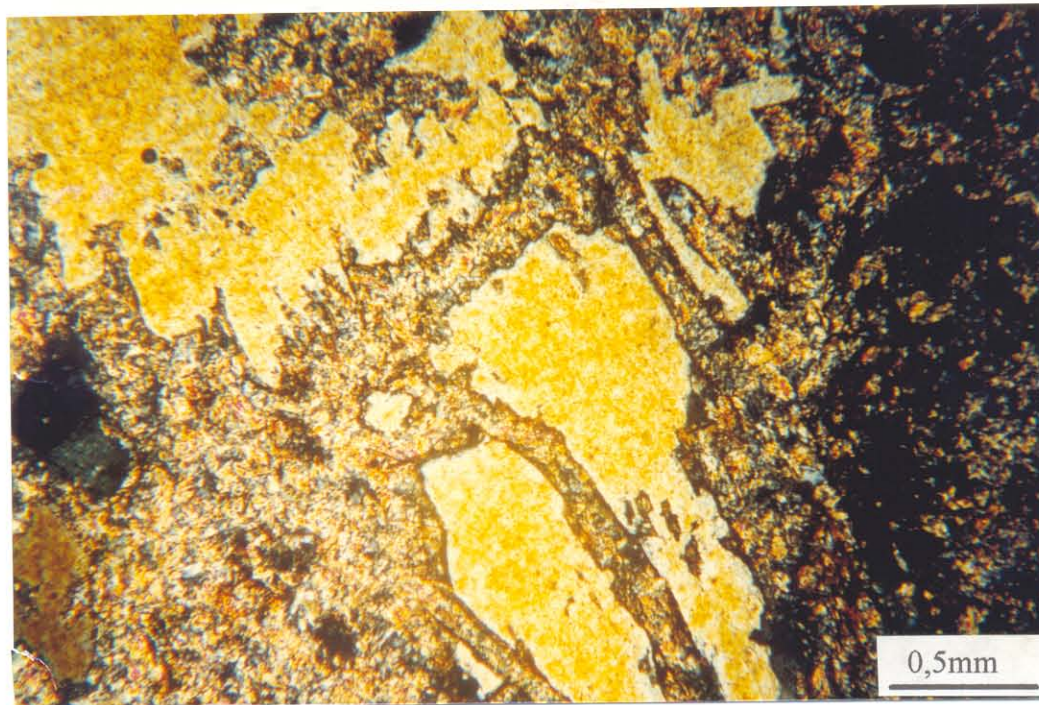


Figura (55) Fotomicrografias mostrando as feições texturais da crosta laterítica do setor Pojuca-Leste. (A) Cristaliplasma zonado de gibbsita mesocristalina revestindo as paredes de um vazio. (B) Fragmentos corroídos de um mesmo grão de quartzo parcialmente substituído por gibbsita. (Lâminas delgadas; Nicóis //; amostras F/71/ 4,5 e 6,2m)

4.4. COMPOSIÇÃO QUÍMICA DO PERFIL DE ALTERAÇÃO

4.4.1. Distribuição dos elementos maiores no perfil:

Na Tabela 17 consta a composição química de amostras coletadas em diferentes níveis do furo de sondagem F/71. A Figura 56 apresenta os teores de SiO_2 , Al_2O_3 e Fe_2O_3 ao longo deste perfil.

Nota-se que na base do perfil, a distribuição de Fe_2O_3 , SiO_2 e Al_2O_3 é controlada pela composição da rocha matriz. Com efeito, na passagem da rocha sã para o saprólito observa-se um nítido aumento do conteúdo de Fe_2O_3 , relacionado a um enriquecimento em oxi-hidróxidos de ferro. Este enriquecimento está relacionado a alteração do nível de formação ferrífera e da mineralização sulfetada dos veios que cortam o saprólito ferruginoso. Por outro lado, no saprólito argiloso, foram coletadas amostras ricas e amostras pobres em ferro (Figura 57). Nas mais ferruginosas foram encontrados normalmente fragmentos de veios de quartzo com turmalina. Tal fato indica que o enriquecimento em ferro pode ter sido causado pela oxidação dos sulfetos originalmente contidos nos veios. Por sua vez, nas amostras menos ferruginosas o teor de Fe_2O_3 é geralmente inferior ao da rocha matriz, o que sugere que elas correspondem a níveis desferrificados no saprólito.

O silício e o alumínio exibem comportamentos similares desde a base até cerca de 15 metros da superfície (Figura 57). Tal distribuição é oposta ao do ferro e marca a predominância da caolinita no saprólito argiloso. No entanto, na zona de transição do saprólito para a crosta observa-se uma forte diminuição do teor de silício e concomitante enriquecimento em alumínio, o que significa um marcante aumento do conteúdo de gibbsita e uma diminuição da quantidade de caolinita neste nível. Este enriquecimento é mais acentuado na porção inferior da crosta laterítica, correspondendo ao nível aluminoso.

Por fim, comparando-se os teores de K, Mg, Ca, Na e P_2O_5 na rocha sã e no saprólito argiloso nota-se que esses elementos apresentam forte depleção logo na parte inferior do saprólito. Por outro lado, o conteúdo diferenciado de TiO_2 permite distinguir

com clareza os produtos de alteração dos xistos (saprólito argiloso) dos da formação ferrífera (saprólito ferruginoso).

Tabela (17) Composição química (% em peso) das rochas matrizes e dos produtos de alteração encontrados no furo F/71 da área Pojuca-Leste.

Horizonte	Prof.	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	TiO ₂	CaO	MgO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	MnO	H ₂ O	Total
Crosta Laterítica													
	1,00	12,00	26,60	49,30	0,80	0,01	0,05	nd	0,01	0,60	0,07	12,40	101,84
	3,50	13,70	24,30	49,70	1,00	0,03	0,05	nd	0,02	0,60	0,06	11,50	100,96
	4,50	9,70	34,30	40,00	1,40	0,03	0,06	0,01	0,01	0,70	0,04	15,40	101,65
	6,80	6,80	36,20	38,00	1,20	0,04	0,09	nd	0,01	0,70	0,06	17,60	100,70
	8,50	5,60	26,60	52,00	0,70	0,03	0,07	0,01	0,01	0,60	0,02	15,70	101,34
Saprólito Argiloso													
	11,50	21,80	25,80	37,70	0,80	0,05	0,02	0,04	0,03	1,00	0,03	13,00	100,27
	12,50	24,00	26,90	37,04	0,94	0,05	0,03	0,02	0,01	0,80	0,01	10,20	100,00
	16,50	24,70	25,90	35,50	0,91	0,02	0,09	0,01	0,01	0,70	0,02	12,20	100,06
	19,00	20,00	28,70	40,70	0,60	0,04	0,03	0,01	0,03	0,90	0,01	9,80	100,82
*	20,00	33,80	31,80	19,80	0,90	0,04	0,03	0,01	0,03	0,80	0,01	13,10	100,32
*	24,00	34,00	31,20	19,80	0,60	0,01	0,02	0,01	0,01	0,90	0,01	13,60	100,16
*	26,50	33,60	32,20	20,00	0,84	0,20	0,40	0,03	0,01	0,70	0,01	12,50	100,49
	29,00	31,60	28,00	23,80	0,80	0,04	0,03	0,05	0,03	0,80	0,03	14,50	99,68
	32,00	28,40	27,60	33,20	0,60	0,20	0,02	0,02	0,01	1,00	0,01	9,30	100,36
	38,00	25,50	22,00	40,30	0,72	0,05	0,03	0,05	0,02	1,80	0,30	9,20	99,97
	45,00	32,80	28,60	26,50	0,90	0,20	0,03	0,02	0,03	1,40	0,20	9,50	100,18
	50,00	30,40	26,00	30,04	0,60	0,06	0,02	0,06	0,03	1,90	0,03	11,60	100,74
	55,00	33,70	31,40	20,80	0,90	0,04	0,06	0,03	0,02	1,20	0,01	12,50	100,66
	65,00	34,50	30,70	19,40	1,30	0,02	0,01	0,02	0,03	1,40	0,01	12,60	99,99
	73,00	30,60	14,40	44,00	1,70	0,01	0,01	0,02	0,02	1,20	0,10	8,50	100,56
*	78,00	34,40	31,70	15,20	1,80	0,03	0,01	0,02	0,01	2,50	0,01	13,60	99,28
	98,00	29,20	11,80	44,50	1,00	0,02	0,03	0,03	0,02	2,10	0,02	11,20	99,92
*	106,00	35,30	31,00	16,00	1,30	0,03	0,02	0,02	0,01	2,20	0,03	13,50	99,41
*	117,00	40,50	31,40	11,70	1,40	0,03	0,02	0,01	0,02	2,10	0,04	12,90	100,12
*	122,00	45,20	20,80	19,00	1,20	0,04	0,01	0,01	0,03	2,00	0,02	12,30	100,61
Frag. de veio	138,00	28,50	12,00	51,20	0,40	nd	0,04	nd	0,10	nd	0,50	7,20	99,94
Saprólito Ferruginoso													
	146,00	4,60	4,30	79,60	0,26	nd	nd	nd	0,10	0,63	0,40	10,00	99,89
	150,00	6,02	4,86	79,70	0,44	nd	nd	nd	0,08	0,26	0,50	8,01	99,87
	152,20	20,00	6,60	62,80	0,32	nd	nd	nd	0,10	0,62	0,60	9,17	100,21
**	159,00	21,40	1,90	68,60	0,20	nd	0,10	0,05	0,10	0,07	nd	7,90	100,32
Rocha Fresca													
Xisto	162,00	47,09	14,20	23,00	1,60	0,40	2,80	0,10	8,70	0,01	0,10	2,40	100,40
"	164,00	47,50	13,40	24,10	1,20	0,80	2,60	0,40	8,50	0,01	0,40	1,20	100,11

Fe₂O₃ como ferro total; nd= não detectado; ** Formação ferrífera; Prof.= Profundidade em metros; * níveis desferificados

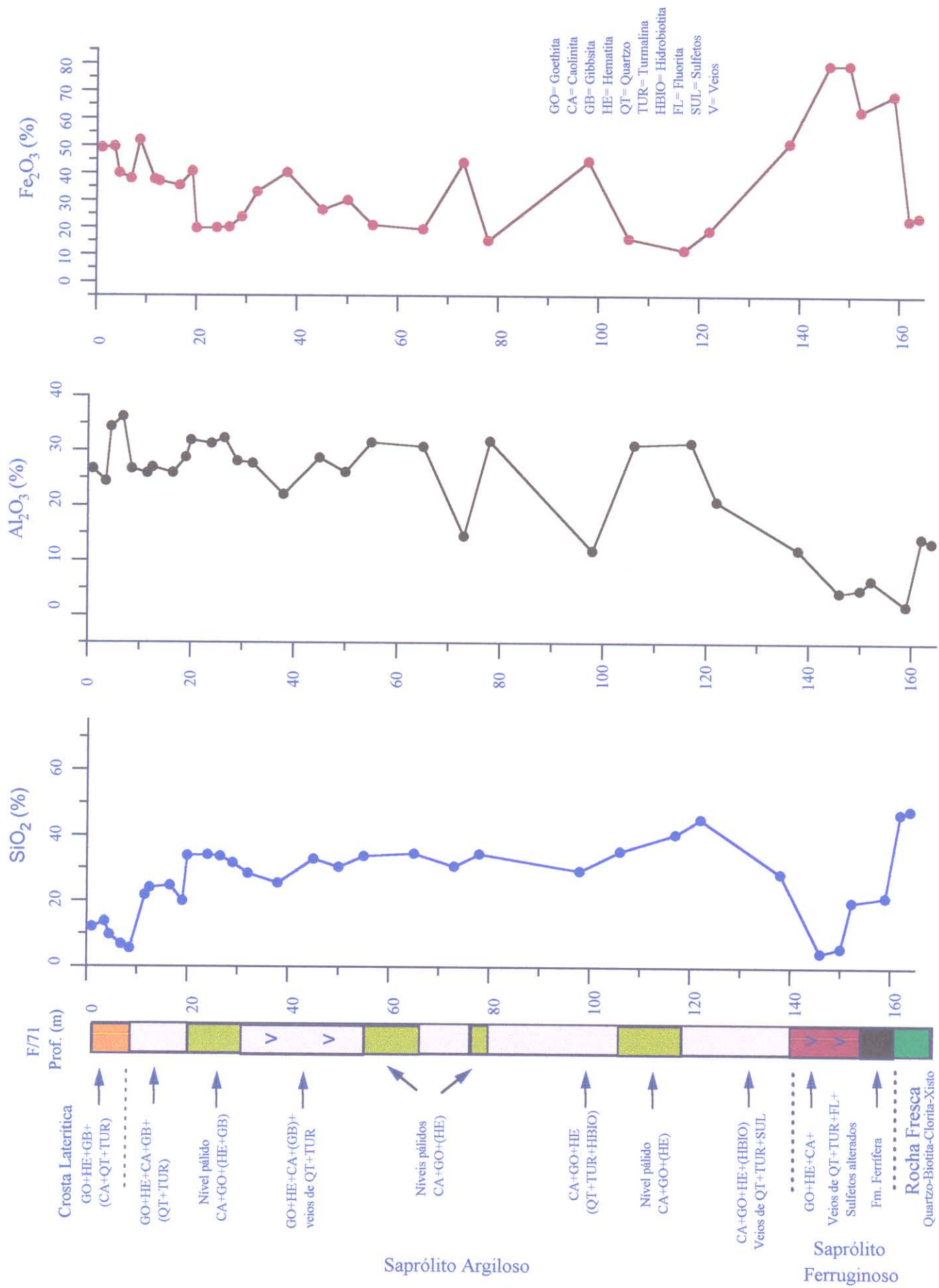


Figura (56) Distribuição de SiO₂, Al₂O₃ e Fe₂O₃ no perfil F/71 do setor Pojuca-Leste.

