



UNIVERSIDADE DE BRASÍLIA
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

**GÊNESE E CONTROLE DA MINERALIZAÇÃO DE Au e Ag
ASSOCIADA A GRANITOS PERALUMINOSOS NA MINA DE
AURUMINA, GOIÁS.**

DISSERTAÇÃO DE MESTRADO

Nº 217

LYS MATOS CUNHA

Orientador: Prof.Dr. NILSON FRANCISQUINI BOTELHO

Brasília, 2006



UNIVERSIDADE DE BRASÍLIA
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

**GÊNESE E CONTROLE DA MINERALIZAÇÃO DE Au e Ag
ASSOCIADA A GRANITOS PERALUMINOSOS NA MINA DE
AURUMINA, GOIÁS.**

DISSERTAÇÃO DE MESTRADO

LYS MATOS CUNHA

Banca examinadora:

Prof. Dr. Nilson Francisquini Botelho (Orientador)

Prof. Dra. Márcia Abrahão Moura – UnB

Prof. Dr. Cláudio Nery Lamarão - UFPA

Brasília, 2006

Cunha, Lys Matos.

Gênese e controle da mineralização de Au e Ag associada a granitos peraluminosos na mina de Aurumina, Goiás / Lys Matos Cunha. -- Brasília : UnB, 2006.

103 p. : il. color. ; 30 cm

Dissertação (Mestrado em Geociências) – Instituto de Geociências, Universidade de Brasília, 2006.

Orientador: Nilson Francisquini Botelho.

Dissertação de mestrado no. 217.

1.Mineralogia. 2. Geoquímica 3. Mineralizações. I.Botelho, Nilson Francisquini. II. Universidade de Brasília. III. Título.

CDD 549

18/12/2006

RELATÓRIO DE DEFESA DE DISSERTAÇÃO
M E S T R A D O

Universidade de Brasília - UnB
Decanato de Pesquisa e Pós-Graduação - DPP
Diretoria de Administração Acadêmica - DAA

1 - Identificação do Aluno

Nome Lys Matos Cunha		Matrícula 04/98301
Curso Geologia		
Área de Concentração Mestrado em Geologia - Prospecção e Geologia Econômica	Código 1627	Departamento IGD

2 - Sessão de Defesa de Dissertação

Título
"GÊNESE E CONTROLE DA MINERALIZAÇÃO DE Au E Ag ASSOCIADA A GRANITOS PERALUMINOSOS NA MINA DE AURUMINA - GOIÁS"

3 - Comissão Examinadora

Nome	Função	Assinatura
NILSON FRANCISQUINI BOTELHO (Doutor)	Membro Interno vinculado ao programa (Presidente) Departamento de Mineralogia e Petrologia	
MARCIA ABRAHAO MOURA (Doutor)	Membro Interno vinculado ao programa Departamento de Mineralogia e Petrologia	
CLÁUDIO NERY LAMARÃO (Doutor)	Membro Externo não vinculado ao programa Universidade Federal do Pará	
CLAUDINEI GOUVEIA DE OLIVEIRA (Doutor)	Membro Interno vinculado ao programa (Suplente) Departamento de Geoquímica e Recursos Minerais	

4 - Resultado

A Comissão Examinadora, em 18/12/2006 após exame da Defesa de Dissertação e arguição do candidato, decidiu:

- Pela aprovação da Dissertação Pela revisão de forma, indicando o prazo de 30 dias para apresentação definitiva.
 Pela reprovação da Dissertação Pela reformulação da Dissertação, indicando o prazo de _____ para nova versão.

Preencher somente em caso de revisão de forma:

- O aluno apresentou a revisão de forma e a Dissertação foi aprovada.
 O aluno apresentou a revisão de forma e a Dissertação foi reprovada.
 O aluno não apresentou a revisão de forma.

Autenticação
Presidente da Comissão Examinadora

18, 12, 06
 Data Assinatura/Carimbo

Autenticação
Coordenador do Curso

Ciente
Aluno

18, 12, 06
 Data Assinatura/Carimbo

18, 12, 06
 Data Assinatura/Aluno

Aprovação do Decanato de Pesquisa e Pós-Graduação

Decisão:

- Homologar

____/____/____
 Data

Assinatura do Decano

O valor das coisas não está no tempo que elas duram, mas na intensidade com que acontecem. Por isso existem momentos inesquecíveis, coisas inexplicáveis e pessoas incomparáveis.

Fernando Pessoa

AGRADECIMENTOS

Ao fim de mais esta jornada gostaria de agradecer às pessoas que, de alguma forma, contribuíram para a realização deste trabalho.

Em primeiro lugar, gostaria agradecer ao Prof.Dr. Nilson Francisquini Botelho pela inquestionável e incomparável orientação. Agradeço a paciência, a dedicação, a amizade, o incentivo e todo o conhecimento transmitido. Eternamente obrigada...

Mais uma vez e sempre, agradeço a ti, MÃE, todo o apoio e incentivo em todos os momentos da minha vida. Obrigada por ser o meu exemplo de vida, e por todo amor e carinho. Aqui estendo meu reconhecimento e agradecimento aos meus irmãos e familiares.

Agradeço à Universidade de Brasília e ao Instituto de Geociências pela oportunidade, e aos Laboratórios de Laminação, Geocronologia e Microscopia do IG pela infraestrutura cedida.

À CAPES pela concessão da bolsa de Mestrado.

Agradeço ao Geólogo Flávio Postal, da Mineração Barro Alto Ltda., por sua colaboração, incentivo e fornecimento de material bibliográfico.

À todos os professores que ao longo desses anos contribuíram para a minha formação profissional. Em especial aos Profs. Drs. Márcia Abrahão Moura, Reinhardt Adolf Fuck, Elton Luiz Dantas, Luiz Homem D'el-Rey Silva, Edi Mendes Guimarães, Sylvia Maria de Araújo, Hardy Jost, José Affonso Brod e Sérgio Junges.

Agradeço aos funcionários do Instituto de Geociências da UnB por ajudar a viabilizar este trabalho. Em especial, a Francisca das Chagas Moraes, Adalgisa Ferreira dos Santos, Maristela Meneses Araújo e Gilberto Correia.

Agradeço ao, hoje, amigo Leandro Guimarães da Silva por todo incentivo, auxílio, carinho e dedicação durante muito tempo de minha vida geológica e pessoal. Obrigada pra sempre...

Agradeço ao meu querido Luciano Soares da Cunha (Xuxa) por todo apoio, incentivo, carinho, dedicação, presença e energia positiva nos últimos meses. Sua ajuda e companherismo foram fundamentais neste momento. Sinceramente obrigada...

Agradeço ao amigo querido Gustavo Mello por toda sua disposição em ajudar sempre. Obrigada pela ajuda indispensável na realização deste momento.

Agradeço ao casal de amigos Magno Augusto Machado e Damine Guimarães da Silva por todo auxílio e ajuda na realização de etapas importantes deste trabalho.

Gostaria de registrar um agradecimento especial à grande amiga Aline Anjos por todo seu auxílio em momentos cruciais e por todo seu carinho e amizade.

Sou grata aos amigos da pós-graduação por todos os momentos de contribuição profissional e pessoal e por toda descontração em instantes necessários. Em especial às minhas queridas amigas de sala Stella Bijos, Ana Maria Correia e Giana Márcia Pinheiro, pela presença e ajuda no tratamento dos dados. Adoro vocês!!!

Obrigada à equipe do Trabalho Final de Graduação 2005 por todo apoio e amizade. Em especial à dupla da área IX, Luiz Henrique Moura e Nívea Goulart, pela grande contribuição neste trabalho.

Agradeço aos amigos especiais que tive a oportunidade de fazer, Caroline Joffily, Lara Nigro, Letícia Lemos de Moraes, Joyce Fiori, Bruno Velasco, Dângelo Victor Gonçalves, Luciano Teixeira (Escubi), Cristiano Camelo Rancan (Dexter), entre outros.

Aos Deuses por toda força de vontade e energia positiva.

A todos o meu sincero MUITO OBRIGADA!!!!

SUMÁRIO

AGRADECIMENTOS	i
LISTA DE FIGURAS	vi
LISTA DE TABELAS	viii
RESUMO	ix
ABSTRACT	xi

CAPÍTULO 1 – INTRODUÇÃO

1.1 – APRESENTAÇÃO	1
1.2 – OBJETIVOS	1
1.3 – LOCALIZAÇÃO E ACESSO	2
1.4 – METODOLOGIA	3
1.5 – HISTÓRICO DA MINA DE AURUMINA	4

CAPÍTULO 2 – GEOLOGIA REGIONAL

2.1 – INTRODUÇÃO	7
2.2 – GEOLOGIA DA ÁREA DE ESTUDO	9
2.2.1 – Formação Ticunzal	9
2.2.2 – Suíte Aurumina	10
2.2.3 – Suíte Pedra Branca	11
2.2.4 – Grupo Arai	12

CAPÍTULO 3 – PETROGRAFIA, QUÍMICA MINERAL E GEOQUÍMICA

3.1 – INTRODUÇÃO	14
3.2 – PETROGRAFIA	17
3.2.1 – Suíte Aurumina	17
3.2.1.1 – Muscovita Granito (Au1)	18
3.2.1.2 – Biotita-Muscovita Granito (Au2)	21
3.2.2 – Formação Ticunzal	29
3.2.2.1 – Xistos Grafitosos	29
3.2.2.2 – Paragneisses	31
3.2.2.3 – Metamorfismo	32

3.3 – QUÍMICA MINERAL	35
3.3.1 – Muscovita	35
3.3.2 – Biotita	36
3.3.3 – Equilíbrio Muscovita - Biotita	39
3.4 – LITOGEOQUÍMICA	41
3.5 – CONCLUSÕES	51

CAPÍTULO 4 – CARACTERIZAÇÃO DO MINÉRIO, CONTROLE ESTRUTURAL E ALTERAÇÃO HIDROTHERMAL

4.1 – INTRODUÇÃO	52
4.2 – CARACTERIZAÇÃO DO MINÉRIO	52
4.2.1 – VL 1.2	57
4.2.2 – VL 1.3	58
4.2.3 – VL 1.6	60
4.3 – PETROGRAFIA DO MINÉRIO	64
4.3.1 – Zona de contato e interação xisto grafitoso – veio de quartzo	64
4.3.2 – Minério Sulfetado	68
4.4 – CONTROLE ESTRUTURAL	73
4.5 – ALTERAÇÃO HIDROTHERMAL	76
4.6 – QUÍMICA MINERAL DO MINÉRIO	78
4.6.1 – Ouro	78
4.6.2 – Esfalerita	79
4.6.3 – Arsenopirita	80
4.7 – CONCLUSÕES	81

CAPÍTULO 5 – MINERALIZAÇÃO DE OURO: GÊNESE E MODELO METALOGENÉTICO

5.1 – INTRODUÇÃO	82
5.2 – GÊNESE DA MINERALIZAÇÃO	82
5.2.1 – Distribuição do ouro	82
5.2.2 – Litogeoquímica	86
5.2.3 – Discussão sobre a gênese da mineralização	91
5.3 – MODELO METALOGENÉTICO	92

CAPÍTULO 6 – CONCLUSÕES 97

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS..... 100

ANEXO 1 – QUÍMICA MINERAL: MICAS

BIOTITA

MUSCOVITA

ANEXO 2 – QUÍMICA MINERAL: OURO E SULFETOS

OURO

SULFETOS

LISTA DE FIGURAS

Capítulo 1

- Figura 1.1** – Mapa de localização e acesso à mina de Au no vilarejo de Aurumina..... 2
Figura 1.2 – Fotos ilustrativas do início dos trabalhos na região da mina de Aurumina. 6

Capítulo 2

- Figura 2.1** – Mapa geológico simplificado da Província Estrutural Tocantins (compilado de Marini *et al.* 1981a, Fuck *et al.* 1987 e Fuck 1994)..... 8
Figura 2.2 – Afloramento em corte de estrada, no Morro do Passarinho, próximo a Monte Alegre de Goiás. 9
Figura 2.3 – **A)** Perspectiva NW que mostra o Morro da Planta à frente da Serra da Aboboreira. **B)** Afloramento no Morro da Planta de biotita-muscovita granito milonítico, que caracteriza a seção-tipo da Suíte Aurumina..... 11
Figura 2.4 – Mapa geológico da região nordeste do Estado de Goiás, que mostra as principais unidades litológicas encontradas na área de estudo (Botelho *et al.*, 1999). 13

Capítulo 3

- Figura 3.1** – Mapa simplificado da região da mina de Aurumina. Modificado de Moura & Silva (2005) 16
Figura 3.2 – Relações de contato entre as fácies Au1 e Au2 da Suíte Aurumina.. 17
Figura 3.3 – Exemplos de afloramento, amostras de mão e lâmina delgada do muscovita granito, fácies Au1..... 20
Figura 3.4 – Fotomicrografias do muscovita granito com exemplos de lamelas magmáticas de muscovita e biotita. 21
Figura 3.5 – Distribuição geográfica das principais toponímias associadas à mina de Aurumina, além de feições de afloramento e em lâmina delgada do biotita-muscovita granito..... 24
Figura 3.6 – Aspectos micrográficos do biotita-muscovita granito. 25
Figura 3.7 – Fotomicrografias do biotita-muscovita granito em porções mais alteradas hidrotermalmente. 27
Figura 3.8 – Diagrama proposto por Streckeisen, 1967 para a classificação modal de rochas plutônicas, com dados de rochas graníticas da Suíte Aurumina. 28
Figura 3.9 – Aspectos de afloramento da Formação Ticunzal. 29
Figura 3.10 – Fotomicrografias que ilustram as principais características do clorita muscovita quartzo xisto grafitoso..... 33
Figura 3.11 –Fotomicrografias que mostram os aspectos gerais do paragneisse da Formação Ticunzal. 34
Figura 3.12 – Diagrama $Al_2O_3 - TiO_2$, para muscovitas das rochas graníticas da Suíte Aurumina. 36
Figura 3.13 – Diagrama para classificação da biotita, proposto por Nachit (1986), com dados das rochas graníticas da Suíte Aurumina. FeO corresponde ao FeO_t 37
Figura 3.14 - Diagrama $Fe/(Fe+Mg)$ para composição da biotita..... 38
Figura 3.15 – Relação $FeO_{(t)} - Al_2O_3$ para biotita da Suíte Aurumina, em diagrama proposto por Abdel-Rahman (1994). Os campos representados pelas letras A, C e P significam respectivamente, Suítes Alcalinas Anorogênicas, Suítes Orogênicas Cálcio-Alcalinas e Suítes Peraluminosas. 38
Figura 3.16 - Relações de equilíbrio entre muscovita e biotita em diagrama $TiO_2 - Al_2O_3$ 40

Figura 3.17 – Amostras de rochas graníticas da Suíte Aurumina em diagrama discriminante que mostra o caráter peraluminoso com valores de ISA > 1,1 (Maniar & Piccoli, 1989).....	41
Figura 3.18 - Diagrama discriminante (Y + Nb) – Rb (Pearce <i>et al.</i> 1984) com distribuição das amostras da Suíte Aurumina no domínio de granitos sin-colisionais.	45
Figura 3.19 – Diagramas de variação de elementos maiores em relação a SiO ₂ e diagrama MgO - TiO ₂ , para as rochas graníticas da Suíte Aurumina.....	48
Figura 3.20 – Diagramas de variação de elementos traço em relação a SiO ₂ para as rochas graníticas da Suíte Aurumina.	49
Figura 3.21 – Diagramas de variação de elementos terras raras, normalizados a condrito, para rochas graníticas da Suíte Aurumina. Separados em A para milonito e muscovita granito e em B para variações do biotita-muscovita granito.	50

Capítulo 4

Figura 4.1 – Exemplo de amostra macroscópica do filão mineralizado VL 1.3, a uma profundidade de 27 metros. Destaque para as concentrações sulfetadas associadas à mineralização aurífera.	55
Figura 4.2 - Mapa geológico da cava principal que detalha os principais veios mineralizados, V L 1.2 e V L 1.3. Modificado Postal (1984).	56
Figura 4.3 – Fotos do início dos trabalhos de exploração no VL 1.2, da Mina de Aurumina, na década de 1950.	57
Figura 4.4 – Fotos do início dos trabalhos de exploração no VL 1.3, da Mina de Aurumina, na década de 1950.	59
Figura 4.5 – Aspecto geral do afloramento do veio VL 1.6. Destaque para o caráter concordante do veio em relação ao xisto grafitoso, melhor evidenciado em B.	61
Figura 4.6 - Mapa geológico do veio satélite V L 1.6. Modificado Postal (1984).	62
Figura 4.7 - Distribuição dos teores de ouro para o veio satélite VL 1.6. Modificado Postal (1984).	63
Figura 4.8 – Fotos do VL 1.3 em galerias com profundidade aproximada de 70 metros ..	66
Figura 4.9 – Fotomicrografias da zona de interação entre os veios VL 1.2 e VL 1.3 e a rocha encaixante xistosa.	67
Figura 4.10 – Aspectos de alguns minerais hidrotermais relacionados à zona de interação.....	68
Figura 4.11 – Exemplos das associações sulfetadas relacionadas à mineralização aurífera.....	70
Figura 4.12 – Fotomicrografias do minério e as principais associações de sulfetos.....	71
Figura 4.13 – Aspectos microscópicos de minerais secundários e acessórios.	72
Figura 4.14 – Perfil esquemático que localiza a Mina de Aurumina em relação ao Rio das Pedras.	74
Figura 4.15 - Perfil geológico do veio principal VL 1.3. Modificado de Postal (1984). ...	75
Figura 4.16 – Foto da porção mais espessa do V.L. 1.3 que mostra a característica múltipla do veio.	77
Figura 4.17 – Diagrama discriminante para dados de química mineral de ouro e prata do minério da Aurumina.....	79
Figura 4.18 - Diagrama discriminante para valores de Zn e (Fe + Cd), em porcentagem atômica, da esfalerita do minério de Aurumina.....	79
Figura 4.19 – Dados de arsenopirita de Aurumina e Novo Horizonte em diagrama proposto por Kretschmar & Scott (1976), que plota a composição da arsenopirita em função da temperatura de cristalização.....	80

Capítulo 5

Figura 5.1 – Aspectos do processo de amostragem durante a segunda etapa de campo....	84
Figura 5.2 – Perfil esquemático SE-NW na região de contato entre a Fm. Ticunzal e Suíte Aurumina, que localiza a distribuição dos pontos de coleta e seus respectivos valores de teor em ouro.....	85
Figura 5.3 – Diagramas de variação dos metais Pb, Zn, Cu e As em relação ao Au para as rochas graníticas da Suíte Aurumina.	87
Figura 5.4 – Diagramas de variação dos metais Pb, Zn, Cu e As em relação ao Au para as rochas metassedimentares da Formação Ticunzal.....	88
Figura 5.5 – Diagrama de variação Au x As para as rochas da Suíte Aurumina e Formação Ticunzal.	88

LISTA DE TABELAS

Tabela 3.I – Resultados da análise química de rocha total para rochas graníticas da Suíte Aurumina.....	42
Tabela 4.I – Formas de ocorrência das mineralizações auríferas na região da Mina de Aurumina (Postal, 1984).	53
Tabela 5.I – Resultados das análises de ouro e platinóides para amostras da mina.....	83
Tabela 5.II – Resultados da análise de rocha total para amostras da Formação Ticunzal.....	89
Tabela 5.III – Comparação entre depósitos do tipo ouro orogênico, relacionado a intrusões e o depósito de Aurumina.....	96

RESUMO

A região nordeste do Estado de Goiás é conhecida por apresentar várias ocorrências, garimpos e pequenas minas de ouro, localizadas principalmente em domínio anteriormente considerado como pertencente ao Complexo Granito-gnáissico e aos granitos estaníferos anorogênicos. Recentemente tem sido mostrado que grande parte desse domínio é formada por granitos peraluminosos sin a tardi-tectônicos, que constituem a Suíte Aurumina de idade paleoproterozóica, entre 2,0 e 2,2 Ga. Os granitos peraluminosos hospedam mineralizações de Sn e Ta e são a rocha encaixante de depósitos de ouro em Cavalcante, Aurumina e Monte Alegre de Goiás.

A mina de Aurumina, explorada desde 1948, com algumas interrupções, situa-se em uma zona de cisalhamento N-NE, no contato entre o biotita-muscovita granito da Suíte Aurumina e xistos grafitosos da Formação Ticunzal. A zona de cisalhamento desenvolve extensa faixa de milonitos e filonitos, com zonas hidrotermalizadas marcadas por silicificação, sulfetação e sericitização. Os maiores teores de ouro e prata ocorrem em um filão parcialmente lavrado, que apresentava 80 metros de comprimento com espessura média de 60cm e atitude N20E; 60NW. A mineralização principal desenvolveu-se em uma zona de cisalhamento associada a sistema de deformação regional N10-30E, mas condicionada ao contato entre biotita-muscovita granito sin-tectônico da Suíte Aurumina e xisto grafitoso da Formação Ticunzal. Os veios mineralizados são tardios em relação à deformação principal, e estão relacionados a zonas de baixa pressão na zona de cisalhamento, que favoreceriam a formação de vazios simultâneos com a deformação.

A mineralização de ouro está hospedada nos veios de quartzo onde, subordinadamente, ocorrem prata, esfalerita, galena, calcopirita, pirita, marcassita, arsenopirita, auroestibita (AuSb_2), greenockita (CdS) e berthierita (FeSb_2S_4). Em zonas oxidadas ocorrem covelita, calcosita, escorodita ($\text{FeAsO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$) e beudantita ($\text{PbFe}_3(\text{AsO}_4\text{SO}_4)_2(\text{OH})_6$). O ouro geralmente ocorre na forma livre, principalmente associado aos sulfetos, sendo também encontrado como grãos isolados na matriz quartzosa. Dados químicos mostraram que a solução sólida entre Au e Ag, estabelece uma proporção média de 25wt% de Ag para 75wt% de Au, na estrutura do metal, o que classifica o ouro de Aurumina como eléctrum. Dados químicos de esfalerita e arsenopirita indicaram temperatura de formação do depósito entre 315 e 373°C.

A mineralização apresenta o mesmo controle estrutural encontrado nas demais ocorrências de ouro da região nordeste de Goiás, com contribuição do magmatismo

granítico sin-tectônico e da rocha encaixante metassedimentar grafitosa, além da influência da deformação paleoproterozóica. Embora, na região da mina, os maiores teores de Au nas rochas encaixantes sejam encontrados nos xistos da Formação Ticunzal, sugere-se que sejam os granitos peraluminosos a principal fonte do ouro. Regionalmente, essas rochas têm concentrações de Au de até 74,6 ppb.

A mineralização de ouro de Aurumina pode ser comparada aos modelos clássicos de depósitos relacionados a intrusões em províncias magmáticas hospedeiras de mineralização de W e/ou Sn, pois, apresenta mineralizações regionalmente conhecidas de Sn, associadas a granitos da Suíte Aurumina, e características comuns, tais como a relação entre a mineralização e a intrusão félsica, associação metálica, estilo das mineralizações, processos de alteração hidrotermal e ambiente tectônico.

ABSTRACT

The Northeastern part of the Goiás State is known for containing several occurrences, “garimpos” and small gold mines, hosted and related to 2.0 and 2.2 Ga, syn- to late-tectonic peraluminous granites of the Aurumina Suite. This peraluminous suite also contains Sn and Ta mineralization, and represents the host rock of gold deposits in Cavalcante, Aurumina and Monte Alegre de Goiás.

The Aurumina mine, which has been explored since 1948, with some interruptions, is situated in a N10-N30E shear zone, in the contact between the biotite-muscovite granite of the Aurumina Suite and graphite schist of the Ticunzal Formation. The shear zone develops a wide mylonite to phyllonite belt, with hydrothermalized zones, characterized by silicification, sericitization and sulfidation. The highest contents of gold and silver occur in N20E; 60NW partially mined quartz veins, with 80m length, 60cm average width. The mineralized veins are late when compared to the main deformation and are related to low-pressure zones at the shear zone, which favored the formation of empty spaces simultaneously to the deformation.

The ore minerals in the richest quartz veins are sphalerite, galena, chalcopyrite, pyrite, marcassite, arsenopyrite, aurostibite (AuSb_2), greenockite (CdS) and berthierite (FeSb_2S_4). In oxidized zones occur covellite, chalcocite, scorodite ($\text{FeAsO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$) and beudantite ($\text{PbFe}_3(\text{AsO}_4\text{SO}_4)_2(\text{OH})_6$). Gold occurs as free grains associated to sulfides, but also as isolated grains in the quartz groundmass. In the Aurumina mine, gold has electrum composition with an average concentration of 25wt% Ag and 75wt% Au. Iron concentration in sphalerite and As/S ratio in arsenopyrite indicate deposit formation at temperatures between 315 and 373°C.

The Aurumina mineralization presents the same structural controls found in other gold occurrences in the Northeastern region of Goiás, with contributions of the sin-tectonic granitic magmatism and of the graphite-bearing metasedimentary country rocks, besides the influence of the paleoproterozoic deformation. Although the highest contents of Au in wall-rocks at the mine region are found in schist of the Ticunzal Formation, it is suggested that the peraluminum granites are the main source of gold. Regionally, these rocks show Au concentration of up to 74.6 ppb.

Gold mineralization of the Aurumina mine can be compared to the classical deposit models related to intrusions in magmatic provinces that host mineralization of W and/or Sn, since Aurumina Suite granites contain regionally known tin mineralization.

Otherwise, common characteristics of this kind of deposit such as the relationship between the mineralization and felsic intrusion, metallic association, mineralization style, hydrothermal alteration processes and tectonic environment, are also found in the Aurumina mine.

CAPÍTULO 1 – INTRODUÇÃO

1.1 – APRESENTAÇÃO

A região nordeste do Estado de Goiás vem sendo estudada há mais de vinte anos por pesquisadores do Instituto de Geociências da UnB (Marini & Botelho, 1986). Foi área do Trabalho Final de Graduação em 1995, 1998, 1999 e, mais recentemente, em 2005, sendo alvo de diversos estudos acadêmicos e prospectivos devido às suas riquezas minerais. São conhecidas várias ocorrências, garimpos e pequenas minas de ouro, além de depósitos de estanho localizados principalmente em domínio anteriormente considerado como pertencente ao Complexo Granito-gnáissico, de idade arqueana/paleoproterozóica, e aos granitos estaníferos anorogênicos, de idade paleo/mesoproterozóica.

Estudos recentes mostraram que grande parte desse domínio é formado por granitos peraluminosos, que constituem a Suíte Aurumina, de idade paleoproterozóica, entre 2,0 e 2,2 Ga (Botelho *et al.*, 1999; Botelho & Silva, 2005). O estudo desses granitos peraluminosos é de grande importância para o entendimento da evolução geotectônica da região, além de serem a rocha encaixante de várias ocorrências e depósitos de ouro. As principais minas e garimpos de ouro relacionados à Suíte Aurumina são: mina Buraco do Ouro, em Cavalcante, mina de Aurumina, em Nova Roma, e garimpos do Novo Horizonte e Tucano, em Monte Alegre.

1.2 – OBJETIVOS

A Mina de Aurumina representa uma importante ocorrência de mineralização de ouro, com prata associada, na região nordeste de Goiás. Poucos estudos foram realizados na mina e os trabalhos publicados são limitados, apresentando caráter de síntese do contexto regional ou caráter comparativo com outras ocorrências auríferas da região. Estudos mais recentes mostram que a mineralização ocorre nos veios de quartzo alojados no contato entre a rocha granítica peraluminosa da Suíte Aurumina e rocha metassedimentar grafitosa da Formação Ticunzal.

O presente trabalho tem como objetivo principal o estudo do processo mineralizador visando estabelecer o modelo para a gênese da mineralização de Aurumina, a contribuição do magmatismo granítico e da rocha encaixante metassedimentar grafitosa, além da influência da deformação sin-tectônica paleoproterozóica. Como a mineralização apresenta o mesmo controle encontrado nas

demais ocorrências de ouro da região, o modelamento do depósito de Aurumina pode ter uma aplicação regional. Assim, os objetivos dessa Dissertação de Mestrado são:

- A) Caracterização do minério e das rochas encaixantes envolvidas;
- B) Determinação do papel das rochas encaixantes no processo mineralizador;
- C) Caracterização do processo de mineralização aurífera, com elaboração de um modelo metalogenético.

1.3 – LOCALIZAÇÃO E ACESSO

A área estudada localiza-se na porção nordeste do Estado de Goiás, no Município de Nova Roma (Figura 1.1).

O acesso rodoviário, a partir de Brasília, se faz pela rodovia federal BR-020 no sentido Formosa-GO, até o entroncamento com a rodovia estadual GO-118, por onde segue passando pelas cidades de São Gabriel, São João da Aliança, Alto Paraíso de Goiás e Teresina de Goiás.