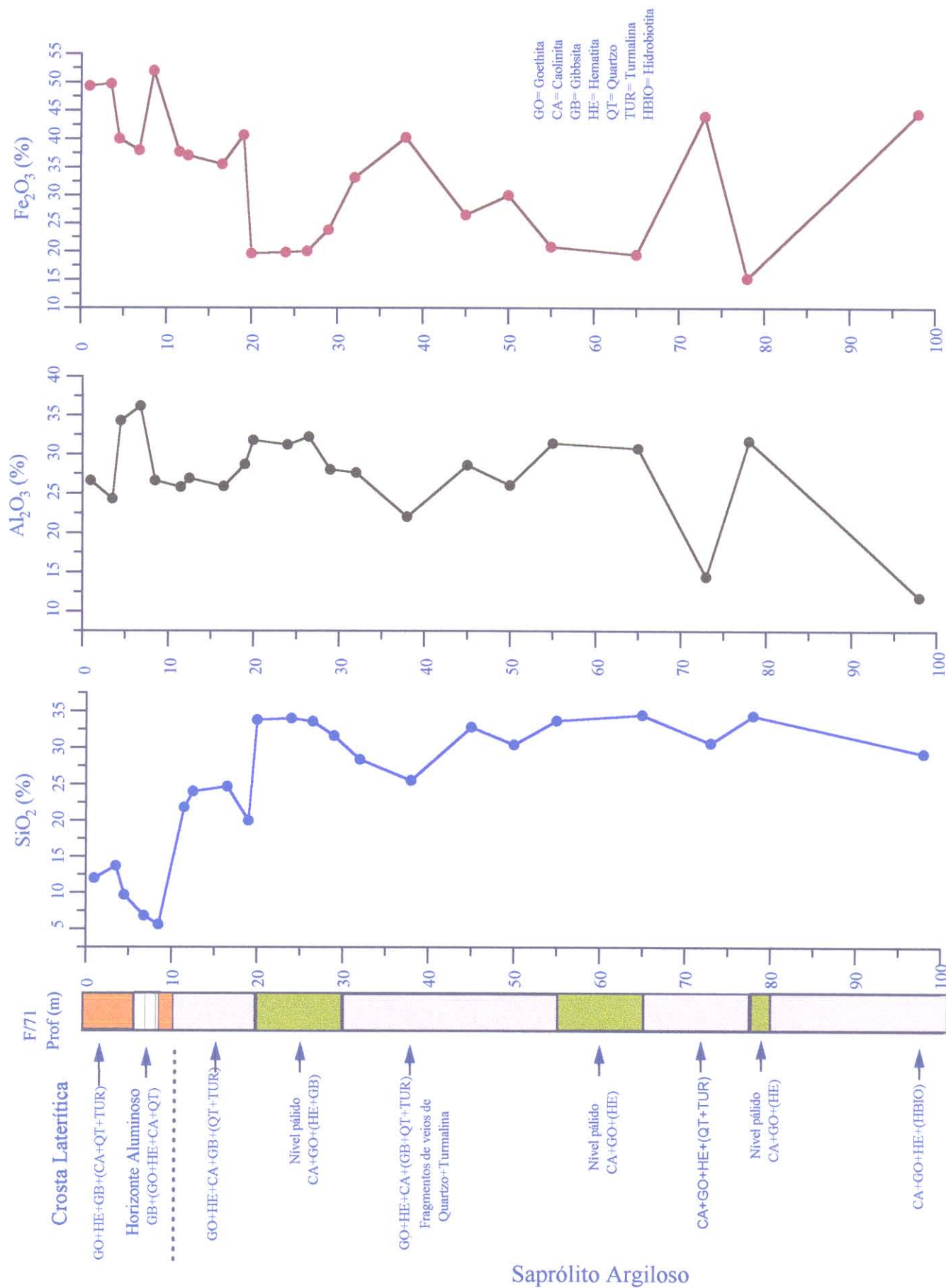


Figura (57) Detalhe da parte superior do perfil F/71 do setor Pojuca-Leste mostrando a distribuição do SiO₂, Al₂O₃ e Fe₂O₃.

4.5 EVOLUÇÃO DO PERFIL DE ALTERAÇÃO DO SETOR POJUCA-LESTE

Do mesmo modo que em outras áreas da Serra dos Carajás (KOTSCHOUBEY et al., 1989; SOUZA & KOTSCHOUBEY, 1991; SOUZA, 1993; MAURITY, 1995; MAURITY & KOTSCHOUBEY, 1995) a evolução do manto laterítico do setor Pojuca-Leste iniciou-se provavelmente no Terciário Inferior, durante a elaboração da superfície Sul-Americana. Nesta época, em condições favoráveis à lateritização - clima quente e úmido e estabilidade tectônica - desenvolveu-se um manto residual capeado por uma espessa crosta ferro-aluminosa.

Segundo os autores citados, no final do Terciário Superior e no Quaternário a região da Serra dos Carajás sofreu um progressivo soerguimento tectônico que ocasionou o aprofundamento dos perfis lateríticos e o retrabalhamento físico e químico dos produtos de lateritização mais antigos. No setor Pojuca-Leste estas transformações incluíram a degradação e a aluminização da couraça ferro-aluminosa e o espessamento do horizonte saprolítico.

Deste modo sob clima úmido e espessa cobertura vegetal, a crosta ferro-aluminosa original sofreu um acentuado processo de degradação química, conforme sugerido pelas feições pseudo-pisolíticas, pseudo-brechóides e cavernosas observadas na sua porção superior. Este fenômeno teve início com o desenvolvimento de fraturas e fissuras interconectadas, ao longo das quais as águas superficiais percolavam nos períodos de baixa pluviosidade. No entanto, nos períodos de alta pluviosidade o sistema se saturava e as águas estagnavam, permitindo a instalação de condições redutoras favoráveis à dissolução dos oxi-hidróxidos de ferro e à mobilização do ferro sob a forma de complexos orgânicos e/ou inorgânicos gerados pela degradação da matéria vegetal. A remobilização periódica do ferro ao longo dos condutos ocasionou a desagregação da couraça original, resultando na individualização de fragmentos ferruginosos de formas irregulares envoltos por um córtex goethito-gibbsítico. Nos níveis mais bem drenados a desferrificação e a migração centrípeta do ferro causou a individualização de corpos ferruginosos esféricos a ovóides (pseudo-pisólitos). O aumento da permeabilidade e da porosidade do meio

permitiu uma livre circulação das águas, cuja acidez controlada pela formação de ácidos húmicos no topo do perfil possibilitou a dissolução da matriz caolínica-gibbsítica da crosta pretérita. Tal processo gerou soluções aluminosas que migraram para as porções inferiores da couraça. Conforme sugerido pelas texturas de preenchimento, o alumínio deve ter sido transportado em grande parte na forma de soluções verdadeiras diluídas, possivelmente na forma de complexos orgânicos ou íons hidratados do tipo $\text{Al}(\text{OH})^4\text{2H}_2\text{O}$ em condições de pH 7-3 (TENYAKOV, 1973). A desestabilização dos complexos a maior profundidade em condições de Eh e pH distintas daquelas dominantes na porção superior do perfil, ou a polimerização dos íons $\text{Al}(\text{OH})^4$ provocaram a precipitação de gibbsita mesocristalina nas fraturas, fissuras, poros e espaços vazios da couraça. A acumulação de alumínio foi particularmente acentuada nas porções média a inferior da crosta. Neste nível a gibbsita substituiu parte dos nódulos ferruginosos e dos grãos de quartzo presentes na crosta original, resultando em individualização de um horizonte aluminoso maciço. Localmente, as soluções aluminosas alcançaram a porção superior do saprólito, havendo um enriquecimento em gibbsita em certos níveis deste horizonte.

Este fenômeno tardio de aluminização da crosta laterítica tem sido descrito em diferentes locais nos platôs que compõem a aba norte da serra dos Carajás (KOTSCHOUBEY et al., 1989; SOUZA & KOTSCHOUBEY, 1991; SOUZA, 1993; MAURITY, 1995; TRUCKENBRODT, et al., 1995).

O aprofundamento gradativo do perfil de alteração causado pelo soerguimento regional ocasionou a estagnação periódica do lençol freático durante os períodos de aquiescência tectônica. Nestes períodos as condições redutoras dominantes na zona saturada permitiram a lixiviação de Fe da matriz argilosa, resultando em individualização de níveis relativamente pobres em oxi-hidróxidos de ferro no saprólito. Acredita-se que este fenômeno teve uma amplitude regional na Serra dos Carajás, haja vista que no perfil laterítico da área Igarapé Bahia, ZANG & FYFE (1993) reconheceram uma zona desferrificada no saprólito - “palid zone” - com cerca de 20 metros de espessura.

4.6. DISTRIBUIÇÃO DO OURO E DO COBRE NO PERFIL DE ALTERAÇÃO

Na Figura 58 está representada a distribuição do ouro e do cobre no perfil de alteração do setor Pojuca-Leste, conforme observado nas amostras do furo de sondagem F/71. De forma geral, nota-se que a distribuição de ambos os elementos é bastante irregular ao longo do perfil. Apesar disso, duas zonas enriquecidas em ouro e cobre foram identificadas: i) uma entre 120 e 140 metros de profundidade correspondendo aos produtos de alteração da formação ferrífera e dos sulfetos contidos nos veios de quartzo-turmalina±fluorita da base do perfil e ii) outra entre 20 e 45 metros de profundidade, também relacionada a produtos de alteração de sulfetos de veios que cortam o saprólito. Na primeira os teores de ouro variam de 0,2 a 0,9 ppm, enquanto que os teores de cobre situam-se entre 0,1 e 0,4%. Na segunda, os teores de ouro e de cobre são relativamente mais elevados. O conteúdo de ouro varia de 0,2 a 1,6 ppm, ao passo que o teor de cobre situa-se entre 0,2 e 0,6%. Fora dessas zonas, o saprólito argiloso é normalmente pobre em ouro, embora, localmente, tenham sido obtidos teores de até 1,0 ppm. Da mesma forma, o teor médio de cobre no saprólito argiloso (0,15%) é inferior ao da rocha matriz (0,2%). Na crosta laterítica os teores de ouro são mais elevados na porção mediana do horizonte, onde alcançam até 0,5 ppm, porém diminuem gradativamente em direção ao topo. Da mesma forma, os teores de cobre sofrem uma diminuição progressiva da base ao topo da crosta laterítica (Figura 58).

A prata é praticamente ausente no saprólito e na crosta laterítica. No entanto, localmente, entre 134 e 138 metros de profundidade foram obtidos teores entre 0,8 e 1,6 ppm, os quais estão relacionados a presença de prata nativa na matriz ferruginosa dos veios que cortam o saprólito.

A análise estatística dos teores de ouro e de cobre nas amostras do furo F/71 não revelou correlação significativa entre esses elementos. Tal fato sugere que o ouro e o cobre tiveram comportamentos distintos no ambiente supergênico.

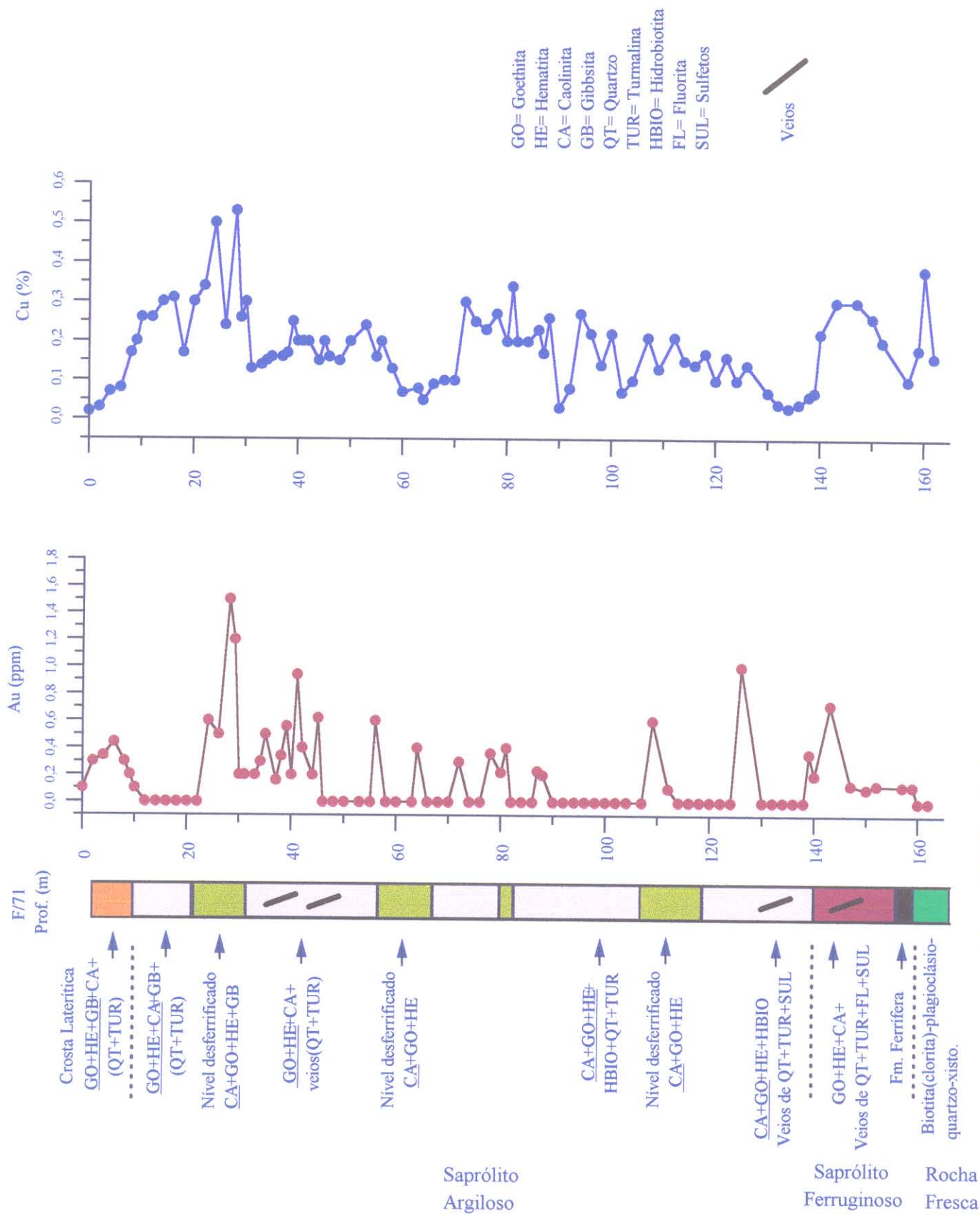


Figura (58) Distribuição do ouro e do cobre no perfil F/71 do setor Pojuca-Leste.