O acesso à área de estudo, localizada no vilarejo de Aurumina, é feito através de estrada não-pavimentada à direita, após a cidade de Teresina de Goiás, no sentido Nova Roma.

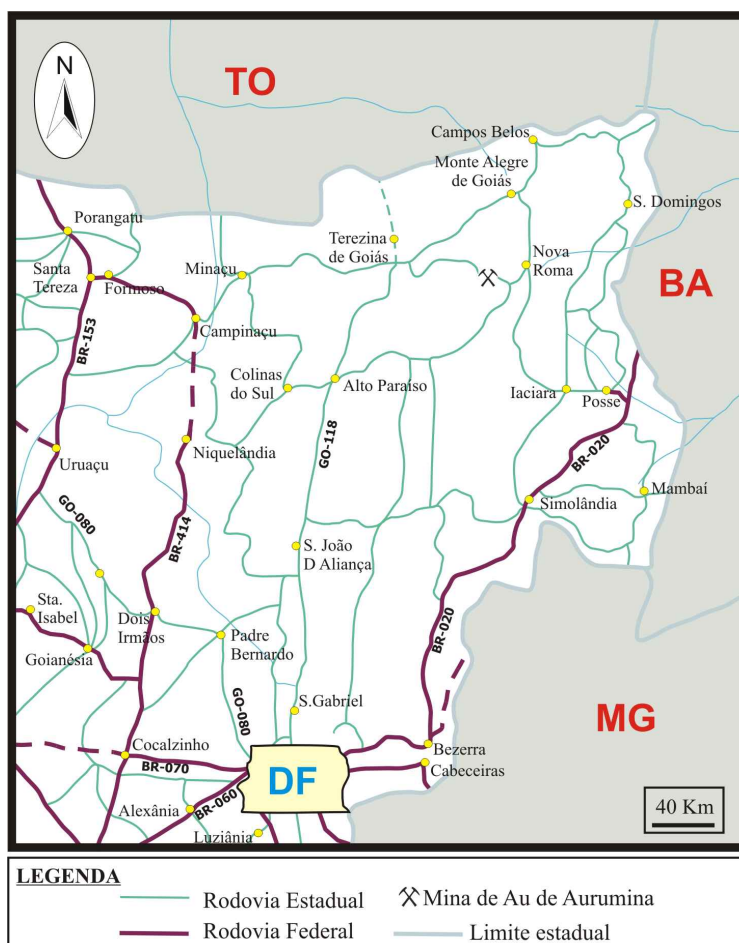


Figura 1.1 – Mapa de localização e acesso à mina de ouro no vilarejo de Aurumina.

1.4 – METODOLOGIA

Para o desenvolvimento do trabalho, a metodologia utilizada para que os objetivos fossem cumpridos de forma satisfatória iniciou-se com a revisão bibliográfica de textos e artigos científicos sobre granitos peraluminosos, mineralizações auríferas relacionadas a intrusões graníticas e exemplos mundiais de depósitos do tipo *intrusion-related*, além de textos diversos relacionados ao ambiente aurífero. Posteriormente esta etapa foi retomada após a obtenção de relatórios referentes aos anos de atividade da mina, inteiramente cedidos pelo Geólogo Flávio Postal da Mineradora Barro Alto S.A. O material inclui relatórios anuais de pesquisa, relatório técnico administrativo, plano de recuperação de áreas degradadas e mapas.

Uma das etapas de campo foi realizada no período de 20 a 27 de julho de 2005. Consistiu na caracterização geológica de maior detalhe da região da mina, coleta de amostras dos veios mineralizados, da rocha encaixante e do granito peraluminoso, além da aquisição de medidas das atitudes dos veios e rochas associadas, e fotos representativas. A segunda etapa de campo foi realizada no período de 13 a 15 de fevereiro de 2006, e consistiu na amostragem de porções silicificadas de regiões adjacentes ao veio principal da mina.

A preparação de amostras foi realizada em duas etapas distintas ao longo do período, e consistiu em serragem das amostras para preparação de lâminas e pulverização para análise química. As lâminas delgadas polidas foram confeccionadas no Laboratório de Laminação do Instituto de Geociências, a partir de amostras anteriormente coletadas pelo orientador no interior da mina, além das amostras coletadas nas etapas de campo. A preparação de amostras para geoquímica consistiu na britagem, quarteamento e pulverização das mesmas. As análises químicas dos elementos maiores, menores, traços, ETR, Au e platinóides de todas as amostras foram feitas no Laboratório ACME do Canadá. Os elementos maiores foram analisados por ICP-AES, após fusão com LiBO_2 . Os elementos traços e as terras raras foram analisados por ICP-MS, após fusão com LiBO_2 , exceto para os metais-base, cuja extração foi feita por digestão com água régia. Au, Pt, Pd e Rh foram analisados por ICP-MS, após coleção por *fire assay*.

A partir das rochas e veios mineralizados foi realizado o estudo petrográfico, no Laboratório de Microscopia do IG com uso de microscópio petrográfico, o que permitiu a análise de aspectos como mineralogia, textura, contato entre os grãos, tamanho dos grãos, alteração dos minerais e a associação mineralógica. Com esse

estudo se obteve o reconhecimento detalhado dos litotipos da área de estudo, o que auxiliou na seleção das amostras a serem analisadas. Ainda nesta etapa foram tiradas algumas fotos de lâminas e seções polidas, com a intenção de mostrar de maneira ilustrativa alguns dos aspectos importantes, tais como: os minerais essenciais e suas características, contatos mineralógicos, os minerais acessórios mais significativos e texturas.

Foram feitas análises pontuais em microsonda eletrônica CAMEBAX SX-50 do Laboratório do Instituto de Geociências da UnB. As análises foram realizadas em micas (muscovita e biotita), sulfetos e ouro. Como durante quase todo o tempo de trabalho de Mestrado, o equipamento estava em pane, foram aproveitados dados inéditos de micas, obtidos durante trabalho de Iniciação científica (Cunha & Botelho, 2002) e de sulfetos e ouro, obtidos em trabalhos de pesquisa anteriores do orientador. As micas foram analisadas sob condições de voltagem de 15 Kv, corrente de 15 nA e tempo de contagem de 10s, com programa analítico de rotina para silicatos do laboratório. As condições de análises dos sulfetos foram: voltagem de 15 Kv, corrente de 25 nA e tempo de contagem de 20s para Cu, Zn, Fe, S, As; 30s para Ag, Cd, In, Sn, Pb e Sb; 45s para Au e Bi. Os padrões utilizados foram: As: AsGa; Zn: ZnSe; Sb: STIB; Fe e S na pirita: FeS₂; Cu, Fe e S nos demais sulfetos: CuFeS; Cd: CdS; e metais puros: Au e Ag. O limite de detecção do ouro nos sulfetos foi de 300 ppm e os resultados sempre estiveram abaixo desse limite. O ouro foi analisado com voltagem de 25 Kv e corrente de 40 nA. Os padrões foram os mesmos anteriores.

1.5 – HISTÓRICO DA MINA DE AURUMINA

O depósito de Aurumina constitui uma antiga mina de ouro conhecida desde o século XVIII quando foi explorada pelos bandeirantes. Apesar dos vários ciclos exploratórios, não existe praticamente nenhum relato divulgado sobre a mina. Daí a importância de registrar aqui um histórico desses ciclos exploratórios.

No século XX a mina foi explorada no início da década de 50 e posteriormente abandonada. A proposta era examinar o eventual potencial da área para a produção de ouro e para determinar os melhores métodos de exploração a serem desenvolvidos no distrito (Figura 1.2 A a E). No início da pesquisa, foram coletadas 15 amostras que foram analisadas em laboratório próximo a Belo Horizonte (Joralemon, 1960). Os resultados obtidos mostraram que os depósitos eram aparentemente pontuais, associados

a pequenos veios de baixo teor, que não sustentariam uma mineração prolongada, e o prospecto foi descartado.

No começo da década de 60, deu-se início a nova etapa de exploração, com o levantamento de superfícies de mineração. Devido à baixa recuperação, estimada em torno de 50%, e a métodos ineficientes, a mineração tornou-se economicamente inviável, pois, após o beneficiamento, menos de 10 mil toneladas de minério foi obtida. Na época o custo elevado da operação foi relacionado ao fato de os altos teores de minério ocorrerem de forma pontual, por causa da concentração do ouro em locais isolados (Joralemon, 1960). Entretanto, estudos subsequentes mostraram que a mina era extensa e que os corpos principais de minério seriam grandes produtores de ouro, com mineralização relacionada a veios de quartzo leitoso, com pirita, galena, calcopirita, arsenopirita e esfalerita subordinadas. Os veios de quartzo auríferos foram caracterizados como pertencentes a depósitos do tipo hidrotermal com forte controle estrutural, devido à natureza do quartzo, à conformidade dos veios e à assembléia mineral. Valores do teor de ouro eram calculados, na época, entre 15 a 20 dólares por tonelada, mas pequenos corpos poderiam apresentar até 15.000 dólares de ouro (Joralemon, 1960). Após esse período de exploração na década de 60, a mina ficou desativada por cerca de vinte anos. Em 1983/1984, a Mineradora Barro Alto iniciou novos trabalhos de pesquisa, onde foi constatado que o pequeno volume de minério disponível para a abertura de uma mina a céu aberto seria compensado, em tonelagem, pelo minério disponível em subsequente mina subterrânea. O minério foi, então, inicialmente lavrado a céu aberto até a profundidade de 28 metros e posteriormente foi feita lavra subterrânea até a profundidade de 120 metros. Os trabalhos foram mantidos até 1992. Dessa época até os dias atuais a mina permaneceu desativada.



Figura 1.2 – Fotos ilustrativas do início dos trabalhos na região da mina de Aurumina. Destaques para: **A e B)** Mostram vistas internas do que era a casa de máquinas da usina primitiva. **C)** Aspectos da montagem do pilão californiano utilizado. **D)** Estado dos trabalhos em um dos principais veios, até fevereiro de 1951. **E)** Evolução dos trabalhos no mesmo veio que D, até fevereiro de 1953. Fonte: Parada, 1953.

CAPÍTULO 2 – GEOLOGIA REGIONAL

2.1 – INTRODUÇÃO

A área de estudo está inserida na porção centro-leste da Província Estrutural Tocantins, no Brasil Central (Figura 2.1), província esta que representa a porção central da Plataforma Sul Americana. A Plataforma Sul Americana é composta por escudos pré-cambrianos e Faixas móveis proterozóicas e foi consolidada no fim do neoproterozóico, com o encerramento do Ciclo Brasileiro (650-530 Ma).

A Província Tocantins, localizada a leste do Cráton São Francisco e a oeste do Cráton Amazônico, é um sistema orogênico neoproterozóico, relacionado ao processo de convergência entre os crátons, com vergência para leste, e configura um sistema de dobras e empurrões, que gerou metamorfismo e retrabalhamento crustal durante Ciclo Orogenético Brasileiro. A Província Tocantins é composta por três faixas móveis: a Faixa Brasília, que bordeja o Cráton São Francisco, e as Faixas Paraguai e Araguaia, que bordejam o Cráton Amazônico; além do terreno arqueano de Crixás-Goiás, os complexos máficos-ultramáficos acamadados e o Arco Magmático de Goiás (Fuck *et al.*, 1994).

A Faixa Brasília constitui uma importante unidade geotectônica neoproterozóica e caracteriza um cinturão de dobras e falhas de empurrão com transporte tectônico em direção ao Cráton São Francisco (Rodrigues *et al.*, 1999). Está situada na porção leste da Província Tocantins e se estende por mais de 1000 km na direção N-S (Dardenne, 2000). A Faixa é dividida em zonas cratônica, externa e interna a partir de diferenças no grau metamórfico e no nível de deformação, que aumentam na direção E – W (Fuck *et al.*, 1994). Exposições do embasamento e coberturas fanerozóicas e pré-cambrianas, ambas localmente deformadas, representam a zona cratônica. A Zona externa é composta por unidades de metassedimentos do Grupo Paranoá e Canastra e pelas Formações Vazante e Ibiá, além de exposições de seu embasamento. O embasamento é caracterizado por terrenos granito-gnáissicos, rochas metassedimentares da Formação Ticunzal, granitos estaníferos, rochas dos Grupos Araí e Serra da Mesa (Pimentel *et al.*, 2000). A Zona interna inclui unidades alóctones, rochas associadas representantes do Grupo Araxá e áreas de embasamento (Fuck *et al.*, 1994).

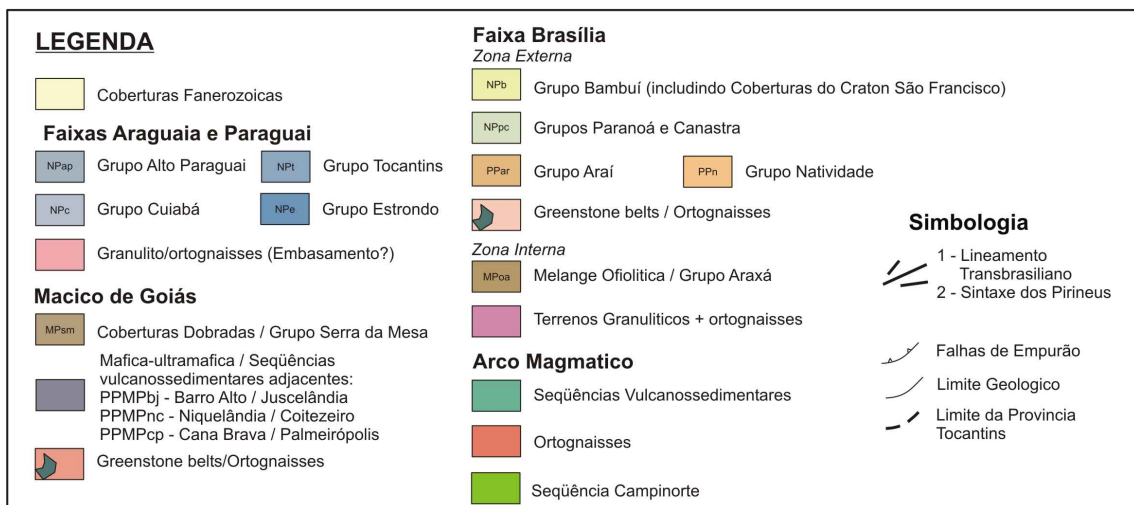
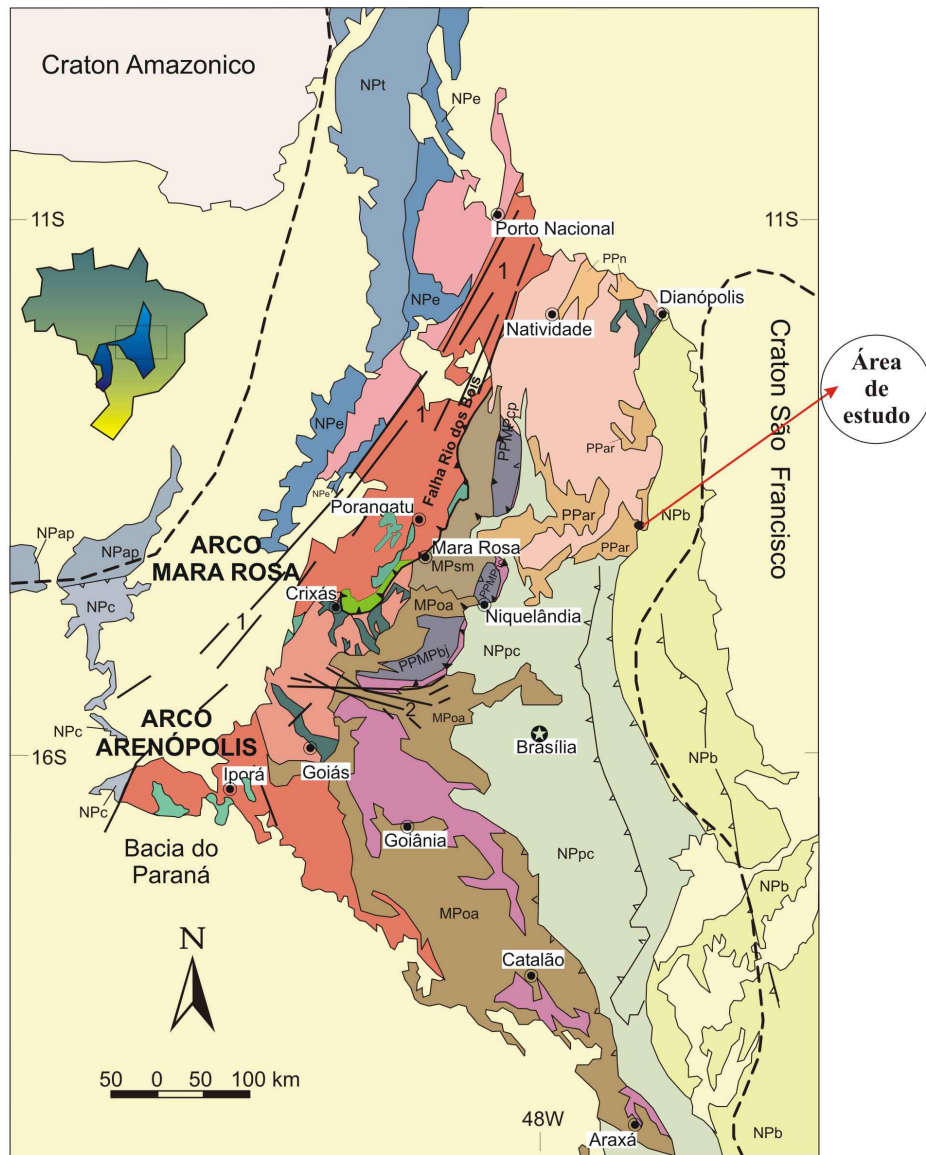


Figura 2.1 – Mapa geológico simplificado da Província Estrutural Tocantins (compilado de Marini *et al.*, 1984a e Fuck 1994).

2.2 – GEOLOGIA DA ÁREA DE ESTUDO

A região de Nova Roma está inserida na zona externa da Faixa Brasília, na porção onde aflora o embasamento da faixa. Esse embasamento é representado por rochas da Formação Ticunzal, Suíte Aurumina, Suíte Pedra Branca e Grupo Araí.

2.2.1 – Formação Ticunzal

A Formação Ticunzal, (Marini *et al.*, 1978; Pimentel *et al.*, 2004 e Fuck *et al.*, 1988) representa um espesso pacote de rochas metassedimentares, composto principalmente por paragnaisse e micaxistos grafitosos, com finas camadas de metarcóseos e quartzitos micáceos, que se distribui por grande parte da região centro-leste do Estado de Goiás. As rochas mais comuns são os xistos grafitosos associados a mica-quartzo xisto, granada-mica xisto e biotita gnaisse. Sua característica mais marcante é a presença de grande quantidade de grafita, que sugere ambiente de sedimentação marinho restrito com alta atividade biológica. A Formação Ticunzal apresenta metamorfismo em fácies anfibolito, evidenciado por níveis de grafita de alta cristalinidade e fenoclastos de granada, com retrometamorfismo em fácies xisto verde.

O pacote metassedimentar da Formação Ticunzal representa a rocha encaixante de diversas intrusões graníticas e tonalíticas peraluminosas e de granitos estaníferos anorogênicos (Figura 2.2), com desenvolvimento de auréolas de metamorfismo de contato com a formação de andaluzita. A Formação Ticunzal apresenta importante caráter metalogenético, por conter ocorrências de urânio e ouro associadas (Marini *et al.*, 1984). Dados isotópicos de Sm-Nd mostraram idades-modelo entre 2,7 e 2,8 Ga, que caracterizam o pacote metassedimentar como sendo de idade neoarqueana/paleoproterozóica (Pimentel *et al.*, 2004).

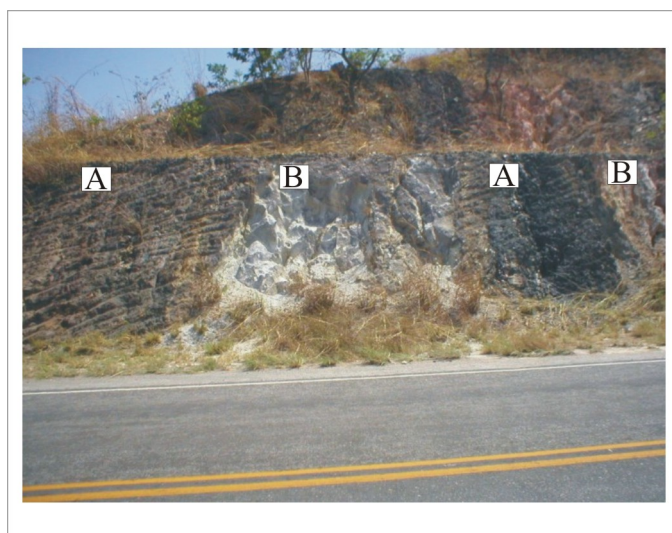


Figura 2.2 – Afloramento em corte de estrada, no Morro do Passarinho, próximo a Monte Alegre de Goiás. Destaque para o caráter intrusivo concordante da rocha granítica peraluminosa no xisto da Formação Ticunzal. **A)** Fm. Ticunzal e **B)** Suíte Aurumina.

2.2.2 – Suíte Aurumina

A Suíte Aurumina é caracterizada por granitos e tonalitos peraluminosos de idade paleoproterozóica, entre 2,0 e 2,2 Ga (Botelho *et al.*, 1999). Esses granitos foram inicialmente identificados por Botelho (1992), que na ocasião os considerou como pertencente ao conjunto de granitos estaníferos anorogênicos. Em 1995, alunos do trabalho final de graduação da Universidade de Brasília identificaram uma nova suíte de rochas graníticas peraluminosas (granitos $\gamma 2$), na região de Teresina de Goiás, em domínios anteriormente classificados como pertencentes ao Complexo Granito-Gnáissico. Todos os corpos de granitos e tonalitos peraluminosos, que ocorrem na região nordeste de Goiás, foram então denominados de Suíte Aurumina por Botelho *et al.*, 1999 (Figura 2.4).

A maior área de exposição desses granitos encontra-se na região de Teresina de Goiás e Cavalcante, onde são encontradas intrusões concordantes com a foliação da Formação Ticunzal, estendendo-se ainda para regiões de Nova Roma e Monte Alegre de Goiás. A suíte peraluminosa tem sua área-tipo situada entre o povoado de Aurumina e o Rio Paranã, a oeste do Maciço Pedra Branca, onde aflora um pequeno corpo de 5 km² alongado segundo N30W, evidenciado na elevação denominada de Morro da Planta (Figura 2.3). O granito é intrusivo em milonitos anteriormente considerados como Complexo Granito-Gnáissico (Botelho *et al.*, 1999), mas, atualmente, considerados como parte da Suíte Aurumina, representando a fácies Au1 (Moura & Silva, 2005). Esses granitos apresentam intensas anomalias radiométricas nos canais do potássio e do tório, estão relacionados às mineralizações do depósito de ouro de Aurumina e Cavalcante (hospedados em veios de quartzo) e do depósito de Sn-Ta em Porto Real, além de serem a rocha encaixante de greisens e pegmatitos dos depósitos de Sn-Ta de Monte Alegre de Goiás.

Dados isotópicos apresentados por Sparrenberger & Tassinari (1998), obtidos pelo método K-Ar em muscovita de pegmatito peraluminoso da região de Monte Alegre de Goiás, mostraram idade de 2129 ± 26 Ma, além de dados U-Pb em cassiterita que indicaram idades entre 2023 Ma e 2277 Ma para a mineralização estanífera. Dados de U-Pb em zircão, obtidos pelos métodos SHRIMP e convencional, apresentaram idades 2180 ± 12 Ma e 2143 ± 11 Ma; e dados de Sm-Nd revelaram idades-modelo no intervalo entre 2,3 e 2,5 Ga (Fuck *et al.*, 2002 e Alvarenga *et al.*, 2006). Características químicas, idades das rochas associadas e relações de contato com a Formação Ticunzal sugerem que a Suíte Aurumina possa ser derivada de magmatismo sin-colisional

relacionado ao Ciclo Transamazônico, ou apenas represente uma suíte sin-tectônica gerada por anatexia crustal.



Figura 2.3 – A) Perspectiva NW que mostra o Morro da Planta à frente da Serra da Aboboreira. B) Afloramento no Morro da Planta de biotita-muscovita granito milonítico, que caracteriza a seção-tipo da Suíte Aurumina.

2.2.3 – Suíte Pedra Branca

A Suíte Pedra Branca compreende corpos graníticos de idade paleoproterozóica, em sua maioria mineralizados em cassiterita (Marini & Botelho, 1986, Botelho & Moura, 1998 e Alvarenga *et al.*, 2006). A área de estudo do presente trabalho está inserida no contexto geológico dos principais corpos graníticos intrusivos na Formação Ticunzal e na Suíte Aurumina, que correspondem a seis altos topográficos circulares, representados pelos granitos Serra da Pedra Branca, Mocambo, Mangabeira, Mendes, Sucuri e Soledade.

A suíte é constituída por granitos do tipo A enriquecidos em Sn e In, classificados por Botelho (1992) em famílias g1 e g2, e datadas pelo método U-Pb em 1,77 e 1,58 Ga respectivamente (Pimentel *et al.*, 1991). As rochas graníticas apresentam orientação mineral difusa, são predominantemente leucogranitos porfiríticos com feldspato potássico, por vezes quartzo azulado e biotita como mineral máfico principal. Os granitos da suíte g1 são potássicos, apresentam afinidade alcalina a subalcalina, incompatibilidade de Nb e Th e altos teores de Zr, Y e ETR. A família g2 possui caráter metalumisoso a peraluminoso, menor razão K/Na e Fe_2O_3/MgO e conteúdos mais elevados de SiO_2 , Al_2O_3 , Li, Sr e Ta que os granitos g1.

As importantes mineralizações de cassiterita associadas aos granitos da Suíte Pedra Branca estão relacionadas a biotita granitos e leucogranitos submetidos a intensos processos de greisenização, albitização e microclinização, sendo o Granito Pedra Branca o mais estudado e que detém a mineralização mais importante da região (Botelho & Marini, 1984).

As rochas da Suíte Pedra Branca estão relacionadas a ambiente extensional do tipo rifte, com envolvimento da crosta continental em processo de refusão durante o Paleoproterozóico (Pimentel *et al.*, 1991 e Botelho, 1992).

2.2.4 – Grupo Araí

O Grupo Araí é caracterizado por uma seqüência metavulcano-sedimentar de natureza clástica e pelítica que se encontra em discordância erosiva e angular sobre o embasamento Granito-gnáissico, Formação Ticunzal e Suíte Pedra Branca (Marini *et al.*, 1978). A seqüência típica do Grupo Araí ocorre na porção nordeste da Faixa Brasília, nas regiões norte de Alto Paraíso e em regiões próximas a Cavalcante, Teresina de Goiás e Arraias (Dardenne, 2000).

O Grupo Araí representa um espesso pacote (~1500 m) de origem sedimentar com rochas vulcânicas intercaladas. Apresenta assembléia mineral que indica condições de anquimetamosfismo a metamorfismo em fácies xisto verde fraco e é dividido em duas Formações crono-estratigráficas: Arraias, na base, e Traíras, no topo (Barbosa *et al.*, 1969). A Formação Arraias é composta predominantemente de quartzitos, quartzitos fedspáticos e metarcóseos associados a conglomerados intraformacionais intercalados a metassiltitos e rochas vulcânicas ácidas associadas a sedimentos clásticos em porções inferiores. As rochas vulcânicas são representadas por basaltos alcalinos, dacitos, riodacitos, riolitos e ignimbritos. Idades de 1771 ± 2 Ma, pelo método U-Pb em zircão (Pimentel *et al.*, 1991), foram obtidas para riolitos da Fm. Arraias. Concomitante ao vulcanismo, ocorre o alojamento das rochas graníticas pertencentes à Suíte Pedra Branca ricas em Sn da sub-província Rio Paraná. A geração dos granitos anorogênicos mais jovens (1,56 Ga) é relacionada à reativação do rifte (Marini & Botelho, 1986; Pimentel *et al.*, 1991). A Formação Traíras consiste em uma seqüência pelito-carbonatada composta por metapelitos carbonáticos, filitos, calcixistos, clorita xistos, metacalcários, metadolomitos e lentes de mármore (Dardenne, 2000).