4.6.1. Modo de ocorrência do ouro, cobre e prata nos produtos de alteração

4.6.1.1. Ouro:

O estudo dos concentrados de batéia de 5 amostras de saprólito ferruginoso e de outras 5 de saprólito argiloso, todas referentes a zonas enriquecidas em ouro do perfil F/71, não revelou a presença de ouro livre. Tal fato sugere que sob esta forma o metal deve ser raro nos produtos de alteração da formação ferrífera e dos veios. Os minerais encontrados nos concentrados foram essencialmente turmalina e quartzo.

Por outro lado, o estudo minerográfico e a análise à microsonda de 7 amostras de crosta laterítica, 4 amostras de veios de quartzo-turmalina±sulfetos e 2 amostras de formação ferrífera, mostraram que o metal ocorre das seguintes formas nas zonas mais enriquecidas do perfil F/71: a) Em partículas microscópicas inclusas em cristais de quartzo dos veios; b) Em partículas submicroscópicas - “ouro invisível” - adsorvidas em oxi-hidróxidos de ferro, produtos da alteração dos sulfetos dos veios; c) Em partículas submicroscópicas inclusas nos cristais martitizados de magnetita da formação ferrífera e d) Em partículas submicroscópicas adsorvidas em oxi-hidróxidos de ferro e alumínio na crosta laterítica.

a) Grãos de ouro visíveis ao microscópico ótico

As partículas de ouro de dimensões microscópicas são aparentemente raras nas amostras investigadas. Neste estudo foi encontrada apenas uma partícula numa amostra de veio encaixado no saprólito ferruginoso. O grão possui comprimento de cerca de 10µm e está alojado na borda de um cristal reliquiar de quartzo (Figura 53A). As dimensões reduzidas da partícula dificultou a sua análise à microsonda eletrônica, porém, o seu modo de ocorrência indica tratar-se de ouro primário residual.

b) Ouro invisível

Nas amostras de formação ferrífera, veios e crosta laterítica o ouro de dimensões submicroscópicas foi localizado através de análises à microsonda eletrônica, utilizando-se o mesmo método empregado para as amostras da área Salobo. As análises sugerem que na formação ferrífera o ouro ocorre na forma de inclusões submicroscópicas nos cristais martitizados de magnetita. Neste mineral a distribuição do metal é bastante regular, visto que dos 20 pontos analisados todos deram resultado positivo para ouro com teor médio de 323 ppm. Nos veios o ouro ocorre adsorvido pelos produtos ferruginosos que ocupam espaços entre os fragmentos de quartzo e os grãos de turmalina. Nesses produtos a distribuição do ouro é algo regular, uma vez que dos 10 pontos analisados, 8 deram resposta positiva para ouro com teor mínimo de 116 ppm e teor máximo de 1600 ppm. Por sua vez, na crosta laterítica o ouro mostra uma distribuição mais irregular dependendo do tipo de material analisado. Nos nódulos ferruginosos o ouro foi detectado em 10 dos 14 pontos analisados, apresentando um conteúdo mínimo de 90 ppm e máximo de 1200 ppm (Tabela 18). No córtex goethítico-aluminoso dos nódulos hematíticos o ouro foi identificado em 36 dos 60 pontos analisados, revelando um teor mínimo de 280 ppm e teor máximo de 1700 ppm. Por fim, na matriz gibbsítica o ouro foi detectado em 42 dos 62 pontos dosados, exibindo um conteúdo mínimo de 260 ppm e máximo de 1900 ppm (Tabela 18). Esses dados explicam os teores mais elevados de ouro na porção mediana a inferior da couraça laterítica, especificamente no domínio do nível aluminoso.

Em síntese, conclui-se que nos produtos de alteração do perfil F/71 o ouro ocorre principalmente na forma de “ouro invisível”. Sob esta forma o metal está presente nos oxihidróxidos de ferro derivados da alteração da mineralização sulfetada e nos produtos ferro-aluminosos da crosta laterítica.

4.6.1.2. Cobre

Quanto ao cobre, foram observadas duas formas de ocorrência deste elemento nos produtos de intemperismo: i) em grãos reliquiares de calcopirita na formação ferrífera e nos veios de quartzo-turmalina e ii) fixado nos oxi-hidróxidos de ferro derivados da alteração dos sulfetos dos veios e nos oxi-hidróxidos de ferro e alumínio da crosta laterítica. No primeiro caso, o cobre apresenta-se na forma de diminutos grãos de calcopirita que ficaram protegidos da oxidação pela ganga de quartzo (Figura 52B). No segundo, as análises feitas à microsonda mostraram que os teores de cobre variam de 300 a 1100 ppm nos produtos ferruginosos dos veios e alcançam até 1500 ppm no material ferro-gibbsítico da crosta laterítica (Tabela 18).

4.6.1.3. Prata

Por fim, a prata ocorre de duas formas nos produtos secundários: i) em diminutos grãos de Ag^0 disseminados nos produtos ferruginosos dos veios e ii) sob a forma “invisível” fixada pelos oxi-hidróxidos de ferro dos veios e pelos produtos ferro-aluminosos da crosta laterítica.

Com base nos dados obtidos conclui-se que os oxi-hidróxidos de ferro e alumínio fixaram quantidades significativas de elementos metálicos liberados durante a alteração do minério sulfetado no setor Pojuca-Leste.

Tabela (18) Teores de SiO₂ (%), Al₂O₃ (%), Fe₂O₃ (%), Au (ppm), Cu (ppm) e Ag (ppm) na matriz ferruginosa dos veios e na crosta laterítica do setor Pojuca-Leste. Análises à microsonda eletrônica.

Material	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	Au	Cu	Ag	Total
	4,08	3,70	71,94	116	nd	nd	79,72
	3,40	1,90	65,22	120	nd	nd	70,52
	1,80	1,50	81,00	nd	310	100	84,30
Matriz ferruginosa	7,22	6,60	67,00	750	430	nd	80,82
de veio de	2,96	2,00	78,90	nd	720	310	83,86
quartzo+turmalina+	2,71	2,30	78,50	560	980	160	83,51
sulfetos	3,30	1,50	80,70	570	1100	130	85,50
	3,20	1,50	80,20	300	nd	150	84,90
	2,80	2,20	78,00	1600	420	160	83,00
	3,30	1,30	81,30	200	nd	270	85,90
Crosta							
	0,20	0,20	85,80	170	nd	nd	86,20
	1,63	1,12	83,26	170	950	nd	86,01
	0,15	0,20	88,72	730	510	800	89,07
	0,16	0,21	88,40	1200	nd	nd	88,77
Nódulo	0,13	0,20	88,90	790	nd	nd	89,23
Ferruginoso	0,16	0,20	88,70	360	nd	nd	89,06
	0,40	0,80	87,60	600	nd	250	88,80
	0,05	0,06	88,00	170	nd	460	88,11
	0,02	0,07	87,70	90	1300	70	87,79
	0,10	0,10	88,80	720	nd	nd	89,00
	12,66	14,05	51,21	370	340	260	77,92
	15,46	14,25	49,90	460	560	nd	79,61
	14,00	13,30	51,80	930	nd	nd	79,10
	19,50	19,00	40,00	570	nd	nd	78,50
	15,60	14,20	47,70	280	450	nd	77,50
	10,80	10,80	56,40	1500	960	80	78,00
Córtex	12,20	12,10	54,70	1000	1500	110	79,00
Ferro-alumminoso	13,70	12,90	53,10	280	230	nd	79,70
	12,30	11,70	54,80	460	340	nd	78,80
	13,90	12,90	51,10	890	680	410	77,90
	18,40	18,90	50,40	760	410	nd	87,70
	12,80	12,20	50,40	840	110	1100	75,40
	9,80	9,70	55,60	1700	1400	nd	75,10
	12,20	11,90	53,40	1400	1200	nd	77,50
	17,80	16,60	42,90	660	800	380	77,30
	0,03	82,10	0,02	380	nd	260	82,15
	nd	81,50	nd	650	nd	200	81,50
	0,01	76,20	0,05	1600	nd	nd	76,26
	0,15	62,10	1,00	1100	560	nd	63,25
	0,20	72,60	0,30	1000	310	390	73,10
	nd	81,20	nd	910	nd	130	81,20
	nd	80,50	0,03	1900	nd	nd	80,50
Matriz Gibbsítica	0,06	82,80	0,09	780	nd	nd	82,95
	0,02	85,80	0,04	510	880	390	85,86
	0,08	84,20	0,08	910	710	200	84,36
	0,06	80,80	0,03	380	nd	330	80,89
	nd	83,00	0,04	520	nd	860	83,04
	0,05	71,10	3,50	510	310	nd	74,65
	0,04	78,00	0,10	380	nd	nd	78,14
	0,10	81,50	0,02	260	nd	530	81,62

nd= não detectado.

4.7. GÊNESE DA MINERALIZAÇÃO AURÍFERA SUPERGÊNICA DO SETOR POJUCA-LESTE

A distribuição do ouro no perfil de alteração do setor Pojuca-Leste e a sua forma de ocorrência nos produtos secundários sugerem o seguinte comportamento do metal durante a evolução do manto laterítico:

A mineralização aurífera primária contida nos veios de quartzo-turmalina±fluorita±sulfetos e na formação ferrífera sofreu poucas modificações no ambiente supergênico. Tal fato é sugerido pela estreita relação entre os teores elevados de ouro e os produtos de alteração das rochas hospedeiras do minério primário. Assim, acredita-se que, no caso dos veios, parte do ouro presente na forma de microinclusões nos cristais de quartzo ficou protegido da ação das soluções supergênicas. Do mesmo modo, as partículas submicroscópicas de ouro inclusas na magnetita, ficaram preservadas nos cristais de hematita derivados da martitização desse mineral. Tais fatos indicam que os teores anômalos de ouro encontrados no perfil de alteração do setor Pojuca-Leste são principalmente o resultado de um enriquecimento relativo.

Acredita-se, no entanto, que uma parte menor do ouro, ocorrendo na forma de microinclusões nos sulfetos sofreu uma fraca remobilização durante a oxidação desses minerais. Tal suposição apoia-se nos seguintes fatos: - a coincidência dos teores elevados de ouro e cobre tanto no saprólito ferruginoso como nos produtos de alteração dos veios sulfetados; - a existência de “ouro invisível” nos oxi-hidróxidos de ferro derivados da alteração dos sulfetos contidos nos veios e na formação ferrífera; a ocorrência de teores significativos de ouro no saprólito sem a presença de veios; e a ocorrência de prata nativa na matriz ferruginosa dos veios. Com base nessas constatações propõe-se a seguinte interpretação:

Os sulfetos primários (calcopirita e bornita) contidos nos veios encaixados no pacote de xistos ou disseminados nas formações ferríferas foram oxidados na zona não saturada situada acima do nível freático. A dissolução desses minerais, possibilitou a liberação do cobre, do ferro, do ouro e da prata inicialmente contidos nos mesmos. Uma

vêz em solução estes elementos foram mobilizados e rapidamente redepositados na própria zona de oxidação. Em detalhe este processo deu-se da seguinte forma: considerando-se a distribuição irregular da bornita e da calcopirita no minério primário (veios e formação ferrífera), as condições pouco ácidas geradas por estes minerais no meio supergênico (BLANCHARD, 1968) e o efeito neutralizador dos silicatos da rocha hospedeira, é provável que durante a oxidação dos sulfetos, as condições de pH tenham sido levemente ácidas a neutras. Supõe-se que nestas condições o ouro e a prata foram fracamente mobilizados na forma de tiosulfatos - $\text{Au}[(\text{S}_2\text{O}_3)_2]^{3-}$ e $\text{Ag}[(\text{S}_2\text{O}_3)_2]^{3-}$ - (WEBSTER, 1986; STOFFREGEN, 1986). A rápida oxidação e/ou redução desses complexos na zona de flutuação do lençol freático e posterior adsorção dos metais pelos coloides de hidróxidos de ferro causaram a fixação do ouro e da prata pela goethita e a precipitação de prata nativa. No caso do cobre, uma parte deste elemento foi solubilizada na forma de sulfato (BLANCHARD, 1968; NICKEL, 1983) e rapidamente adsorvida pelos produtos ferruginosos neoformados; outra parte ficou retida sob a forma de sulfetos originais encapsulados pelos cristais de quartzo (veios) ou de magnetita (formação ferrífera).

Após a individualização de uma crosta ferro-aluminosa na parte superior do manto residual, houve um lento soerguimento tectônico que ocasionou o espessamento do perfil de alteração e a incisão do relêvo na área Pojuca. Nesta ocasião, é possível que a descida gradativa do lençol freático tenha sido marcada por paradas temporárias, durante as quais ocorreram novos fenômenos de solubilização e de reprecipitação do ouro (cobre e prata). No entanto, a redistribuição do ouro ocorreu basicamente nos domínios dos corpos de minério primário. Apenas, localmente, o metal parece ter migrado a maior distância, além do contato com a rocha encaixante.

No decorrer da degradação química da crosta, sob condições de clima úmido e espessa cobertura vegetal, teve lugar uma redistribuição complementar do ouro na parte superior do perfil. A transformação da matéria orgânica em superfície criou condições redutoras e levemente ácidas favoráveis à mobilização do ouro na forma de complexos e/ou coloides orgânicos (ONG & SWANSON, 1969; BAKER, 1978; BERGERON & HARRISON, 1989; VLASSOPOULOS et al., 1990; BOWELL et al., 1993). A deposição

do ouro deu-se principalmente na porção inferior da couraça através de um mecanismo de atração eletrostática entre os complexos e/ou coloides auríferos de carga negativa e os coloides ferro-aluminosos de carga positiva, conforme demonstrado nos trabalhos de ENZWEILLER & JOEKES (1991).

Em síntese conclui-se que a concentração do ouro no perfil de alteração do setor Pojuca-Leste deu-se principalmente por enriquecimento relativo e muito subordinadamente por enriquecimento absoluto. Neste último caso, a dissolução e a reprecipitação do ouro ocorreram basicamente dentro dos limites dos corpos de minério primário (veios e formação ferrífera).

Esta fraca remobilização do ouro deve-se provavelmente aos seguintes fatores:

- Os baixos conteúdos e a distribuição irregular do ouro no minério primário (veios e formação ferrífera);
- A proteção das partículas de ouro pelos cristais de quartzo dos veios e pelos cristais de magnetita das formações ferríferas;
- As condições de Eh e pH pouco favoráveis à estabilidade dos tiosulfatos ou a escassez desses últimos no ambiente.

5. COMPARAÇÃO DAS ÁREAS ESTUDADAS E CONCLUSÕES GERAIS

5.1. OURO NO MINÉRIO PRIMÁRIO:

O ouro primário da jazida do Salobo está contido principalmente nas formações ferríferas hospedeiras do minério de cobre. Nessas rochas o ouro ocorre na forma de inclusões microscópicas e submicroscópicas (“ouro invisível”) nos cristais de magnetita e nos sulfetos primários (bornita, calcocita e calcopirita) e muito raramente, em partículas visíveis a olho desarmado nos veios de quartzo-carbonato-clorita que cortam as formações ferríferas. Visto que a magnetita é o mineral mais abundante nas formações ferríferas, representando em alguns casos até 90% do volume dessas rochas, conclui-se que este mineral hospeda a maior parte do ouro primário do Salobo.

A composição de uma partícula de ouro encontrada num veio revelou teores elevados de prata (máximo de 16,5%) e de cobre (máximo de 8,4%) e um índice de pureza (“fineness”) variando de 821 na borda a 874 no centro da partícula.

No setor Pojuca-Leste, o ouro primário ocorre igualmente associado ao minério sulfetado de cobre. Está contido em veios de quartzo com turmalina-fluorita-sulfetos que cortam aleatoriamente um espesso pacote de quartzo-biotita-xistos, bem como em lentes de formação ferrífera intercaladas neste último. Nessas rochas o ouro apresenta-se na forma de inclusões submicroscópicas (“ouro invisível”) na calcopirita contida nos veios, nos xistos e nas formações ferríferas; de inclusões submicroscópicas nos cristais de magnetita das formações ferríferas e em raras partículas de dimensões microscópicas inclusas no quartzo dos veios. A análise dessas últimas à microsonda eletrônica revelou que o ouro é bastante impuro e apresenta uma composição próxima da do electrum (“fineness”=809).

Observa-se que em ambas as áreas o ouro está intimamente associado ao minério de cobre e constitui dois tipos de mineralização: um tipo singenético, ou seja, contido em formações ferríferas e um tipo epigenético, em veios. Na área Salobo o tipo singenético é

de longe o mais importante, tendo em vista a pouca abundância de veios na jazida. No setor Pojuca-Leste, por sua vêz, a mineralização aurífera é principalmente de natureza epigenética.

5.2. COBERTURA DE ALTERAÇÃO:

O manto de intemperismo da jazida do Salobo foi desenvolvido sobre um substrato heterogêneo, composto de um espesso pacote de metagrauvas e de corpos lenticulares de formação ferrífera intercalados. O perfil de alteração é constituído, da base ao topo, por um horizonte de transição, um horizonte saprolítico e pelo colúvio. Os dois primeiros horizontes exibem variações laterais, texturais e mineralógicas, que refletem a composição heterogênea e a disposição subvertical dos pacotes rochosos que compõem o substrato. O intemperismo das rochas estéreis (metagrauvas) deu origem a um saprolito rico em argilominerais - hidrobiotita, esmectita e caolinita - derivados principalmente da alteração da biotita. Por sua vez, a alteração das formações ferríferas mineralizadas a sulfetos de cobre originou um saprolito ferruginoso e uma zona de sulfetos supergênicos (covelita, digenita) sobreposta por uma zona de minerais oxidados (malaquita, azurita, cuprita, Cu° , Ag°) no domínio abrangendo o topo da rocha sã e a parte inferior do horizonte de transição.

No setor Pojuca-Leste o manto de alteração desenvolveu-se igualmente sobre uma rocha matriz heterogênea, constituída por um espesso pacote de quartzo-biotita-xisto, no qual encontram-se intercaladas eventuais lentes de anfibolito e de formações ferrífera. Enxames irregulares de veios de quartzo-turmalina-fluorita-sulfetos cortam este conjunto. O perfil de intemperismo é composto da base ao topo por um espesso horizonte saprolítico e por uma crosta laterítica ferro-aluminosa. O saprolito exhibe variações composicionais relacionadas à heterogeneidade da rocha matriz. É constituído principalmente por caolinita, goethita e hematita, porém, torna-se mais rico em oxi-hidróxidos de ferro quando formado pela alteração das formações ferríferas ou nas imediações dos veios sulfetados. Níveis desferrificados no saprolito seriam resultantes da estagnação do lençol freático em determinados períodos do seu progressivo rebaixamento. Durante essas fases, em condições mais redutoras, teria havido remoção parcial do ferro. A crosta laterítica é matura em termos texturais e mineralógicos, e composta principalmente de goethita,

hematita, gibbsita e de quantidade menor de caolinita. Na sua porção média/inferior distingue-se um nível aluminoso, o qual invade localmente o nível superior do saprólito.

Nota-se que os perfis do Salobo e de Pojuca-Leste apresentam diferenças quanto à sua estruturação. Segundo a classificação de BUTT & ZEEGERS (1989) o perfil de alteração da área Pojuca-Leste é do tipo completo enquanto que o da área Salobo é do tipo truncado. Tal fato é resultado da erosão diferencial que atuou nessas áreas na ocasião do soerguimento tectônico regional ocorrido no final do Terciário Superior e no Quaternário (SOUZA & KOTSCHOUBEY, 1991; MAURITY & KOTSCHOUBEY, 1995). No setor Pojuca-Leste a espessa crosta ferruginosa resistiu à erosão, preservando o perfil de alteração completo e sustentando até o presente um relêvo tabular bem destacado. Por outro lado, na área Salobo, a degradação e remoção da crosta, expôs as partes superiores do perfil a intensa erosão, o que permitiu somente a preservação da porção intermediária a inferior do saprólito.

Outra diferença entre os dois perfis de alteração refere-se à presença de mineralizações supergênicas de cobre. Na área Salobo desenvolveu-se uma associação de sulfetos e óxidos secundários deste metal, enquanto que no setor Pojuca-Leste estes minerais são aparentemente ausentes. Tal diferença deve-se provavelmente à abundância da mineralização sulfetada. Na área Salobo a maior quantidade e a distribuição mais homogênea dos sulfetos de cobre nas formações ferríferas gerou, no ambiente supergênico, condições de Eh e pH mais propícias à mobilização e reprecipitação do cobre. No setor Pojuca-Leste, estas condições foram comparativamente menos favoráveis devido ao menor volume e a distribuição mais irregular dos sulfetos de cobre nos veios e nas formações ferríferas.

5.3. OURO NO MINÉRIO SECUNDÁRIO:

A mineralização aurífera secundária do Salobo encontra-se exclusivamente nos produtos de alteração das formações ferríferas. O metal exibe um enriquecimento mais significativo em dois níveis no perfil de alteração: um na sua base, nas zonas de sulfetos supergênicos e de minerais oxidados de cobre e outro na porção mediana do saprólito ferruginoso. Nesses produtos secundários o ouro ocorre na forma de partículas de dimensões microscópicas (7 a 30 μm) inclusas em cristais reliquiais de magnetita ou alojadas em fraturas nesse mineral; em partículas de dimensões submicroscópicas inclusas nos cristais de hematita resultantes da martitização da magnetita e em partículas de dimensões submicroscópicas adsorvidas pela goethita. A análise das partículas encontradas na magnetita revelou teores de ouro entre 85 e 90%, bem como conteúdos significativos de cobre (de 0,9 a 5,8%) e de prata (de 3,8 a 12,4%), além de traços de ferro e de bismuto. Tal composição é algo similar à do ouro primário e sugere tratar-se de partículas residuais. Por outro lado, as ínfimas partículas de ouro associadas à goethita mostraram maior índice de pureza, o que aponta uma possível origem secundária.

A mineralização aurífera supergênica do Salobo formou-se por enriquecimento relativo e absoluto. O metal contido originalmente nas formações ferríferas, sob a forma de inclusões microscópicas e submicroscópicas na magnetita ou ocorrendo em raras partículas nas vênulas de quartzo-carbonato-clorita, comportou-se de forma praticamente inerte durante o intemperismo. A ação protetora da magnetita, mineral bastante refratário ao intemperismo, permitiu a preservação das partículas de ouro nos cristais de hematita resultantes da martitização desse mineral. Deste modo, levando-se em conta a abundância da hematita e da goethita nos produtos de alteração, conclui-se que estes minerais são os principais hospedeiros do ouro no minério secundário do Salobo. No entanto, uma quantidade menor de ouro foi liberada junto com o cobre, o ferro e a prata durante o processo de oxidação dos sulfetos de cobre (calcopirita, bornita, calcocita). Neste processo, as soluções moderadamente ácidas geradas pela oxidação dos sulfetos foram neutralizadas pela ganga rica em carbonatos, o que gerou condições neutras a levemente

alcalinas favoráveis à mobilização do ouro e da prata na forma de tiosulfatos. Estes elementos precipitaram em seguida, após a oxidação e/ou redução dos complexos na zona de flutuação do lençol freático, sendo imediatamente adsorvidos pelos coloides de hidróxidos de ferro neoformados. O cobre, por sua vez, foi solubilizado na forma de sulfato e em seguida reprecipitado após desestabilização deste complexo. Na zona redutora, através de troca iônica com os sulfetos primários, originaram-se a covelita e a digenita, enquanto que na zona de flutuação do lençol freático e logo acima, em condições mais oxidantes, formaram-se o cobre nativo e a cuprita. A reação dos sulfatos com os carbonatos constituintes da ganga ocasionou a formação da malaquita e da azurita.

Em cada nova fase de rebaixamento do lençol freático, subsequente a um período de estagnação, foi reativada a oxidação dos sulfetos primários e a redistribuição de Au, Cu e Ag na base do perfil. Concomitantemente, na zona de enriquecimento supergênico previamente formada, os metais foram submetidos à lixiviação parcial e transferidos para níveis mais profundos no perfil.

A lixiviação mais acentuada na parte superior da cobertura de alteração provocou uma redistribuição complementar de Au, Cu e Ag nesta parte do perfil. Nesta fase o ouro foi provavelmente mobilizado na forma de complexos/coloides hidratados e/ou orgânicos e posteriormente adsorvido pelos oxi-hidróxidos de ferro do saprólito. Mecanismo semelhante deve ter ocasionado a migração e reprecipitação do cobre e da prata.

Tal evolução supergênica em várias fases resultou em formação de vários níveis de enriquecimento em ouro, cobre e prata no perfil.

Concomitantemente com o rebaixamento do nível freático e o aprofundamento do perfil de alteração a erosão removeu a parte superior do perfil original e provocou a redistribuição mecânica do ouro em depósitos coluviais.

Com base no exposto, acredita-se, portanto, que a concentração secundária do ouro na área Salobo deu-se principalmente por enriquecimento relativo e apenas subordinadamente por enriquecimento absoluto, tendo em vista a associação preferencial do ouro primário com a magnetita, o mineral mais abundante nas formações ferríferas.

Na área Pojuca-Leste a mineralização aurífera secundária ocorre essencialmente nos produtos de alteração de sulfetos nos veios, no saprólito derivado da alteração de formação ferrífera e na crosta ferro-aluminosa. Nesses produtos secundários o metal apresenta-se na forma de raras partículas residuais (tamanho entre 5 e 10µm) contidas nos veios de quartzo-turmalina±sulfetos; de partículas submicroscópicas inclusas em cristais martitizados de magnetita da formação ferrífera; de partículas submicroscópicas fixadas pelos produtos ferruginosos formados pela oxidação dos sulfetos dos veios e de partículas submicroscópicas adsorvidas pelos oxi-hidróxidos de ferro e de alumínio da crosta laterítica. Além do ouro os oxi-hidróxidos de ferro comportam traços de cobre e de prata, sugerindo que esses minerais foram bastante eficientes na captação dos elementos metálicos liberados durante a alteração do minério primário.