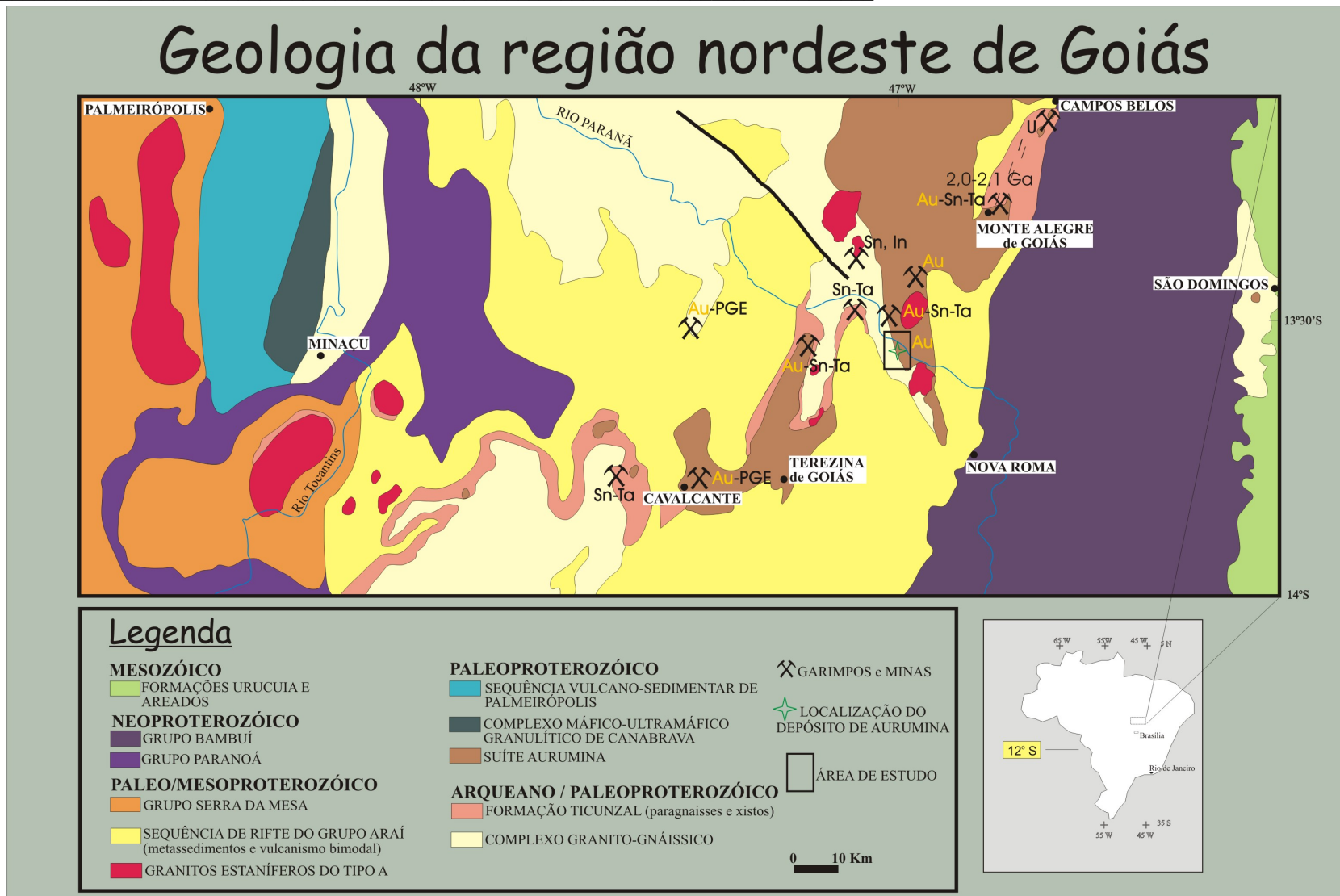


Figura 2.4 – Mapa geológico da região nordeste do Estado de Goiás, que mostra as principais unidades litológicas encontradas na área de estudo (Botelho *et al.*, 1999).

CAPÍTULO 3 – PETROGRAFIA, QUÍMICA MINERAL E GEOQUÍMICA

3.1 – INTRODUÇÃO

O presente capítulo tem como objetivo a caracterização das rochas relacionadas à mineralização aurífera da área de estudo, utilizando dados de campo, petrográficos, geoquímicos de rocha total e de química mineral. Só será aqui descrito e detalhado o conjunto de rochas de cada unidade geológica que se apresenta relacionado ao processo de mineralização.

Os trabalhos de pesquisa e prospecção realizados na região da mina pela Mineração Barro Alto S.A. englobaram estudos de mapeamento geológico de detalhe (em escala 1:10.000) e de condicionamento geológico das mineralizações. Na ocasião, a geologia local foi classificada em *stock* granítico da Pedra Branca, Complexo Basal (conjunto gnáissico migmatítico) e Seqüência Vulcano-sedimentar. O granito Pedra Branca foi classificado como um biotita granito alcalino de granulação média a grossa, relacionado às mineralizações estaníferas. O Complexo Basal foi considerado como embasamento, constituído de gnaisses de composição granítica a granodiorítica de granulação média a grossa e com alterações cloríticas e sericíticas. Esta unidade estaria relacionada às mineralizações auríferas. A Seqüência vulcano-sedimentar foi classificada como correspondente a rochas metassedimentares e metavulcânicas atribuídas ao Grupo Araí (Postal, 1984).

A evolução dos trabalhos na região, que inclui esta pesquisa de mestrado, mostrou que a principal associação litológica relacionada à mineralização aurífera é constituída de granitos peraluminosos da Suíte Aurumina, com anomalia gamaespectométrica, e xistos grafitosos da Formação Ticunzal, em ambiente tectônico de zona de cisalhamento (Botelho *et al.*, 1999). Uma comparação com os estudos anteriores mostra que as rochas classificadas como Complexo Basal são hoje atribuídas à Suíte Aurumina e que boa parte de rochas metassedimentares atribuídas ao Grupo Araí são, na verdade, constituintes da Formação Ticunzal.

Estruturalmente, o conjunto de rochas foi afetado por esforços tectônicos regionais relacionados a falhamentos direcionais que deram origem a zonas de cisalhamento e à formação de rochas classificadas como protomilonitos, milonitos e filonitos. Localmente estes esforços geram intenso alinhamento mineral, estruturas de fluxo e intensa silicificação e alteração hidrotermal.

O mapa geológico simplificado mostra as principais unidades litológicas expostas na região adjacente à mina de Aurumina (Figura 3.1). A Suíte Aurumina é, na região, representada por duas de suas seis fácies, o muscovita granito (Au1) e o biotita-muscovita granito (Au2). A Formação Ticunzal é representada por clorita-muscovita-quartzo xisto grafitoso intemperizado com pequenas intercalações de paragnaises. O Grupo Araí não aflora na mina, mas é representado no mapa geológico, nas proximidades da mina, por rochas típicas de ambiência de rifte: metaconglomerados, quartzitos, metassiltitos, metapiroclásticas, metaignibritos e quartzitos feldspáticos (Figura 3.1).

Mapa Geológico

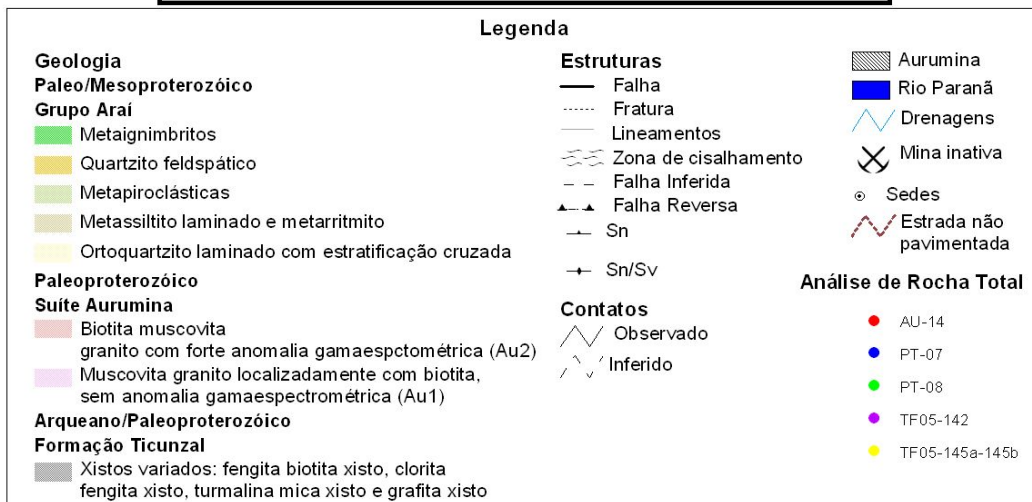
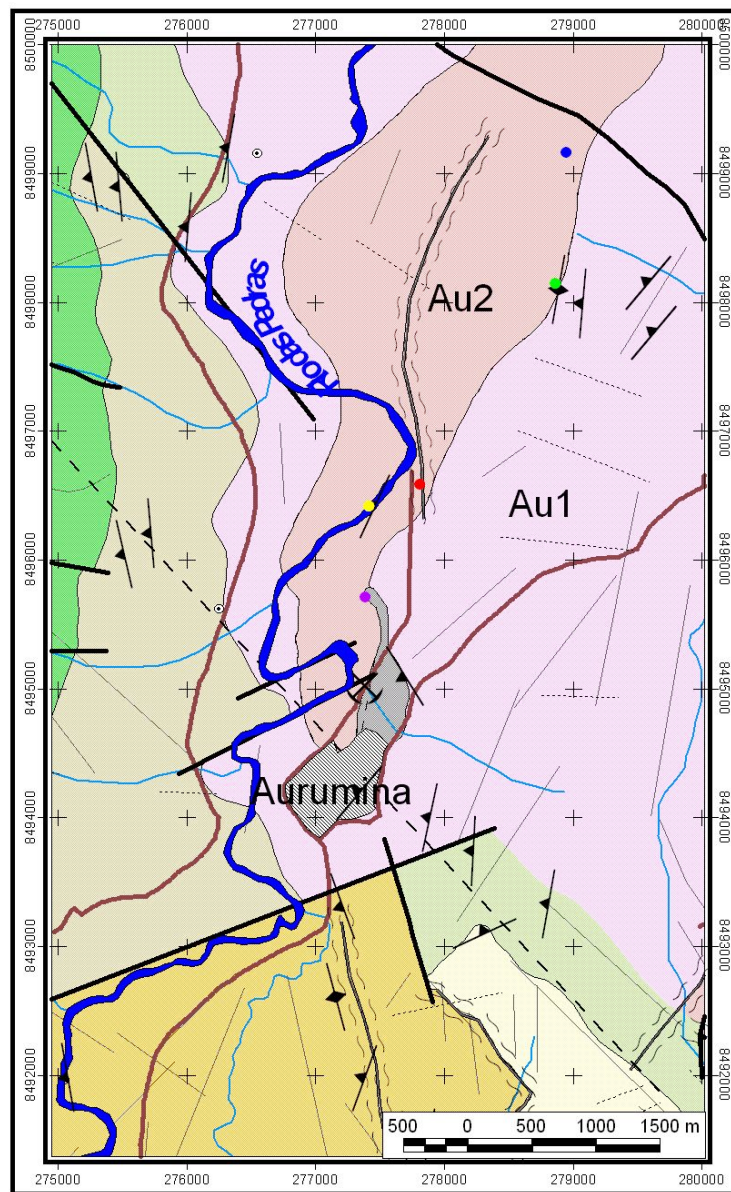


Figura 3.1 – Mapa geológico da região da mina de Aurumina. Modificado de Moura & Silva (2005).

3.2 – PETROGRAFIA

3.2.1 – Suíte Aurumina

A Suíte Aurumina é caracterizada por rochas graníticas de diferentes estágios magmáticos, representadas por fácies classificadas como precoces, tardias e evoluídas. As fácies apresentam variedade composicional, com diferenças texturais e na proporção de minerais sub-essenciais. Outras diferenças estão relacionadas aos processos de alteração hidrotermal e de deformação, em que fácies tardias e menos deformadas são intrusivas em fácies mais deformadas e precoces.

A região de Aurumina é considerada a área-tipo da Suíte Aurumina por ser o local da primeira descrição de seus granitos e por conter as melhores relações entre as fácies graníticas dominantes, Au1 e Au2.

As fácies Au1 e Au2, que afloram adjacente à mina de Aurumina, são classificadas respectivamente como muscovita granito e biotita-muscovita granito. Apresentam diferenças cronológicas e deformacionais, além de diferentes níveis de alteração hidrotermal. Relações de contato em afloramentos no Rio das Pedras indicam que a fácies Au2 é intrusiva na fácies Au1, como um dique espesso (Figura 3.2 A e B).



Figura 3.2 – Relações de contato entre as fácies Au1 e Au2 da Suíte Aurumina. **A)** Afloramento localizado no leito do Rio das Pedras. **B)** Detalhe do contato que mostra as diferenças na coloração e granulção das fácies.

3.2.1.1 – Muscovita Granito (Au1)

Na área de estudo, o muscovita granito é a fácies dominante, aflorando na extensa planície adjacente à região da mina (Figura 3.1). Representa a fácies mais precoce, muito deformada e milonitizada, que não apresenta anomalias aerogamaespectométricas (Figura 3.3 A e B). A rocha é macroscopicamente clara, de cor acinzentada, granulação média, com lamelas de muscovita magmática visíveis a olho nu, por vezes formando textura do tipo *micafish*. (Figura 3.3 C e D). O granito Au1 é intrusivo na Formação Ticunzal e forma comumente intercalações com xistos e paragneisses. Amostras intemperizadas adquirem coloração esbranquiçada, mas mantêm lamelas de muscovita aparentes.

Em lâmina delgada, as amostras descritas estão hidrotermalizadas, com aspecto textural de percolação de fluidos e orientação dos minerais. A associação mineral é representada por quartzo (35%), microclínio (25%), plagioclásio (20%), muscovita (15%), sulfetos (2%) e biotita, fluorita e apatita como minerais acessórios (<1%).

Quartzo ocorre de duas maneiras distintas: grãos de dimensões entre 0,4 e 1,75mm são considerados primários e grãos entre 0,1 e 0,5mm, considerados recristalizados. O primeiro grupo aparece com bordas consumidas, hábito anédrico a subédrico e extinção ondulante, enquanto o segundo grupo apresenta comumente junções tríplexes e hábito anédrico.

Feldspato potássico é interpretado como sendo microclínio e aparece muito sericitizado. Seus grãos possuem dimensões entre 0,5 e 2,5mm, hábito anédrico a subédrico, bordas corroídas e aspecto sujo em nicóis paralelos, que lhes confere uma cor amarronzada (Figura 3.3 E). Embora muito fraturados, com muscovita secundária e carbonato preenchendo as fraturas, ainda preservam parcialmente a forma do grão original.

Poucos grãos de plagioclásio preservados foram observados e atingem no máximo 0,3mm de comprimento. Nestes ainda é possível a visualização da geminação Lei da Albita e o hábito subédrico, com bordas em processo de sericitização (Figura 3.3 F).