Como observado na área Salobo, a concentração do ouro no manto de alteração do setor Pojuca-Leste deu-se principalmente por enriquecimento relativo e só subordinadamente por enriquecimento absoluto. O ouro contido nos veios de quartzo-turmalina±sulfetos e nas formações ferríferas foi pouco afetado pelo intemperismo devido ao efeito protetor dos minerais hospedeiros do metal (quartzo nos veios e magnetita na formação ferrífera). Deste modo, a maior parte do ouro contida no minério primário comportou-se de forma praticamente inerte no meio supergênico. Por outro lado, uma menor quantidade de ouro foi liberada junto com o cobre, a prata e o ferro durante a oxidação dos sulfetos de cobre (calcopirita, principalmente). A mobilização do ouro e da prata ocorreu provavelmente na forma de tiosulfatos, os quais foram rapidamente oxidados e/ou reduzidos na zona de flutuação do lençol freático, sendo os metais posteriormente adsorvidos pelos coloides de hidróxidos de ferro. Este mecanismo resultou na fixação do ouro e da prata nos oxi-hidróxidos de ferro neoformados e na precipitação de prata nativa. Uma parte do cobre foi mobilizada na forma de sulfato e imediatamente adsorvida pelos produtos ferruginosos neoformados, enquanto que outra parte ficou retida sob a forma de sulfeto primário no mineral hospedeiro devido ao efeito protetor do quartzo (veios) e da magnetita (formação ferrífera).

Ainda na fase inicial de evolução do quadro supergênico formou-se uma crosta laterítica no topo do perfil. Seguiu-se um lento soerguimento regional, responsável pelo aprofundamento do perfil de alteração, pela retomada da oxidação dos sulfetos primários e pela solubilização e reprecipitação do ouro, do cobre e da prata na interface rocha fresca/manto residual. A redistribuição desses metais deu-se, no entanto, sobretudo dentro dos limites do corpo de minério (veios e formação ferrífera), raramente ultrapassando o contato com a rocha encaixante (xisto).

Concomitantemente com o aprofundamento do perfil, sob condições de clima úmido e espessa cobertura vegetal, ocorreu dentro da crosta laterítica uma remobilização local do ouro. A intensa lixiviação e o pH ácido devido à degradação da matéria orgânica em superfície permitiram a dissolução do ouro na forma de complexos ou coloides orgânicos, os quais migraram para a base da crosta onde o metal foi adsorvido pelos hidróxidos de ferro e de alumínio neoformados.

Com base nos dados expostos acima, conclui-se que nas áreas Salobo e Pojuca-Leste:

A distribuição do ouro no minério primário, ou seja, a ocorrência preferencial do metal na forma de inclusões microscópicas e submicroscópicas em minerais resistentes à alteração (magnetita e quartzo) favoreceu os processos de enriquecimento relativo em ambas as áreas.

A predominância da calcopirita e da bornita e a ausência de sulfetos de ferro no minério primário, dificultou a redistribuição supergênica do ouro em ambas as áreas. Referente a este tema, SERGEYEV (1993) mostrou que o enriquecimento supergênico do ouro é mais acentuado nos minérios ricos em pirita do que nos minérios polimetálicos (Cu-Pb-Zn-Ba).

A quantidade de sulfetos no minério primário também teve uma influencia importante na evolução do quadro supergênico. Tal fator está diretamente relacionado ao anterior e foi particularmente importante na formação do minério secundário da área Salobo. No setor Pojuca-Leste, o menor volume de sulfetos tanto nos veios como nas

formações ferríferas não gerou condições de Eh e pH propícias à formação de uma zona de enriquecimento supergênico de ouro e cobre claramente individualizada.

Em termos aplicados, os resultados obtidos nas áreas investigadas, permitem fazer as seguintes sugestões para orientar a pesquisa de depósitos polimetálicos na região:

Nas áreas topograficamente rebaixadas, de relêvo algo ondulado, nas quais o manto de alteração aparece truncado e a erosão expôs as porções inferiores do horizonte saprolítico, como na área Salobo, o topo do saprólito pode ser utilizado como meio de amostragem seguro em prospecção geoquímica de elementos metálicos (Au, Cu, Ag, Mo, etc.). No entanto, a presença de um depósito coluvial no topo do perfil, pode eventualmente, dificultar a amostragem direta do saprólito. Neste caso, a porção superior do colúvio - abaixo do horizonte orgânico - pode servir como um razoável meio de amostragem tendo em vista o pouco transporte do material, conforme evidenciado na área Salobo.

Por outro lado, nas áreas topograficamente mais elevadas apresentando um relêvo de tipo platô, como na área Pojuca-leste, o perfil de alteração aparece completo e comporta uma crosta ferro-aluminosa. Neste caso, a própria crosta laterítica pode ser utilizada como meio de amostragem em prospecção geoquímica de ouro, cobre, prata etc., visto que os teores significativos desses metais na couraça, refletem a presença de mineralização em subsuperfície. No entanto, devido à lixiviação mais acentuada nas porções superiores do perfil é recomendável que a coleta de amostras seja feita nas porções média/intermediária da crosta, especificamente no nível aluminoso, caso este esteja presente.

Enfim, o saprólito ferruginoso pode ser utilizado como um bom meio de amostragem para avaliação do potencial aurífero das formações ferríferas.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Ab'SABER, A.N. 1986. Geomorfologia da região. In: ALMEIDA JR., J.M.G., org. Carajás: Desafio Político, ecologia e desenvolvimento. Brasília, CNPq. p.88-124.
- ACKER, J. G. & BRICKER, O. P. 1992. The influence of pH on biotite dissolution and alteration kinetic at low temperature. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 56:3073-3092.
- ANDERSON, A.J. 1982. Characteristics of leached capping and techniques of appraisal. In: TITLEY, S.R. ed. *Advances in geology of the porphyry copper deposits, Southwestern North America*. Tucson, Univ. Arizona Press. p.275-295.
- ANDRADE, W.O.; MACHESKY, M.L.; ROSE, A.W. 1991. Gold distribution and mobility in the superficial environment, Carajás region, Brazil. *Journal of Geochemical Exploration*. 40(1/3):95-114.
- ANGÉLICA, R.S. 1996. Mineralogia e geoquímica de gossans e lateritos auríferos na região de Carajás: depósitos de Igarapé Bahia e Águas Claras. Belém. Universidade Federal do Pará. Centro de Geociências. 145p. Tese (Doutorado em Geoquímica). Curso de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica, Centro de Geociências, UFPA, 1996.
- ARAÚJO, O.J.B. & MAIA, R.G.N. 1991. Programa de levantamentos básicos do Brasil. Programa Grande Carajás. Serra dos Carajás. Folha SB-22-Z-A. Estado do Pará. Texto. Brasília. DNPN/CPRM. 1991. 164p.
- ARAÚJO, O.J.B.; MACAMBIRA, E.M.B.; VALE, A.G.; OLIVEIRA, J.R.; SILVA NETO, C.S.; COSTA, E.J.S.; SANTOS, A.; PENA FILHO, J.I.C.; NEVES, A.P.; JORGE JOÃO, X.S.; COSTA, J.B.S. 1994. Primeira Integração das Investigações Geológicas do Programa Grande Carajás na Região SE do Estado do Pará. In: SIMP. GEOL. AMAZ., 4., Belém, 1994. Anais... Belém, SBG. p. 299-301.
- ARAÚJO, O.; MAIA, R.; JORGE JOÃO, X.S.; COSTA, J.B.S., 1988. A megaestruturação arqueana da folha Serra dos Carajás. In: CONG. LATINO-AMER. GEOL., 7., Belém, 1988, Anais... Belém, SBG. v.1 p.324-333.

- ASSAD, R. & BEISEGEL, V.R. 1982. Depósitos de bauxita do platô N-5. In: SIMP. GEOL. AMAZ., 1., Belém, 1982. Anexo aos Anais... Belém, SBG. p. 97-104.
- BAKER, W.E. 1978. The role of humic acids in the transport of gold. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 42: 645-649.
- BATEMAN, A. M. 1942. *Economic Mineral Deposits*. Wiley & Sons, New York. p.243-289.
- BEISIEGEL, V.R.; BERNADELLI, A.L.; DRUMOND, N.F.; RUFF, A.W.; TREMAINE, J.W. 1973. Geologia e recursos minerais da Serra dos Carajás. *Revista Brasileira de Geociências*, 3(4):215-242.
- BENEDETTI, M. & BOULÈGUE, J. 1990. Transfer and deposition of gold in the Congo Watershed . *Earth Planetary and Science Letters*, 100:107-117.
- BENEDETTI, M., & BOULÈGUE, J. 1991. Mechanism of gold transfer and deposition in a supergene environment . *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 55:1539-1547.
- BENEDETTI, M.; BOULÈGUE, J.; HIERONYMUS, B.; KOTSCHOUBEY, B.; SILVA, E.R. P. 1990. Present behaviour of gold in lateritic environment, Salobo (State of Pará, Brazil). *Chemical Geology*, 84(1/4):27-29.
- BERGERON, M. & HARRISSON, Y. 1989. Le transport chimique de l'or dans les environnements de surface, formation d'un colloïde et complexation organique. *Canadian Journal of Earth and Science*, 26: 2327- 2332.
- BERNADELLI, A.L. 1982. Depósito de níquel laterítico do Vermelho. In: SIMP. GEOL. AMAZ., 1., Belém, 1982, Anexo aos Anais... Belém, SBG. p.87-104
- BERNADELLI, A.L. & BEISIEGEL, V.R. 1978. Geologia econômica da jazida de manganês do Azul. In: CONG. BRAS. GEOL. 30., Recife, 1978. Anais... Recife, SBG.. 4:1431-1444.
- BLAIN, C. F. & ANDREW, R. L. 1977. Sulfide weathering and the evaluation of gossans in mineral exploration. *Minerals Sciences and Engineering*, 9:119-150.
- BLANCHARD, R. 1968. Interpretation of leached outcrops. *Nevada Bureau of Mines Bulletin*, 66:1-196.

- BOAVENTURA, R. S.; RENNO, C.V.; MARITA, C.; FRANCO, E.M.S.;
BOAVENTURA, F.M.C.; D'AVILA, L.M.; VENTURA, L.M. 1974. Geomorfologia.
In: BRASIL. Projeto RADAMBRASIL. Folha SB-22. Araguaia e parte da Folha SC-
22. Tocantins; geologia, geomorfologia, pedologia, vegetação e uso potencial da
terra. Rio de Janeiro. Cap. 4. p.1-30 (Levantamento de Recursos Naturais, 4).
- BOWELL, R.J.; FOSTER, R.P.; GIZE, A.P.; HOPPES, H.A.; LAFFOLEY, N. d'A.; REX,
A.J. 1991. Mineralogical and chemical characteristics of a tropical weathering profile
in Ghana: implications for gold explorations. In: LADEIRA, E.A. ed. Brazil Gold'91.
Balkema, Rotterdam, p.713-719.
- BOWELL, R.J.; GIZE, A.P., FOSTER, R.P. 1993. The role of fulvic acid in the supergene
migration of gold in tropical rain forest soils. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 57:
4179-4190.
- BOYLE, R.W. 1979. The geochemistry of gold and its deposits. *Geological Survey of
Canada Bulletin*. 280: 1-584.
- BRINDLEY, G.W.; ZALBA, P.E.; BETHKE, C.M. 1983. Hydrobiotite, a regular 1:1
interstratification of biotite and vermiculite layers. *American Mineralogist*, 68:420-
425.
- BUTT, C.R.M. 1988. Genesis of lateritic and supergene gold deposits in the Yilgan
Block, Western Australia. In: GOOD, A.D.T. & BOSMA, L.I. eds. Bicentennial
Gold' 88, Sidney, Geol. Soc. Austr, p. 359-364.
- BUTT, C.R.M. 1989a. Geomorphology and climatic history- keys to understanding
geochemical dispersion in deeply weathered terrains, exemplified by gold. In:
GARLAND, G.D. ed. Proceedings of Exploration' 87, Ontario Geol. Surv., Toronto,
Special vol. 3, p.323-334.
- BUTT, C.R.M. 1989b. Genesis of supergene gold deposits in the laterite regolith of the
Yilgarn Block, Western Australia. *Economic Geology Monograph* n.6. p. 460-470.
- BUTT, C. R. M. & ZEEGERS, H. 1989. Classification of geochemical exploration models
for tropically weathered terrains. *Journal of Geochemical Exploration*, 32:65-74.

- CABRI, L. J. 1987. The mineralogy of precious metals: new developments and metallurgical implications. *Canadian Mineralogist*, 25:1-7.
- CABRI, L. J.; CHRYSSOULIS, S. L.; VILLIERS, J. P. R.; LAFLAMME, J. H. G.; BUSSECK, P. R. 1989. The nature of "invisible" gold in arsenopyrite. *The Canadian Mineralogist*, 27: 353-362.
- CARVALHO, I.G. 1984. Mineralizações auríferas de Gentio do Ouro(BA): características micromorfológicas. In: CONG. BRAS. GEOL., 33., Rio de Janeiro, 1984, Anais... Rio de Janeiro, SBG. v.8, p.4024-4031.
- CARVALHO, I.G. 1992. Contribuição do conhecimento da concentração secundária de ouro em lateritas ferruginosas do semi-árido baiano. In: CONG. BRAS. GEOL., 37., São Paulo, 1992, Anais... São Paulo, SBG. v.1, p.575-576.
- CATHELINEAU, M.; BOIRON, M. C.; HOLLIGER, P.; MARION, P.; DENIS, M. 1989. Gold in arsenopyrites: crystal chemistry, location and state, physical and chemical conditions of deposition. *Economic Geology Monograph* 6, 91:328-341.
- CLOKE, P.L. & KELLY, W.C. 1964. Solubility of gold under inorganic supergene conditions. *Economic Geology*, 59:259-270.
- CLOUGH, D.M. & CRAW, D. 1989. Authigenic gold-marcassite association; evidence for nugget growth by chemical accretion in fluvial gravels, Southland, New Zealand. *Economic Geology*, 84: 953-958.
- COLIN, F. & LECOMTE, P. 1988. Étude minéralogique et chimique du profil d'altération du prospect aurifère de Mégaba Mvomo (Gabon). *Chronique de la Recherche Minière*, 491, p.55-65.
- COLIN, F. & VIEILLARD, P. 1990. Dissolution and translocation of residual gold particles under equatorial lateritic conditions. In: NOACK, Y. & NAHON, D. eds. *Geochemistry of the earth's surface and of mineral formation, Chemical Geology*, 84:38-39.
- COLIN, F.; LECOMTE, P.; BOULANGÉ, B. 1989. Dissolution features of gold particles in a lateritic profile at Dondo Mobi, Gabon. *Geoderma*, 45: 241-250.

- COLIN, F.; LECOMTE, P.; EDOU MINKO, A.; BENEDETTI, M. 1993. Regional exploration strategies at Pougá, Gabon, and gold dispersion under equatorial rain forest conditions. *Chronique de la Recherche Minière*, 510:61-68.
- CORDANI, U.G. 1980. Comentários a respeito das datações efetuadas para a região da Serra dos Carajás. Relatório interno. São Paulo, DOCEGEO. 3p.
- CORDANI, U.G.; TASSINARI, C.C.G.; KAWASHITA, K. 1984. A Serra dos Carajás como região limítrofe entre províncias tectônicas. *Ciências da Terra*, 9:6-11.
- COSTA, J.A.V. & COSTA M.L. 1991. Padrão de distribuição do ouro no perfil laterítico do Morro da Mina, região do Cassiporé, AP. In: SIMP. GEOL. AMAZ., 3., Belém, 1991, Anais... Belém, SBG. p.421-434.
- COSTA, L.M. 1990. Potencial metalogenéticos dos lateritos da Amazônia. In: CONG. BRAS. GEOL., 36., Natal, 1990, Anais... Natal, SBG, v.3, p.1371-1385.
- COSTA, M.L. 1991. Aspectos geológicos dos lateritos da Amazônia. *Revista Brasileira de Geociências*, 21(2): 7-15.
- COSTA, M.L. 1993. Gold distribution in lateritic profiles in South America, Africa, and Australia: applications to geochemical exploration in tropical regions. *Journal of Geochemical Exploration.*, 47:143-163.
- COSTA, M.L.; COSTA, J.A.V.; ANGÉLICA, R.S. 1993. Gold-bearing bauxitic laterite in a tropical rain forest climate: Cassiporé, Amapá, Brazil. *Chronique de la Recherche Minière*, 510:41-52.
- CRAIG, J.R. & VAUGHAN, D. J. 1981. Ore microscopy and ore petrography. New York. 406p.
- CRAW, D. & CLOUGH, D.M. 1989. Authigenic gold association: evidence for nugget growth by chemical accretion in fluvial gravels, Southland, New Zealand. *Economic Geology*, 84(4):953-958.
- CUNHA, B.C.C.; SANTOS, D.B.; PRADO, P. 1984. Contribuição ao estudo da estratigrafia da região dos gradaús, com ênfase no Grupo Rio Fresco. In: CONG. BRAS. GEOL., 33., Rio de Janeiro, 1984, Anais... Rio de Janeiro, SBG. v.2, p.873-873.

- DAVIES, T.C.; FRIEDRICH, G.; WIECHOWSKI, A. 1989. Geochemistry and mineralogy of laterites in the Sula Mountain Greestone belt, Lake Sonfon district, Sierra Leone. *Journal of Geochemical Exploration*, 32:75-98.
- DAVY, R. & EL-ANSARY, M. 1986. Geochemical patterns in the laterite profile at the Boddington Gold Deposit, Western Australia. *Journal of Geochemical Exploration*, 26:119-144.
- DESBOROUGH, G.A. 1970. Silver depletion indicated by microanalysis of gold from places occurrences, Western United States. *Economic Geology*, 65:304-311.
- DIMANCHE, R.; RASSEL, A.; TARTE, P.; THOREZ, J. 1974. The kaolins: mineralogy, deposits, uses. *Minerals Science Enging.*, 6(4):184-205.
- DOCEGEO,. 1987. Área Pojuca-Leste - Serra dos Carajás, PA; Relatório Preliminar de Pesquisa. Belém, DOCEGEO/CVRD. 12p.
- DOCEGEO, 1988. Revisão litoestratigráfica da Província Mineral de Carajás. In: CONG. BRAS. GEOL., 35., Belém, 1988. Anexo aos Anais... Belém, SBG. p.11-54.
- ENZWEILER, J. & JOEKES, I. 1991. Adsorption of colloidal gold on colloidal iron oxides. *Journal of Geochemical Exploration*, 40:133-142.
- FARIAS, E.S.; SILVA, E.R. P.; TRARBACH, M.; KOTSCHOUBEY, B. 1992. Estudos dos minerais pesados nas formações supergênicas do setor Cachoeira, NE do Estado do Pará - ênfase na distribuição e morfologia do ouro. In: CONG. BRAS. GEOL., 37, São Paulo, 1992, Boletim de Resumos... São Paulo, SBG. v.1, p.244.
- FIGUEIRAS, A.J.M. & VILLAS, R.N.N. 1984. Estudo petrológico e sedimentológico da sequência clástica (pós- Grupo Grão Pará) da Serra dos Carajás, PA. In: CONG. BRAS. GEOL., 33, Rio de Janeiro, 1984. Anais... Rio de Janeiro, SBG. v.2, p.832-846.
- FIGUEIREDO, B.R.; RÉQUIA, K.C.M.; XAVIER, R.P. 1993. The Salobo ore deposit, district of Carajás, northern Brazil: a mineralogical and geochemical study. In: CONG. BRAS. GEOQ., 4., Brasília, 1993. Resumos Expandidos. Brasília. SBGq. p.177-180.

- FLEET, M. E.; CHRYSOULIS, S. L.; MacLEAN, P. J.; DAVIDSON, R.; WEISNER, C. G. 1993. Arsenian pyrite from gold deposits: Au and As distribution investigated by SIMS and EMP, and color staining and surface oxidation by XPS and LIMS. *The Canadian Mineralogist*, 31:1-17.
- FLORES, S.M.P. 1989. Mineralogia e geoquímica da cobertura de alteração do depósito de Salobo, Serra dos Carajás. Belém, Universidade Federal do Pará. Centro de Geociências. 116p. Tese (Mestrado em Geoquímica)-Curso de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica, Centro de Geociências, UFPA, 1989.
- FREYSSINET, PH. 1991. Gold Mass Balance in Lateritic Profiles. In: *EuroLat'91, INTERNATIONAL MEETING*, 5., Berlin, Germany, 1991, p. 94-99.
- FREYSSINET, PH. 1993. Gold dispersion related to ferricrete pedogenesis in South Mali: application to geochemical exploration. *Dispersion de l'or au cours du cuirassement latéritique du S. Mali : application à la prospection géochimique. Chronique de la Recherche Minière*, 510:25-40.
- FREYSSINET, PH.; LAWRENCE, L.M.; BUTT, C.R.M. 1990a Geochemistry and morphology of gold in lateritic profiles in savanna and semiarid climates. *Chemical Geology*, 84:61-63.
- FREYSSINET, PH.; LECOMTE, P.; EDIMO, A. 1989b. Dispersion of gold and base metals in the Mborguéné lateritic profile. East Cameroun. *Journal of Geochemical Exploration*, 32: 99-116.
- FREYSSINET, PH.; ROQUIN, C.; MULLER, J.C.; PAQUET, H.; TARDY, Y. 1990b. Geochemistry and mineralogy covering laterites and their use for gold exploration. *Chemical Geology*, 84:58-60.
- FREYSSINET, PH.; ZEEGERS, H.; TARDY, Y. 1989a. Morphology and geochemistry of gold grains in lateritic profiles from Southern Mali. *Journal of Geochemical Exploration*, 32:17-31.
- GASPARRINI, C. 1983. The mineralogy of gold and its significance in metal extraction. *Canadian Mining and Metallurgy Bulletin*, 76(851): 144-153.

- GILKES, R.J. & SUDDHIPRAKARN, A. 1979a. Biotite alteration in deeply weathered granite I. Morphological, Mineralogical and Chemical properties. *Clays and Clay Minerals*, 27:349-360.
- GILKES, R.J. & SUDDHIPRAKARN, A. 1979b. Biotite alteration in deeply weathered granite II. The oriented growth of secondary minerals. *Clays and Clays Minerals*, 27:361-367.
- GIUSTI, L. 1986. The morphology, mineralogy, and behavior of " fined-grained " gold from places of Alberta. Sampling and implications for mineral exploration *Canadian Journal of Earth and Science*, 23:1662-1672.
- GLASSON, M.J.; LEHNE, R.W.; WELLMER, F.W. 1988. Gold exploration in the Callion area, Eastern Goldfields, Western Australia. *Journal of Geochemical Exploration*, 32:17-31.
- GOLDHABER, M.B. 1983. Experimental study of metastable sulfur oxyanion formation during pyrite oxidation at pH 6-9 and 30°C. *American Journal of Science*, 283:193-217.
- GOLEVA, G.A.; KRIVENKOV, V.A.; GUZ, Z.G. 1970. Geochemical trends in the occurrence and migration forms of gold in natural water. *Geochemica International*, 7:518-529.
- GRANT, A.H.; LAVIN, O.P.; NICHOL, I. 1991. The morphology and chemistry of transported gold grains as an exploration tool. *Journal of Geochemical Exploration*, 40:73-94.
- GRIMM, B. & FRIEDRICH, G. 1991. Precipitations and concentrations of gold in colluvial soils in the semi-arid region of Gentio do Ouro, Central Bahia, Brazil. In: LADEIRA, E.A. ed. *Brazil Gold' 91*. Balkema, Rotterdam. p. 343-351.
- GROEN, J.C.; CRAIG, J.R.; RIMSTIDT, J.D. 1990. Gold - rich rim formation on electrum grains in placers. *Canadian Mineralogist*, 28:207-228.

- GROKE, M.C.T. 1981. Evolução geoquímica, mineralógica e micromorfológica no processo de bauxitização - Estudo comparativo dos depósitos de Mogi das Cruzes, Curucutu e Lavrinhas -SP, associados a diferentes tipos litológicos. São Paulo. USP, Instituto de Geociências. 96p. Tese (Mestrado)- Instituto de Geociências, USP.1981.
- GROKE, M.C.T. 1986. Intemperismo das rochas mineralizadas em cobre do Salobo 3A, Serra dos Carajás, PA - Mecanismos de alteração dos minerais primários e localização do cobre nos produtos secundários. São Paulo. USP, 173p. Tese (Doutorado em Geoquímica)-Instituto de Geociências, USP, 1986.
- GROKE, M.C.T.; MELFI, A.J.; PARISOT, J.C. 1987. Comportamento do cobre durante o intemperismo das rochas xistosas cupríferas de Salobo 3A, Serra dos Carajás/Pa. *Geochimica Brasiliensis*, 1(2):187-207.
- GROKE, M.C.T.; PROST, D.; ILDEFONSE, P.; MELFI, A.J.; DELVIGNE, J.; PARISOT, J.C. 1985. Alteração dos minerais na zona supergênica da formação cuprífera do Salobo 3A (Serra dos Carajás, PA) - Localização do cobre nos produtos secundários. *Revista Brasileira de Geociências*, 15(4): 293-299.
- HAMILTON, T.W.; ELLIS, J.; FLORENCE, T.M.; FARDY, J.J. 1983. Analysis of gold in surface waters from Australian goldfields: an investigation into direct hydrogeochemical prospecting for gold. *Economic Geology*, 78:1335-1341.
- HEINHORST, J. P. & LEHMANN, B. 1994. A radiotracer study on kinetics of gold sorption by mineral surfaces. *Mineralium Deposita*, 29:399-403.
- HÉRAIL, G.; FORNARI, M.; VISCARRA, G.; MIRANDA, V. 1988. Evolución de las partículas de oro en el transcurso de la formación de un placer fluvial: el caso de los placeres de Tipirani (Andes, Bolívia). In: CONG. LATINO-AMER. GEOL., 7, Belém, 1988, Anais... Belém, vol.1, p.127-138.
- HIRATA, W.K.; RIGON, J.C.; KADEKARU, K.; CORDEIRO, A.C.C.; MEIRELES, E.M. 1982. Geologia regional da Província Mineral de Carajás. In: SIMP. GEOL. AMAZ., 1, Belém, 1982. Anais... Belém, SBG, vol. 1, p.100-110.
- HOCQUARD, C.; ZEEGERS, H.; FREYSSINET, P. 1993. Supergene gold: an approach to economic geology. *Chronique de la Recherche Minière*, 510:3-11.