Muscovita ocorre de forma disseminada, como lamelas euédricas a subédricas, de dimensões entre 0,2 e 1mm, com bordas consumidas e contatos bem marcados com o quartzo. Esta muscovita é considerada magmática pelo critério textural (Miller *et al.*, 1981), já que as lamelas têm dimensões semelhantes às dos demais minerais, sem

nenhuma relação de reação entre eles. Em algumas lâminas, esse mineral ocorre orientado segundo a foliação e apresenta-se dobrado (Figura 3.4 A e B). A muscovita magmática resiste aos processos tardi e pós-magmáticos, que geram minerais de composição próxima à sua, permanecendo estável por mais tempo. As finas lamelas disseminadas na matriz são associadas à sericitização.

Biotita ocorre de forma restrita, raras lamelas aparecem por vezes preservadas quando inclusas em grãos de quartzo (Figura 3.4 C). Quando preservadas do hidrotermalismo, as lamelas apresentam cor castanha com pleocroísmo de castanho claro a castanho escuro, hábito euédrico a subédrico e tamanho entre 0,25 e 0,5mm. A intensa sericitização transforma a composição mineralógica inicial e substitui a biotita primária por muscovita secundária, visivelmente mais fina e associada à massa sericítica.

Os minerais acessórios são apatita, monazita, allanita e fluorita. Apatita ocorre geralmente como pequenos prismas inclusos em quartzo. Monazita ocorre disseminada, com hábito anédrico e por vezes apresenta halos pleocróicos metamórficos. Allanita aparece em poucos grãos fraturados e é interpretada como hidrotermal, gerada pela desestabilização de minerais ricos em elementos terras raras. Fluorita também é considerada hidrotermal e aparece disseminada pela rocha, com hábito subédrico a anédrico e tamanho até 0,5mm.

As amostras descritas são caracterizadas por granulação grossa dos grãos de quartzo e feldspatos e pela baixa preservação dos filossilicatos. As lamelas de muscovita magmática destacam-se por serem maiores e mais límpidas, mais ainda assim apresentam bordas consumidas pela sericitização. A massa sericítica envolve os demais minerais e preenche fraturas. Nessa massa fina, muscovita e clorita estão em equilíbrio e constituem minerais secundários. Existe uma discreta orientação mineral gerando faixas alternadas de minerais primários e massa sericítica (Figura 3.4 D). Nesse contexto, por vezes, as lamelas de muscovita magmática não obedecem a essa orientação e é comum ocorrer aglomerados de quartzo recristalizado. As alterações hidrotermais identificadas são: sericitização, cloritização e silicificação.

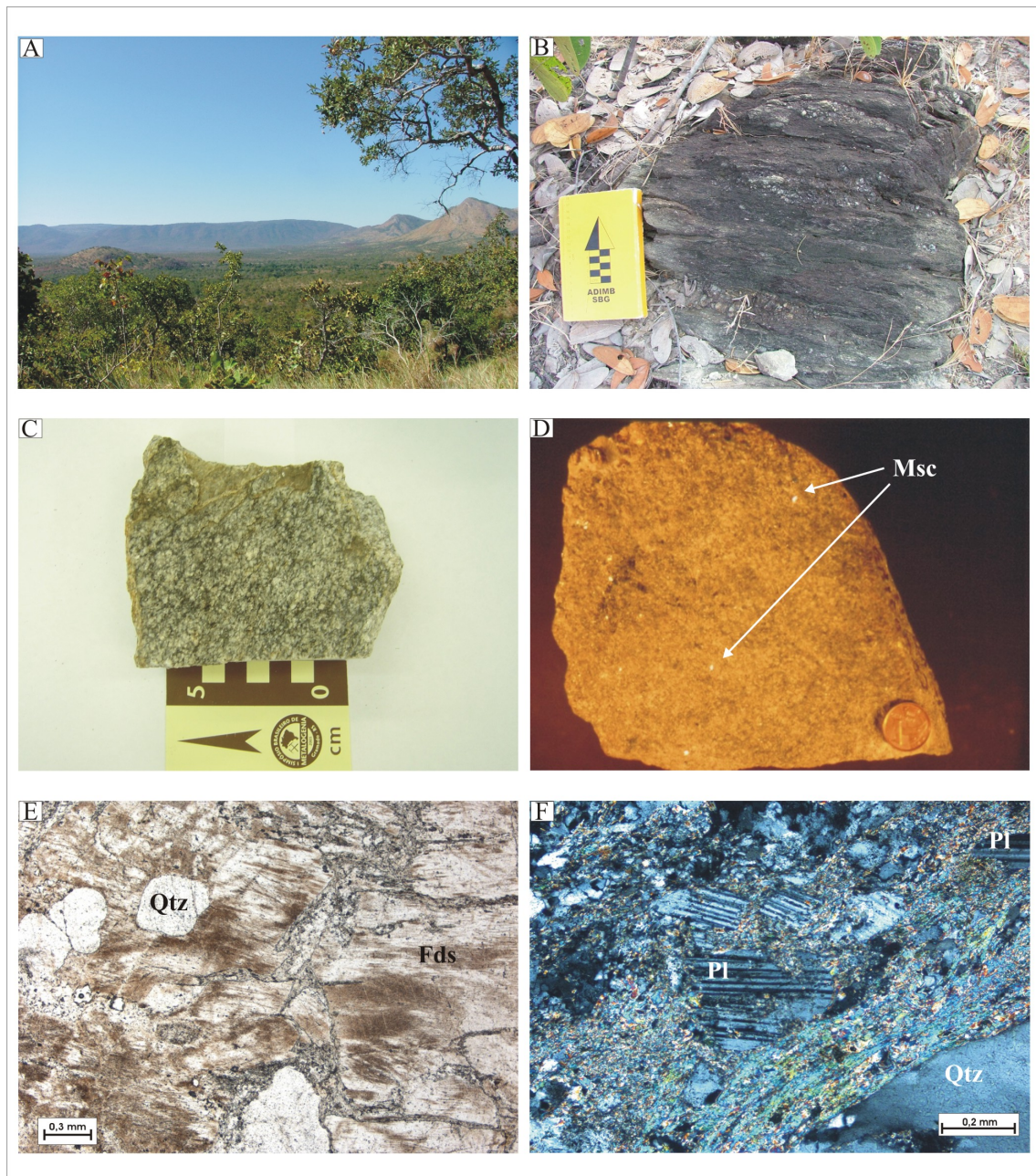


Figura 3.3 – Exemplos de afloramento, amostras de mão e lâmina delgada do muscovita granito, fácies Au1. **A)** Vista da planície onde predomina o muscovita granito. **B)** Exemplo de afloramento rasteiro do muscovita granito. Destaque para as segregações quartzosas e foliação incipiente. **C e D)** Exemplos de amostras de mão do muscovita granito. Destaque para a coloração acinzentada e granulação média, em C, e lamelas de muscovita, em D. **E)** Fotomicrografia que destaca grãos de feldspato potássico com aspecto sujo em nicóis paralelos. Lâmina F-Au02 em objetiva 4x. **F)** Grãos mais preservados de plagioclásio. Lâmina F-Au02 em objetiva 10x. Qtz – quartzo; Fds – feldspato potássico; Pl – plagioclásio; Msc – muscovita.

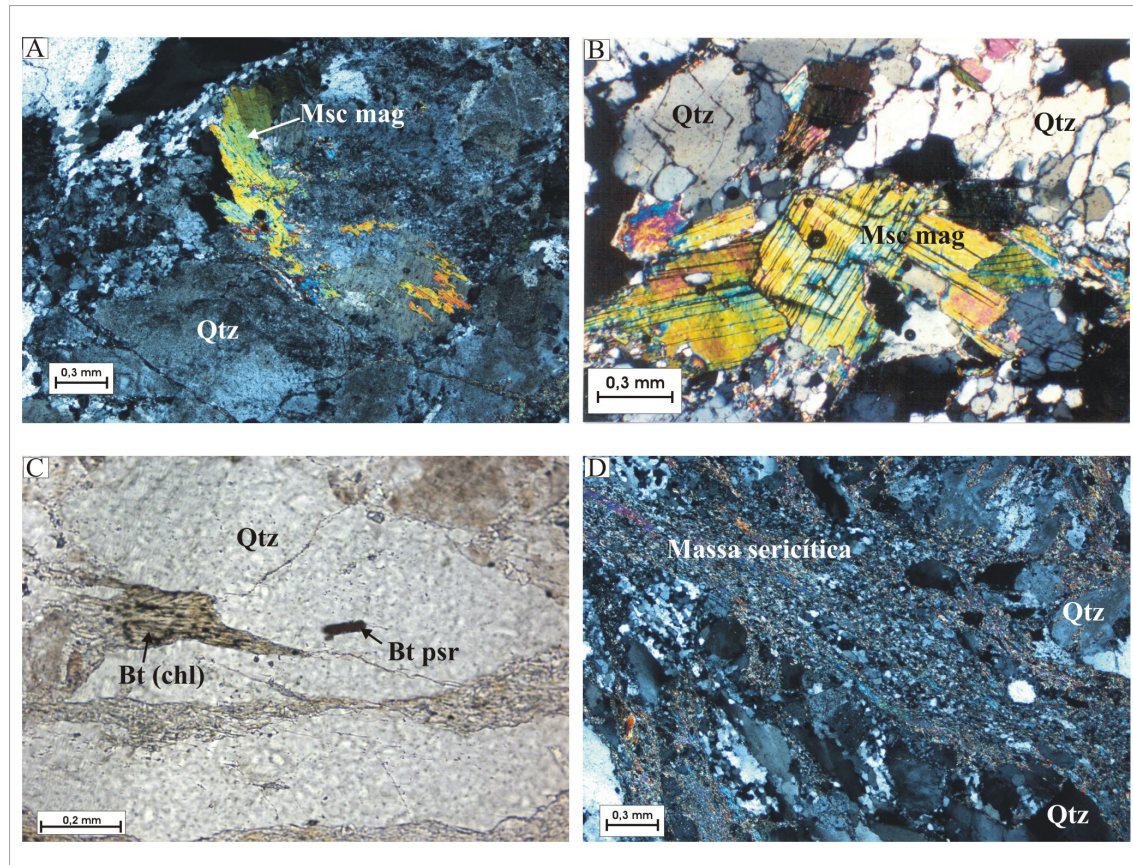


Figura 3.4 – Fotomicrografias do muscovita granito com exemplos de lamelas magmáticas de muscovita e biotita. **A e B)** Exemplos de lamelas de muscovita magmática euédricas a subédricas e com aspecto dobrado, em B. Lâminas F-Au02 e Au 15 respectivamente, em objetiva 4x. **C)** Lamela de biotita preservada como inclusão no grão de quartzo, destaque para cor castanha. Lâmina F-Au02 em objetiva 10x. **D)** Porção da lâmina que mostra as faixas de massa sericítica. Lâmina F-Au02 em objetiva 4x. Qtz – quartzo; Msc mag – muscovita magmática; Bt psr – biotita preservada; Bt (chl) – biotita cloritizada.

3.2.1.2 – Biotita-Muscovita Granito (Au2)

Os principais afloramentos do biotita-muscovita granito (Au2) ocorrem no leito do Rio das Pedras, no Morro da Planta (Figura 3.5 A), e na região de contato com as rochas da Formação Ticunzal, onde se desenvolveu a mineração de ouro da Mina de Aurumina. No Morro da Planta e adjacências, o granito aflora como um pequeno corpo (5 km²) alongado segundo N30W, que comumente apresenta pequenos veios de quartzo estéreis com estrutura sigmóide (Figura 3.5 B). O granito Au2 representa uma fácies mais tardia, menos deformada, intrusiva na fácies Au1, caracterizada por importantes anomalias aerogamaespectométricas, nos canais do potássio e do tório (Moura & Silva, 2005). Esta fácies representa o típico granito a duas micas. A rocha fresca apresenta cor cinza, granulação média a grossa, foliação proeminente e contém enclaves de material

grafitoso, ou mesmo de cristais isolados de grafita, sendo composto essencialmente por quartzo, microclínio pertítico, plagioclásio, biotita e muscovita.

O conjunto de lâminas descritas foi dividido em dois grupos: amostras mais preservadas e localizadas mais distantes da zona de contato e amostras menos preservadas, portanto mais hidrotermalizadas, e próximas da região de contato.

As amostras mais preservadas somam cinco lâminas de rocha com baixo nível de alteração hidrotermal e deformação, que possuem textura inequegranular e leve orientação dos minerais associada ao caráter sin-tectônico do processo de alojamento do magma. A assembléia mineralógica é composta, em média, por 35-28% de quartzo, 30-20% de plagioclásio, 23-15% de K-feldspato, 15% de muscovita, 12-8% de biotita, 3-1% de sulfetos e proporções de 2 a <1% de minerais acessórios como zircão, monazita, apatita, rutilo e fluorita.

Quartzo ocorre de forma e tamanho variáveis, com bordas corroídas e recristalizadas. É comum apresentar extinção ondulante e aspectos de preenchimento de pequenos veios juntamente com a massa sericítica, onde se recristalizam em grãos menores (Figura 3.5 C).

Plagioclásio é mais comum no granito Au2 do que no Au1 e aparece em maiores proporções em relação ao feldspato potássico. Ocorre disseminado como grãos de dimensões entre 0,5 e 1mm, apresenta comumente bordas sericitizadas mas com geminação segundo Lei da Albita ainda visível e sem orientação preferencial.

Feldspato potássico apresenta geminação do tipo Calsbard e geminação albita-periclína. Atinge dimensões de até 4,5mm de comprimento e 2mm de largura, possui hábito subédrico e aparece mais límpido e menos sericitizado que os grãos plagioclásio. É interpretado como ortoclásio invertido em processo de microclinição, podendo ser classificado como microclínio pertítico (Figura 3.5 D). Os grãos de microclínio aparecem, por vezes, orientados segundo a foliação preferencial da rocha.

Muscovita ocorre geralmente disseminada. Da mesma forma que no granito Au1, lamelas maiores (0.2 e 2mm), euédricas a subédricas ocorrem orientadas ou não, estabelecem contatos bem marcados entre si e com o quartzo e mais raramente aparecem deformadas com extinção ondulante (Figura 3.5 E e F). É muito comum apresentar inclusões de zircão e/ou monazita. Essas lamelas são consideradas também de origem magmática.