- HODA, S. N. & HOOD, W. C. 1972. Laboratory alteration of trioctahedral micas. *Clays and Clay minerals*, 20:343-358.
- HYLAND, M. M. & BANCROFT, G. M. 1989. An XPS study of gold deposition at low temperature on sulphide minerals: reducing agents. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 53:367-372.
- ILDEFONSE, Ph.; MANCEAU, A.; PROST, D.; GROKE, M.C.T. 1986. Hidroxy-Cu-vermiculite formed by the weathering of Fe-biotites at Salobo, Carajás, Brazil. *Clays & Clays Minerals*, 34:338-345.
- JEAN, G. E. & BANCROFT, M. G. 1985. An XPS and SEM study of gold deposition at low temperatures on sulphide mineral surfaces: concentration of gold by adsorption/reduction. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 49:979-987.
- JEAN, G. E. & BANCROFT, M. G. 1986. Heavy metal adsorption by sulphide mineral surfaces. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 50:1455-1463.
- KENAH, C. & CRAIG, J.R. 1993. The importance of observations in geology with reference to Gold-Nugget Formation. *Journal of Geological Education*, 41:23.
- KNIFE, S. W.; FOSTER, R. P.; STANLEY, C. J. 1992. The role of sulphide surface in the sorption of precious metals from hydrothermal fluids. *Translation of Mining and Metallurgy*, 101:B83-B88.
- KOTSCHOUBEY, B. 1984. Bauxitas do baixo nhamundá, região do médio e baixo Amazonas- natureza e gênese. In: CONG. BRAS. GEOL., 33, Rio de Janeiro, 1984. Anais... Rio de Janeiro, SBG. v.8, p.3926-3940.
- KOTSCHOUBEY, B. 1988. Geologia do alumínio. In: SCHOBENHAUS, C. & COELHO, C.E.S. eds. *Principais Depósitos Minerais do Brasil*. Brasília, DNPM/CVRD. v.3. p.599-619.
- KOTSCHOUBEY, B. & LEMOS, V.P. 1985. Considerações sobre a origem e a gênese das bauxitas da Serra dos Carajás. In: SIMP. GEOL. AMAZ., 2. Belém, 1985, Anais... Belém, SBG. v.3, p.48-61.

- KOTSCHOUBEY, B.; TRUCKENBRODT, W.; HIERONYMUS, B.; ALVES, C.A. 1989. Preliminary study of aluminous laterites and bauxites from Serra Norte (Carajás Mineral Province). In: INTER. CONG. ICSOBA. 6, Poços de Caldas, 1988. Travaux. ICSOBA. Zagreb. p.95-103.
- KRAUSKOPF, K.B. 1951. The solubility of gold. *Economic Geology*, 46:858-870
- KRAUSKOPF, K.B. 1967. *Introduction to Geochemistry*, New York, McGraw-Hill. 294p.
- LAKIN, H.W.; CURTIN, G.C.; HUBERT, A.E.; SCHACKETTE, H.T.; DOXTADER, K. K.G. 1974. Geochemistry of gold in the weathering cycle. *United States Geological Survey Bulletin*, 1330:1-75.
- LAWRANCE, L.M. 1988a. Gold dispersion in a tropical forest weathering profile at Dondo Mobi, Gabon. *Journal of Geochemical Exploration*, 34:285-301.
- LAWRANCE, L.M. 1988b. The morphology and geochemistry of supergene gold at Hannan South Gold Mine, Western Australian. *Geological Society of Australia Abstracts*, 23:360-364.
- LINDENMAYER, Z.G. 1990. Salobo Sequence, Carajás, Brazil: geology, geochemistry and metamorphism. Ontario, Canada, University of Western Ontario. 405p. Tese (Doutorado em Geoquímica)-University of Western Ontario, 1990.
- LINDGREN, W. 1933. *Mineral Deposits*. 4.ed. New York, McGraw-Hill. p.813-877.
- LOUGHNAN, F.C. 1969. *Chemical weathering of silicate minerals*. New York, Elsevier. 154p.
- MACHADO, N.; LINDENMAYER, Z.; KROGH, T.E.; LINDENMAYER, D. 1991. U-Pb geochronology of Archean magmatism and basement reactivation in the Carajás area, Amazon shield, Brazil. *Precambrian Research*, 49: 329-354.
- MACHADO, N.; LINDENMAYER, D.; LINDENMAYER, Z. 1988. Geocronologia U-Pb da Província Metalogenética de Carajás, PA: resultados preliminares. In: CONG. LATINO-AMER. GEOL. 7, Belém-PA, 1988. *Anais...* Belém, SBG, V.1. p.339-347.
- MACHESKY, M.; ANDRADE, W.; ROSE, A. W. 1991. Adsorption of gold(III)-chloride and gold(I)-thiosulfate anions by goethite. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 55:769-776.

- MACHESKY, M.L.; ROSE, A.W.; ANDRADE, W.O.; BLISS, L.; KATO, T. 1993. Gold *speciation and mobility near the Igarapé Bahia Deposit, Pará State, Brazil. Chronique de la Recherche Minière*, 510:53-60.
- MANN, A.W. 1984. Mobility of gold and silver in lateritic weathering profiles: some observations from Western Australia. *Economic Geology*, 39:38-49.
- MARION, P.; HOLLIGER, P.; BOIRON, M. C.; CATHELINEAU, M.; WAGNER, F. E. 1991. New improvements in the characterization of refractory gold in pyrites: an electron microprobe, Mössbauer spectrometry and ion microprobe study. In: LADEIRA, E. A. ed. *Brazil Gold'91*. Balkema, Rotterdam. p. 389-395.
- MAURITY, C. W. 1995. Evolução recente da cobertura de alteração no platô N1 - Serra dos Carajás-Pa. Belém. Universidade Federal do Pará. Centro de Geociências. 95p. Tese (Mestrado em Geoquímica)- Curso de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica, Centro de Geociências, UFPa, 1995.
- MAURITY, C.W.; KOTSCHOUBEY, B. 1995. Evolução recente da cobertura de alteração no platô N1 - Serra dos Carajás-Pa. Degradação, pseudocarstificação, espeleotemas. *Boletim do Museu Paraense Emílio Goeldi. Série Ciências da Terra*. 7:331-362.
- MAYER, D.J.K.; RIGON, J.C.; FONSECA, L.R.; GONÇALEZ, R.; HIRATA, W.K. 1990. Mina de ouro do Igarapé Bahia: persistência de um prospecto. In: CONG. BRAS. GEOL. 36, Natal, 1990. *Boletim de Resumos. SBG*. p.135.
- McHUGH, J.B. 1988. Concentration of gold in natural waters. *Journal of Geochemical Exploration.*, 30:85-94.
- MEDEIROS NETO, F. A. 1986. mineralizações auríferas da área Pojuca: extração, transporte e deposição a partir de fluidos hidrotermais salinos. In: CONG. BRAS. GEOL. 34, Goiânia. 1986. *Anais... SBG. v.5. p.1969-1977.*
- MELLO, E.F. 1992. Alteração supergênica do minério aurífero de Ibiajara, BA. In: CONG. BRAS. GEOL. 37., São Paulo. 1992. *Boletim de Resumos... SBG. v.1, p.583.*
- MICHEL, D. 1987. Concentration of gold in "in situ" laterites from Mato Grosso. *Mineralium Deposita*, 22:185-189.

- MICHEL, D.; GIULIANI, G. OLIVO, G. R.; MARINI, O. J. 1994. As growth banding and the presence of Au in pyrites from the Santa Rita gold vein deposit hosted in Proterozoic metasediments, Goiás state, Brazil. *Economic Geology*, 89:193-200.
- MIRONOV, A. G. ; NESTEROVA, I. N.; TSEPIN, A. I. 1986. A radioisotope study of the traces of gold in sulfides and magnetite. *Geochemistry International*. 23(9): 117-128.
- MIRONOV, A. G.; ZHMODIK, S. M.; MAKSIMOVA, E. A. 1981. An experimental investigation of the sorption of gold by pyrites with different thermoelectric properties. *Geochemistry International*, 18:153-160.
- MÖLLER, P. & KERSTEN, G. 1994. Electrochemical accumulation of visible gold on pyrite and arsenopyrite surfaces. *Mineralium Deposita*, 29:404-413.
- MORRISON, G.W.; ROSE, W.J.; JAIRETH, S. 1991. Geological and geochemical controls on the silver content (fineness) of gold in gold-silver deposits. *Ore Geology Reviews*, 6:33-364.
- NAHON, D.B. 1991. Introduction to the petrology of soils and chemical weathering. New York, John Wiley & Sons. 313p.
- NAIR, N.G.K., SANTOSH, M., MAHADEVAN, R. 1987. Laterisation as a possible contributor to gold placers in Nilambur Valley, Southwest India . *Chemical Geology*, 60:309-315.
- NICKEL, E.H. 1983. Generalized gossan profile - mineralogical and textural considerations. In: SMITH, R.E. ed. *Geochemical exploration in deeply weathered terrain*. Floreat Park, Western Australia. CSIRO. Institute of Energy and Earth Resources. Cap. 4. p.73-86.
- NICKEL, E.H. & DANIELS, J.L. 1985. Gossans. In: WOLF, K.H. ed. *Handbook of Strata-Bound and Stratiform ore deposits*. Amsterdam, Elsevier. 13:261-390.
- NICKEL, E.H.; ALLCHUREA, P.D.; MASON, M.G.; WILMSHURST, J.R. 1977. Supergene alteration at the Perseverance nickel deposit, Agnew, Western Australia. *Economic Geology*, 72:184-203.

- NICKEL, E.H.; ROSS, J.R.; THORNBURGH, M.R. 1974. The supergene alteration of pyrrhotite-pentlandite ore at Kambalda, Western Australia. *Economic Geology*, 69:93-107.
- NOGUEIRA, A.C.R. 1994. Análise faciológica e aspectos estruturais da Formação Águas Claras, região central da Serra dos Carajás-Pa. Belém. Universidade Federal do Pará. Centro de Geociências. 128p. Tese (Mestrado em Geologia)- Curso de Pós-Graduação em geologia e geoquímica. Centro de Geociências, UFPA, 1994.
- OLIVEIRA, S.M.B. & CAMPOS, E.G. 1991. Gold bearing iron duricrust in Central Brazil. *Journal of Geochemical Exploration*, 41:309-323.
- OLIVEIRA, S.M.B.; MAGAT, Ph.; BLOT, A. 1993. Mineralogia e Geoquímica do Gossan de Irecê-Lapão(BA). *Geochimica Brasiliensis*, 7(2):131-149.
- OLIVEIRA, V.F.J. & SILVA, E.R.P. 1990. Estudo mineralógico e geoquímico da zona superior do manto de intemperismo do Salobo 3A, Serra dos Carajás, Pa. In: CONG. BRAS. GEOL. 36, Natal. 1990. Boletim de Resumos... SBG. p.89.
- ONG, H.L. & SWANSON, V.E. 1969. Natural organic acids in the transportation, deposition and concentration of gold. *Colorado School of Mines Quarterly Report*, 64: 395-407.
- PIRAJNO, F. & SMITHIES, R.H. 1992. The FeO/(FeO+MgO) ratio of tourmaline: a useful indicator of spatial variations in granite-related hydrothermal mineral deposits. *Journal of Geochemical Exploration*, 42:371-381.
- PLYUSNIN, A. M.; POGRELNYAK, Y.F.; MIRONOV, A.G.; ZHMODIK, S.M. 1981. The behavior of gold in the oxidation of gold-bearing sulphides. *Geochemica International*, 18(3):116-123.
- PORTO, C.G. 1991. Grade distribution and morphology of gold grains in the stone line lateritic profile of the Posse deposit, Mara Rosa, Goiás, Brazil. In: LADEIRA, E.A. ed. *Brazil Gold'91*. Balkema, Rotterdam. p. 721-728.
- PORTO, C.G. & HALLE, M. 1995. Gold redistribution in the stone line lateritic profile of the Posse Deposit, Central Brazil. *Economic Geology*, 90:308-321.

- RAO, A.B.; BARROS, J.G.C.; ADSUMILLI, M.S. 1983. Lateritic ore project. In: MELFI, A. & CARVALHO, A. eds. *Laterization Processes*, São Paulo, IAG-USP, p.159-176.
- RAO, A.B. 1987. Lateritised gravel bed: A new guide horizon for lateritic gold?. *Chemical Geology*, 60:287-291.
- RÉQUIA, K. C. M. 1995. O papel do metamorfismo e fases fluidas na gênese da mineralização de cobre de Salobo, Província Mineral de Carajás. Campinas. Universidade Estadual de Campinas. Instituto de Geociências. 103p. Tese (Mestrado)- Instituto de Geociências, UNICAMP, 1995.
- RÉQUIA, K.C.M.; XAVIER, R.P.; FIGUEIREDO, B. 1994. Evolução paragenética, textural e das fases fluidas no depósito polimetálico do Salobo, Província Mineral dos Carajás-Pa. In: SIMP. GEOL. AMAZ., 4., Belém, 1994. Boletim de Resumos... SBG. p.368- 371.
- ROSEBOOM JR., E. H. 1966. An investigation of the system Cu-S and some natural copper sulfides between 25° and 700°. *Economic Geology*, 61:641-672.
- SANTOS, A. B. 1989. A espectroscopia de absorção no infravermelho no estudo de alterações geoquímicas de minerais de cobre e silicatos associados (Região da Serra dos Carajás-Pa). Belém. Universidade Federal do Pará. Centro de Geociências. 98p. Tese (Mestrado em Geoquímica)- Curso de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica, Centro de Geociências, UFPA, 1989.
- SANTOS, J. F. 1984. O ouro elúvio-laterítico do depósito de Jatobá-MT. In: CONG. BRAS. GEOL. 33, Rio de Janeiro, 1984. Anais... Rio de Janeiro. SBG. vol. 8. p.4012-4023.
- SANTOSH, M. & OMANA, P.K. 1991. Very high purity gold from lateritic weathering profiles of Nilambur, Southern India. *Geology*, 19:746-749.
- SATO, M. 1960a. Oxidation of sulfide ore bodies I. Geochemical environments in terms of Eh and pH. *Economic Geology*, 55:928-961.
- SATO, M. 1960b. Oxidation of sulfide ore bodies II. Oxidation mechanisms of sulfide minerals at 25°C. *Economic Geology*, 55:1202-1231.

- SATO, M. 1992. Persistency-field Eh-pH diagrams for sulfides and their application to supergene oxidation and enrichment of sulfide ore bodies. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 56:3133-3156.
- SCHOONEN, M. A. A.; FISHER, N. S.; WENT, M. 1992. Gold sorption onto pyrite and goethite: a radiotracer study. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 56:1801-1814.
- SÈA, F.; TANGUAY, M.G.; TRUDEL, P.; BERGERON, M. 1993. Solubilité de l'or dans les eaux interstitielles de la latérite coiffant le gîte aurifère de Misséni, au Mali. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 30 (8): 1553-1758.
- SÈA, F.; TANGUAY, M.G.; TRUDEL, P.; PERRAULT, P. 1990. Résultats préliminaires d'une étude sur la dispersion de l'or en milieu latéritique autour de l'indice aurifère de Misséni, au Mali. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 27:1686-1698.
- SERGEYEV, N. B. 1993. Gold enrichment in the supergene zone of a Southern Urals pyrite deposit, Russia. *International Geology Review*, 35:1149-1165.
- SILVA, E.R.P. 1988. Pesquisa do minério alterado do Salobo 3A; Relatório interno de pesquisa. Belém, CVRD/DOCEGEO. 7p.
- SILVA, E.R.P.; KOTSCHUBEY, B.; HIERONYMUS, B. 1991a. Perfil de Intemperismo da área Salobo 3A, Serra dos Carajás-PA e o comportamento geoquímico do ouro. In: SIMP. GEOL. AMAZ. 3, Belém, 1991, Anais... SBG. p.555-568.
- SILVA, E.R.P.; KOTSCHUBEY, B.; HIERONYMUS, B. 1991b. As mineralizações de ouro e cobre da área Pojuca-Leste, Serra dos Carajás, Pará, Brasil. In: CONG. BRAS. GEOQ. 3, São Paulo, 1991 & CONG. GEOQ. PAÍSES LINGUA PORT. 1., São Paulo, 1991. Boletim de Resumos... SBG. v.2. p.565-569.
- SILVA, G. G.; LIMA, M. I. C.; ANDRADE, A. R. F.; ISSLER, R. S.; GUIMARÃES, G. 1974. Geologia. In: BRASIL. Projeto RADAMBRASIL. Folha SB-22 Araguaia e parte da folha SC-22, Tocantins: geologia, geomorfologia, pedologia, vegetação e uso potencial da terra. Rio de Janeiro. Cap. 4. p.1-138. (Levantamento de Recursos Naturais, 4).

- SIQUEIRA, J.B. 1990. Organização litoestrutural do duplex Salobo-Mirim, Serra dos Carajás-Pa. Belém. Universidade Federal do Pará. Centro de Geociências. 125p. Tese (Mestrado em Geologia)- Curso de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica, Centro de Geociências, UFPA, 1990.
- SIQUEIRA, J.B. & COSTA, J.B.S. 1991. Evolução geológica do duplex Salobo-Mirim. In: SIMP. GEOL. AMAZ., 3., Belém, 1991. Anais... Belém, SBG. p.232-243
- SMITH, B.H. & KEELE, R.A. 1984. Some observations on the geochemistry of gold mineralization in the weathered zone at Norseman, Western Australia. *Journal of Geochemical Exploration*, 22:1-20.
- SOARES, V.S.; SANTOS, A.B.; VIEIRA, E.A.; BELLA, V.M.; MARTINS, L.P.B. 1994. Área Águas Claras: contexto geológico e mineralizações. In: SIMP. GEOL. AMAZ., 4., Belém, 1994. Anais... SBG. p. 379-382.
- SOLYMAR, K. 1969. Alumogoethit in den ungarischen bauxiten. *Ann. Inst. Geol. Publ. Hung.*, Budapest, 54(3):359-373.
- SOUZA, C.I.J. 1993. Estudo da cobertura laterítica ferro-aluminosa da aba norte da Serra dos Carajás. Belém. Universidade federal do Pará. Centro de Geociências. 152p. Tese (Mestrado em Geoquímica)- Curso de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica, Centro de Geociências, UFPA, 1993.
- SOUZA, C.I.J. & KOTSCHOUBEY, B. 1991. Alguns aspectos micromorfológicos e gênese da cobertura residual sobre as rochas sedimentares da aba norte da Serra dos Carajás-Pará. In: SIMP. GEOL. AMAZ., 3. Belém, 1991, Anais... Belém, SBG. v.1, p.569-583.
- STOFFREGEN, R..1986. Some observations on the behavior of gold during supergene oxidation at Summitville, Colorado, USA, and implications for electrum stability in the weathering environment. *Applied Geochemistry*, 1:549-558.
- TARDY, Y. 1993. *Pédrologie des latérites et des sols tropicaux*. Paris. Masson. 459p.
- TASSINARI, C.C.G.; HIRATA, W.K.; KAWASHITA, K. 1982. Geologic evolution of the Serra dos Carajás, PA, Brazil. In: ISAP, Salvador, 1982. *Revista Brasileira de Geociências*, 12(1-3): 263-267.

- TAYLOR, G.F. 1984. Gossan profiles developed above stratabound sulphide mineralization. *Journal of Geochemical Exploration*, 22:351-352.
- TAYLOR, G. F. 1987. Gossan and ironstone evaluation in mineral exploration; Course Notes, Rio de Janeiro, Brazilian Geochemistry Society. 78p.
- TAYLOR, G.F. & APPLEYARD, E.C. 1983. Weathering of Zn-Pb lode, Dugald River, Northwest Queensland. I: The gossan profile. *Journal of Geochemical Exploration*, 18:87-110.
- TAYLOR, G.F. & SCOTT, K.M. 1983. Weathering of Zn-Pb lode, Dugald River, Northwest Queensland. II: Surface mineralogy and geochemistry. *Journal of Geochemical Exploration*, 18:111-130.
- TENYAKOV, V. A. 1973. Geochemistry and mechanism of principal act of laterite process. In: INTERN. CONG. ICSOBA., 3., Nice, France, 1973. *Proceedings... Nice*. p.263-267.
- THORNBURGH, M. R. 1983a. The chemical processes of gossan formation. In: SMITH, R. E. ed. *Geochemical exploration in deeply weathered terrain*. Floreat Park, Western Australia, CSIRO. Institute of Energy and Earth Resources. Cap. 4. p.67-76.
- THORNBURGH, M. R. 1983b. Geochemical aspects of gossan assessment. In: SMITH, R. E. ed. *Geochemical exploration in deeply weathered terrain*. Floreat Park, Western Australia. CSIRO, Institute of Energy and Earth Resources. Cap. 4. p.92-103.
- TRARBACH, M. & KOTSCHOUBEY, B. 1991. Estudo do comportamento do ouro nas lateritas ferruginosas e corpos gossânicos da região de Cachoeira, NE do Estado do Pará. In: SIMP. GEOL. AMAZ., 3., Belém, 1991. *Anais... Belém*. SBG. p.584-596.
- TRUCKENBRODT, W.; KOTSCHOUBEY, B.; HIERONYMUS, B. 1995. Aluminization: an important process in the evolution of Amazonian Bauxites. In: INT. CONG. ICSOBA, 7., Zagreb, 1995. *Travaux*. v.22, p.27-42.
- VASCONCELOS, P. & KYLE, J.R. 1988. Gold geochemistry during semi-arid weathering: a case study of the Fazenda Brasileiro deposit, Bahia, Brazil. *Bicentennial Gold'88*, , Melbourne, 1988, *Geological Society of Australia, Abstracts*, 23:645-647.

- VASCONCELOS, P. & KYLE, J.R. 1991. Supergene geochemistry and cristal morfology of gold in a semi-arid weathering environment: application to gold exploration. *Journal of Geochemical Exploration*, 40: 115-132.
- VASCONCELOS, P.M.; RENNE, P.R.; BRIMHALL, G.H.; BECKER, T.A. 1994. Direct dating of weathering phenomena by Ar/ Ar and K/Ar analysis of supergene K-Mn oxides. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 58(6): 1635-1665.
- VEIGA, A.T.C.; BRAIT FILHO, L.; OLIVEIRA, C.A.C. 1985. Geologia da Província aurífera do Cassiporé-AP. In: SIMP. GEOL. AMAZ., 2., Belém, 1985. Anais... Belém, SBG, v.3, p. 135-146.
- VEIGA, M.M. 1983. Propriedades geoquímicas da ligação cobre-óxidos hidratados de ferro: um estudo do minério alterado do Salobo 3A - Serra dos Carajás-Pa. Rio de Janeiro. Universidade Federal Fluminense. 182p. Tese (Mestrado em Geoquímica) - UFF, 1983.
- VELBEL, M. A. 1985. Geochemical mass balances and weathering rates in forested watersheds of southern Blue Ridge. *Americam Journal of Sciences*, 285:904-930.
- VIEIRA, E.A.P.; SAUERESSIG, R.; SIQUEIRA, J.B.; SILVA, E.R.P.; RÊGO, J.L.; CASTRO, F.D.C. 1988. Caracterização geológica da jazida polimetálica do Salobo 3A - reavaliação. In: CONG. BRAS. GEOL., 35., Belém, 1988, Anexo aos Anais. Belém, SBG, p.97-111.
- VLASSOUPoulos, D. & WOOD, S.A. 1990. Gold speciation in natural waters I: Solubility and hidrolysis of gold in aqueous solution. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 54:3-12.
- VLASSOPOULOS, D.; WOOD, S.A.; MUCCI, A. 1990. Gold speciation in natural watersII: The importance of organic complexing experiments with simple model ligands. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 54: 1575-1586.
- WEBSTER, J.G. 1986. The solubility of gold and silver in the system Au-Ag-S-O₂-H₂O at 25°C and 1 atm. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 50: 1838-1845.

- WEBSTER, J.G. & MANN, A.W. 1984. The influence of climate, geomorphology and primary geology on the supergene migration of gold and silver. *Journal of Geochemical Exploration*, 22:21-42.
- WILSON, A.F. 1984. Origin of quartz-free gold nuggets and supergene gold found in laterites and soils: a review and some new observations. *Australian Journal of Earth and Science*, 31:303-316.
- WILSON, M.J. 1966. The weathering of biotite in some Aberdeenshire soils. *Mineralogical Magazine*, 35:1080-1093.
- WILSON, M.J. 1970. A study of weathering in soil derived from a biotite-hornblend rock I. Weathering of biotite. *Clays and Clay Minerals*, 8:291-303.
- WIRTH, K.R.; GIBBS, A.K.; OLSZEWSKI Jr. W.J. 1986. U-Pb zircon ages of the Grão Pará Group and Serra dos Carajás Granite, Pará, Brazil. *Revista Brasileira de Geociências*, 16(2):195-200.
- ZANG, W. & FYFE, W.S. 1993. A three-stage genetic model for the Igarapé Bahia lateritic gold deposit, Carajás, Brazil. *Economic Geology*, 88:1768-1779.
- ZAYKOV, V.V. & SERGEYEV, N.B. 1993. Zone of supergenesis of pyritic lode in the Gay deposit, Southern Urals. *Geology of Ore Deposits*, 35:320-332.

ANEXO

Composição química dos minerais de minério das áreas Salobo e Pojuca-Leste.
Análises à Microsonda Eletrônica.

Salobo	Fe ₂ O ₃	FeO				
Magnetita	68,14	31,10				
	66,20	30,45				
	68,22	31,20				
Calcopirita	S	Cu	Fe			
	34,23	33,68	30,38			
	34,25	33,74	30,61			
	34,48	33,60	30,07			
	34,36	33,87	30,22			
	34,48	33,50	30,13			
Bornita	S	Cu	Fe			
	25,02	60,70	13,47			
	25,32	61,26	13,24			
	25,56	62,07	11,96			
	25,55	61,52	11,98			
	25,69	61,60	12,01			
Calcocita	S	Cu	Fe			
	20,90	77,71	1,39			
	21,09	78,43	0,13			
	20,57	78,69	0,03			
	20,66	78,88	0,43			
	20,38	78,84	0,52			
Covelita	S	Cu	Fe			
	28,30	70,04	0,61			
	28,35	70,39	0,63			
	27,94	70,92	0,74			
	29,02	69,39	0,74			
	28,12	70,54	0,72			
Molibdenita	S	Mo				
	58,86	40,58				
	58,62	40,33				
	58,42	40,49				
	58,07	40,69				
	59,63	40,72				
Cobaltita	S	As	Co	Fe	Cu	Ni
	19,41	43,45	34,86	1,00	0,49	0,90
	19,16	44,29	30,20	2,52	0,22	4,46
Prata Nativa	Ag	Fe	As	Cu	Au	
	96,60	1,80	0,21	0,05	-	
	95,21	1,65	0,24	0,14	-	
	92,61	4,08	0,25	0,04	0,17	
	90,21	2,80	0,30	0,12	0,22	
	95,49	1,16	-	-	-	

Pojuca-Leste	S	Cu	Fe
	35,79	33,65	29,40
Calcopirita	35,40	33,80	29,94
	36,14	33,28	29,65
	34,16	33,91	30,10
	34,12	34,04	29,33
	26,22	59,09	11,65
Bornita	26,12	59,53	11,53
	26,16	59,48	11,37
	S	Mo	
	39,91	58,84	
	39,85	59,13	
Molibdenita	39,57	58,52	
	39,40	59,04	
	39,55	58,83	