Biotita é um dos importantes marcadores na distinção entre rochas das fácies Au1 e Au2, pois nesta última a biotita é muito mais abundante. Nesse grupo de rochas

mais preservadas a biotita aparece mais comumente com sua cor castanha, típica de lamelas magmáticas (Figura 3.6 A). Com dimensões entre 0,175 e 0,5mm, pleocroísmo de castanho claro (amarelado) a escuro e hábito anédrico, a grande maioria das lamelas apresenta baixo nível de cloritização.

Os sulfetos aparecem de forma restrita e comumente constituem aglomerados de galena, calcopirita, esfalerita e arsenopirita principalmente, associados a ilmenita que localmente apresenta ex-soluções de hematita. Os minerais acessórios mais comuns são zircão e monazita, sendo que o zircão ocorre com forma arredondada e prismática e a monazita geralmente apresenta hábito arredondado. Esses minerais formam inclusões comumente sem halos metamícticos. Apatita e fluorita ocorrem disseminadas e com hábito prismático e subédrico arredondado respectivamente (Figura 3.6 B). Os grãos de fluorita apresentam bordas com coloração roxa quando em contato com o quartzo. O rutilo aparece disseminado e incluso em biotita e apresenta cor castanha escura.

Neste conjunto de amostras, foi possível observar a evolução do processo hidrotermal nas lâminas Au 10a, 10b e 10c, com a gradação do biotita-muscovita granito preservado para uma rocha metassomatizada com a mineralogia primária parcialmente reequilibrada. Essas amostras estão localizadas em mapa na figura 4.2 do próximo capítulo deste trabalho. As três lâminas apresentam assembléia mineral com diferenças nos níveis de alteração sericítica e clorítica em associação com processos de silicificação e carbonatação. Esta evolução ocorre de maneira que os processos hidrotermais são menores na amostra Au 10a e aumentam para a amostra Au 10c. Essas alterações são visíveis nos feldspatos, que se tornam cada vez mais sericitizados e com aspecto sujo (Figura 3.6 C e D), na muscovita e biotita consideradas magmáticas, que se tornam mais raras, na proporção da ocorrência de minerais relacionados ao processo metassomático como fluorita, clorita, rutilo, carbonato e muscovita em lamelas pequenas.

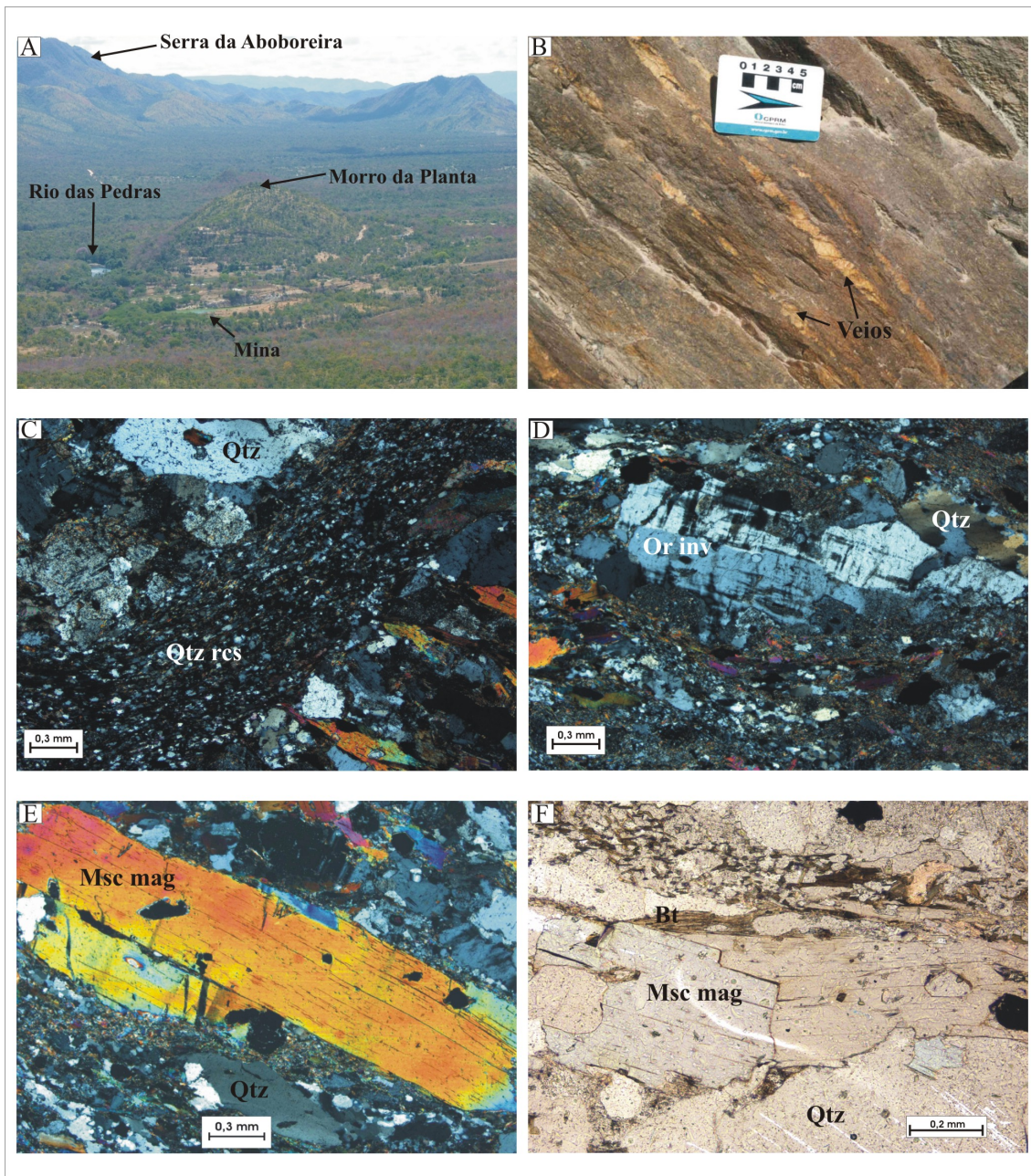


Figura 3.5 – Distribuição geográfica das principais toponímias associadas à mina de Aurumina, além de feições de afloramento e em lâmina delgada do biotita-muscovita granito. **A)** Vista NW – SE da região da mina de Aurumina, destaque para o Morro da Planta (granito Au2) no meio da extensa baixada que se estende até a Serra da Aboboreira. **B)** Exemplo de veios estéreis com estrutura sigmóide em afloramento do biotita-muscovita granito no Morro da Planta. **C)** Aspectos de preenchimento de veios por quartzo recristalizado. Lâmina Au10a em objetiva 4x. **D)** Grão de ortoclásio invertido em processo de microclinização. Lâmina Au4a em objetiva 4x. **E)** Exemplo de lamela magmática de muscovita, com destaque para o hábito euédrico e dimensões grandes. Lâmina Au4a em objetiva 4x. **F)** Contato bem marcado entre lamelas de muscovita magmática associadas a restos de biotita. Lâmina Au10b em objetiva 10x. Qtz – quartzo; Qtz res – quartzo recristalizado; Or inv – ortoclásio invertido; Msc mag – muscovita magmática; Bt – biotita.

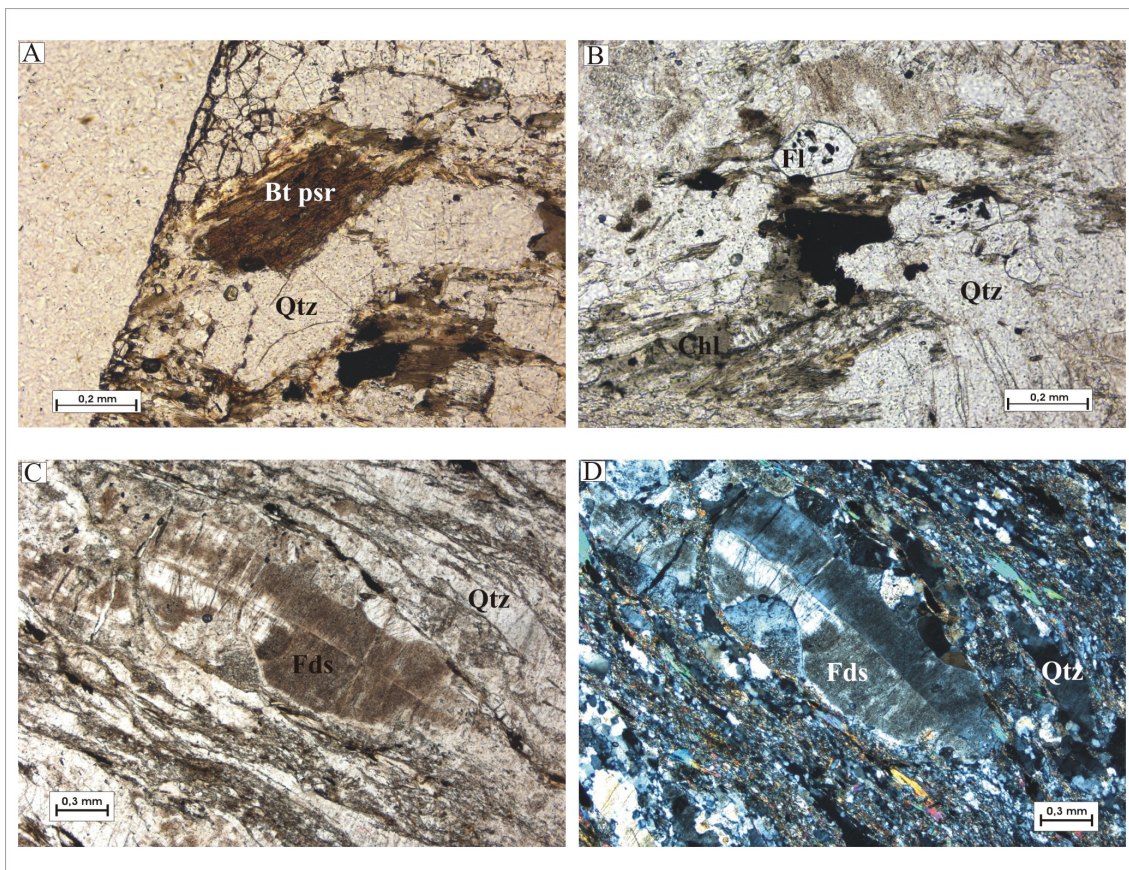


Figura 3.6 – Aspectos micrográficos do biotita-muscovita granito. **A)** Lamela de biotita magmática de coloração castanha. Lâmina Au10c em objetiva 10x. **B)** Hábito arredondado de grão de fluorita. Lâmina F-Au03 em objetiva 10x. **C e D)** Aspecto sujo de grãos de feldspato sericitizados, fotomicrografias em nicóis paralelos e cruzados, respectivamente. Lâmina F-Au03 em objetiva 4x. Qtz – quartzo; Bt psr – biotita preservada; Fds – feldspato potássico; Fl – fluorita; Chl – clorita.

Das amostras próximas à região de contato com a Formação Ticunzal foram também confeccionadas cinco lâminas, que mostraram a evolução das alterações minerais, todavia ainda com a preservação de minerais magmáticos. São aqui discriminadas unicamente pelo nível de alteração hidrotermal ao qual foram expostas. A assembléia mineral é composta por proporções médias de 40-30% de quartzo, 30-15% de plagioclásio, 20-15% de feldspato potássico, 18-10% de muscovita, 10-5% de biotita, 2% de sulfetos e minerais acessórios em porcentagens inferiores a 1%.

Os grãos de quartzo considerados magmáticos são maiores, apresentam extinção ondulante e bordas corroídas, muitos com alto nível de recristalização formando aglomerados de pequenos grãos onde junções tríplexes são comuns (Figura 3.7 A). Ocorre disseminado com hábito subédrico a anédrico e dimensões entre 0,2 e 1mm.

Plagioclásio ocorre alterado com bordas consumidas. Poucos grãos ainda preservam a geminação típica e é comum estarem envolvidos pela massa de alteração sericítica, que lhes confere um aspecto sujo. O hábito é subédrico a anédrico, o tamanho varia entre 0,2 e 1mm e não apresentam orientação preferencial.

Feldspato potássico é interpretado como ortoclásio invertido e ocorre alterado, com bordas consumidas e intercrescimento pertítico. Em poucos grãos preservados é possível observar o hábito subédrico a anédrico, dimensões de 1 a 5mm e aspectos de rotação com desenvolvimento de foliação que envolve os grãos e estes por sua vez não obedecem à orientação preferencial da rocha.

Muscovita também ocorre nas duas formas já descritas anteriormente, sendo lamelas magmáticas bem formadas e maiores e lamelas menores e secundárias associadas à massa sericítica. As lamelas magmáticas apresentam tamanho entre 0,5 e 1,75mm, hábito lamelar subédrico, estabelecem contatos bem marcados entre si, comumente mostram extinção ondulante e às vezes seguem a orientação da foliação (Figura 3.7 B).

Biotita nesse grupo de rochas resiste pouco aos processos de alteração e aparece muito cloritizada. As poucas lamelas magmáticas apresentam tamanho reduzido (0,1 a 0,5mm), pleocroísmo de castanho claro a escuro, hábito anédrico e ocorrem geralmente associadas às lamelas de muscovita magmática ou disseminadas na rocha (Figura 3.7 C).

Os minerais acessórios são representados por zircão e monazita que ocorrem disseminados, geralmente inclusos em muscovita e biotita onde desenvolvem o halo metamórfico característico. A monazita apresenta hábito arredondado e o zircão prismático (Figura 3.7 D e E). Outro mineral comum é a fluorita, que aparece de forma arredondada, associada à massa sericítica e com aspecto de preenchimento. Os sulfetos resumem-se a galena e esfalerita.

Esse conjunto de amostras mostrou que a evolução do metassomatismo gera uma rocha granítica mais leucocrática, transforma os feldspatos em uma massa sericítica composta por mica branca fina e carbonato (Figura 3.7 F), recristaliza o quartzo silicificando a rocha, consome os filossilicatos que se reequilibram em fases como muscovita secundária e clorita, gera carbonatação com a formação de aglomerados de grossos grãos de carbonato, precipitam fluorita e allanita por desestabilização de minerais ricos em elementos terras raras e rutilo pela alteração de ilmenita. A

proximidade da zona de cisalhamento e o caráter sin-tectônico da rocha conferem às amostras uma orientação mineral e foliação incipiente.

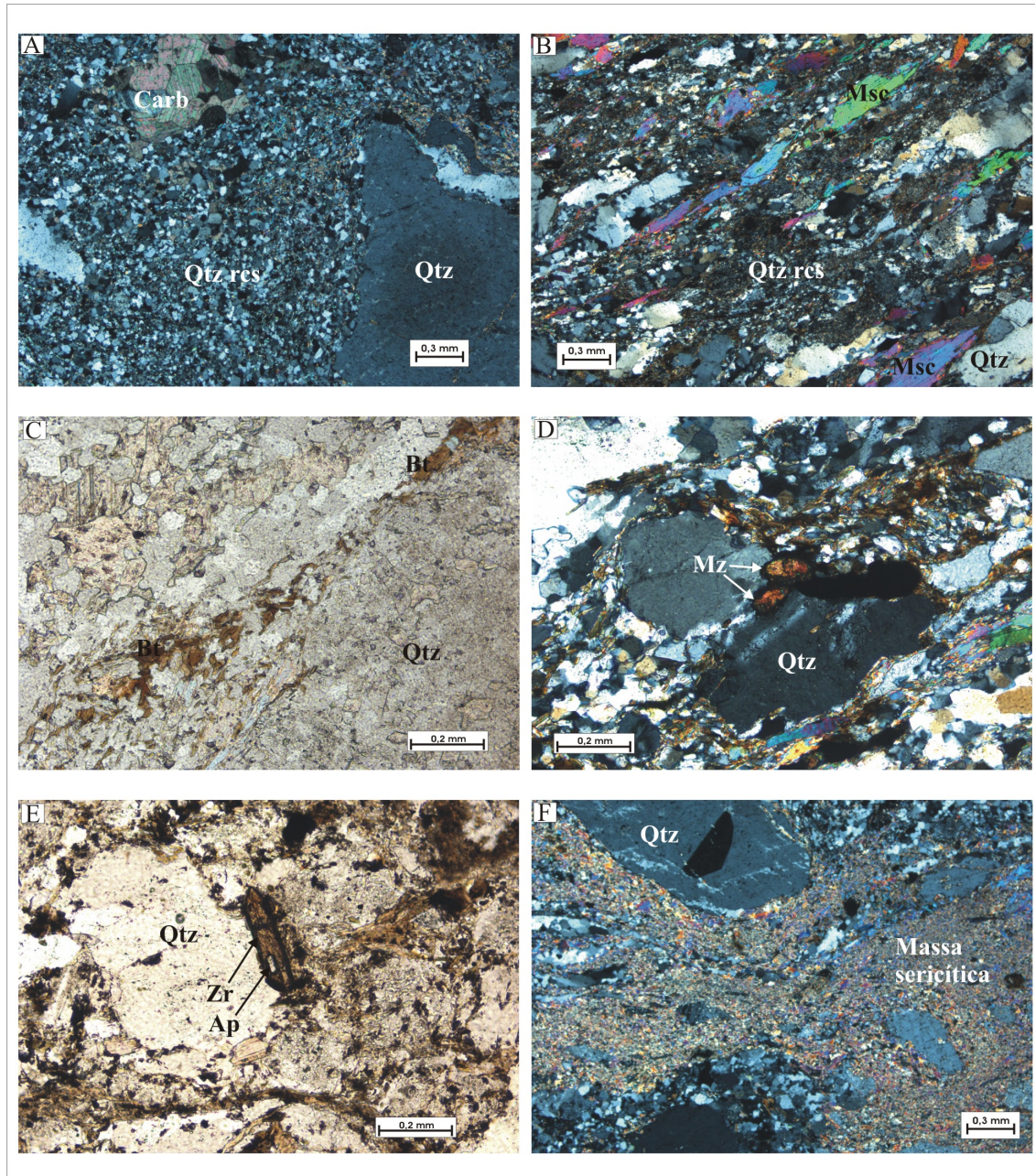


Figura 3.7 – Fotomicrografias do biotita-muscovita granito em porções mais alteradas hidrotermalmente. **A)** Aspecto geral da rocha que mostra a diferença na granulação dos grãos de quartzo. Destaque para aglomerado de carbonato. Lâmina Au9a em objetiva 4x. **B)** Destaque para a orientação de lamelas magmáticas de muscovita. Lâmina Au16 em objetiva 4x. **C)** Restos de biotita magmática disseminada. Lâmina Au9a em objetiva 10x. **D)** Grãos arredondados de monazita com cor de interferência típica. Lâmina Au16 em objetiva 10x. **E)** Grãos prismáticos de zircão. Lâmina Au15b em objetiva 10x. **F)** Evolução do processo de sericitização da rocha. Lâmina Au9a em objetiva 4x. Qtz – quartzo; Qtz res – quartzo recristalizado; Carb – carbonato, Msc – muscovita; Bt – biotita; Mz – monazita; Zr – zircão; Ap - apatita.

Em diagrama para classificação de rochas ígneas, do tipo Streckeisen (Streckeisen, 1967), as amostras plotadas caem no campo composicional de monzogranito a granodiorito. O diagrama indica que amostras de granitos têm composição dominante de monzogranito, com certa dispersão de algumas amostras que apresentam valores mais elevados de quartzo, provavelmente em decorrência do processo de silicificação relacionado ao hidrotermalismo (Figura 3.8).

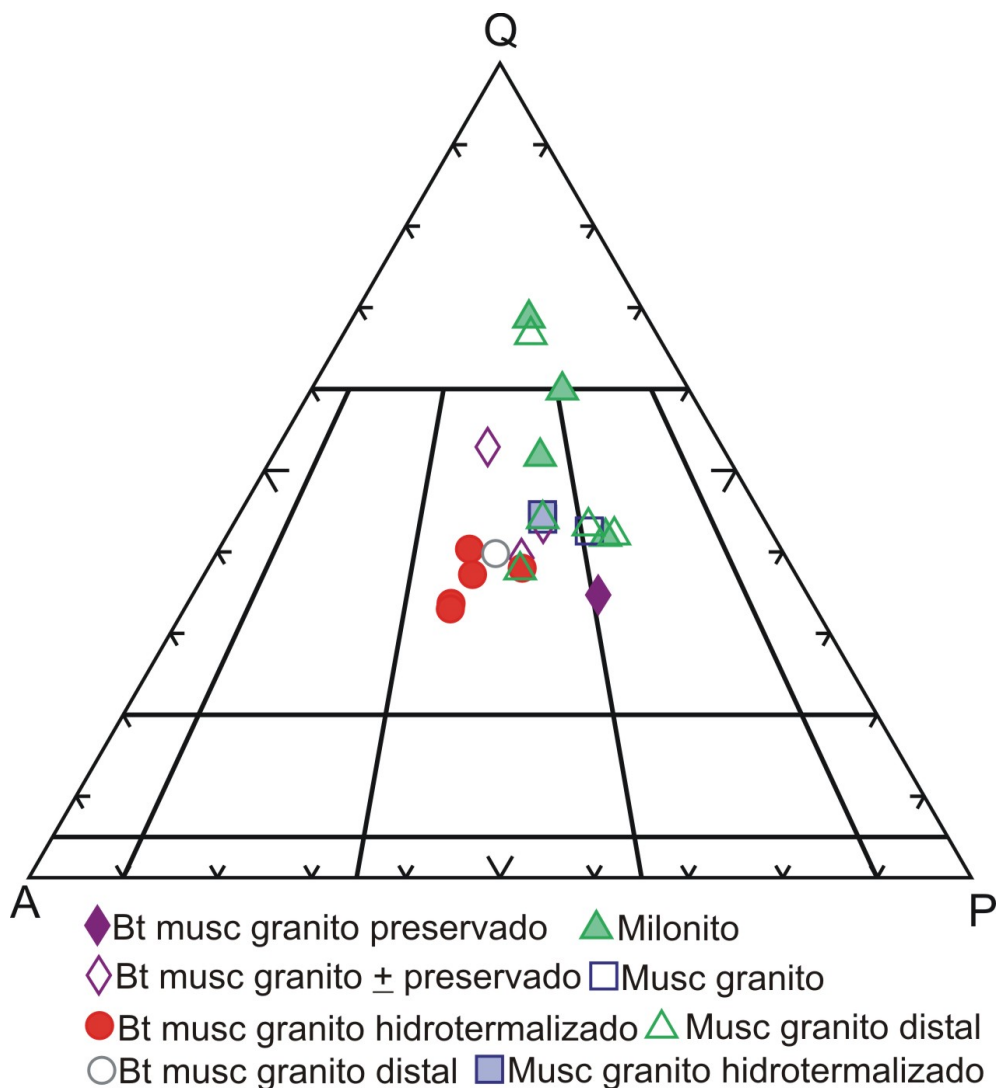


Figura 3.8 – Diagrama proposto por Streckeisen, 1967 para a classificação modal de rochas plutônicas, com dados de rochas graníticas da Suíte Aurumina.

3.2.2 – Formação Ticunzal

A Formação Ticunzal representa uma seqüência metassedimentar paleoproterozóica composta essencialmente por xistos grafitosos com intercalações de paragneisses. Na área de estudo esta unidade aflora principalmente nas proximidades da antiga mina de ouro de Aurumina, como uma estreita faixa de direção aproximada N-S (Figura 3.1). Os afloramentos são quase sempre de rocha com diferentes estágios de alteração intempérica, cortada por veios de quartzo de espessura variada (Figura 3.9 A e B). A rocha mais fresca ocorre como blocos rolados em pilhas de rejeito e como testemunho de sondagem da antiga mineração. São rochas deformadas com foliação milonítica bem marcada (par S-C), textura sedosa e coloração cinza escura relacionadas à presença de grafita. A granulação das amostras é média a fina.



Figura 3.9 – Aspectos de afloramento da Formação Ticunzal. **A)** Exemplo de afloramento de xisto grafitoso próximo à área da antiga mina. **B)** Detalhe do afloramento que mostra veio de quartzo concordante com a foliação do xisto grafitoso.

3.2.2.1 – Xistos Grafitosos

As principais amostras descritas de xisto grafitoso foram coletadas em afloramentos localizados na superfície da mina, mas algumas são de furos de sonda e representam a lapa do filão principal lavrado. Apresentam alteração hidrotermal, foliação metamórfica com formação de domínio Q composto por quartzo, e domínio M formado por muscovita, clorita e grafita. Apresentam textura granolepidoblástica e variedade de granulação onde porções mais grossas são compostas por quartzo e porções finas compostas por matriz micácea. Os minerais ocorrem geralmente orientados segundo a foliação preferencial da rocha.

A assembléia mineral é formada por, em média, 50-30% de quartzo, 40-30% de muscovita, 20-5% de clorita, 18-5% de grafita, 5-3% de sulfetos e menos que 1% de minerais acessórios. A paragênese observada classifica este conjunto de rochas em clorita muscovita quartzo xisto grafitoso.

Quartzo ocorre de duas maneiras distintas, compondo a matriz como finos grãos e na forma de segregações quartzosas sigmoidais formadas por grãos recristalizados. Essa característica é evidenciada no tamanho dos grãos, onde dimensões de 0,025 a 0,25 são de quartzo da matriz e de 0,5 a 2mm são de grãos de segregação (Figura 3.10 A). Ambos apresentam baixo arredondamento, hábito subidiomórfico e aspectos de recristalização, extinção ondulante, bordas corroídas e junções tríplexes. Estes aglomerados aparecem geralmente orientados, preenchendo fraturas que cortam a foliação, ou com espaço entre os grãos preenchido por material micáceo. As segregações marcam a textura granoblástica típica.

Muscovita é o principal mineral que compõe a matriz micácea e raramente forma lamelas maiores que se destacam na matriz. Estas ocorrem com até 0,2mm, hábito lamelar subédrico, extinção ondulante e texturalmente dobradas. As finas lamelas da matriz marcam a foliação e xistosidade da rocha, além da textura lepidoblástica.

Grafita ocorre como finas lamelas geralmente dobradas, com 0,2 a 1mm de comprimento e apresenta características óticas de alta cristalinidade. Marca a foliação e xistosidade da rocha juntamente com os minerais lamelares da matriz micácea (Figura 3.10 B). Os bolsões de sulfetos são geralmente formados por pirita, calcopirita, pirrotita e covelita. Os minerais acessórios são restritos e representados por poucos grãos de zircão e monazita que ocorrem de forma localizada.

Clorita é o mineral de alteração mais abundante, apresenta pleocroísmo de incolor a verde claro e cor de interferência cinza azulado (Figura 3.10 C). Texturalmente é muito comum aparecer preenchimento de grafita ao longo da clivagem. Algumas lamelas de clorita apresentam inclusões de mineral acicular classificado como rutilo, o que sugere que essas lamelas representem antigas biotitas que no processo de alteração hidrotermal libera TiO_2 ao sistema, favorecendo a precipitação do rutilo.

Outros minerais de alteração são representados por fluorita, muscovita fina, carbonato e rutilo. A matriz micácea é composta por finas lamelas de muscovita e finos grãos de carbonato. O carbonato, relacionado ao processo de carbonatação, é visivelmente maior que os grãos da matriz micácea, euédrico e ocorre como aglomerados em regiões de contato das segregações quartzosas com a matriz micácea.

A precipitação de rutilo é também associada à oxidação da ilmenita, que gera textura de substituição (Figura 3.10 D) observada em algumas amostras e forma rutilo com coloração escura, e às vezes associação de rutilo mais hematita. Há portanto duas gerações de rutilo, uma relacionada às inclusões em clorita e outra pela desestabilização da ilmenita.

As alterações hidrotermais identificadas são sericitização, cloritização, silicificação e carbonatação. Localmente, o xisto apresenta porções de intensa brechação relacionada à colocação do veio de quartzo, principalmente observadas nas lâminas delgadas de furos de sonda. Nestas zonas brechadas, as lâminas apresentam grossos grãos de quartzo com brechas de xisto com ausência de clorita e grafita. Na região de contato das brechas com o veio ocorre intensa carbonatação.

Duas das lâminas descritas (Au 17 e Au 17A) se destacaram por apresentar altos níveis de deformação e alteração metassomática reduzindo a rocha praticamente a quartzo e massa sericítica. A rocha gerada é leucocrática, porém rica em grafita, com intensa carbonatação e sericitização (Figura 3.10 E e F). Apresenta alguns grãos de zircão disseminados que resistem ao hidrotermalismo e é comum ocorrer bolsões de sulfetos (pirita, calcopirita, pirrotita e galena) não deformados que não acompanham a foliação, sendo assim posteriores. A rocha é classificada como um filonito grafitoso e sua localização é, portanto, próxima à zona de cisalhamento.

3.2.2.2 – Paragneisses

A amostra descrita e classificada como paragneisses representa uma rocha quartzo-feldspática hidrotermalizada que forma níveis de intercalação em meio ao pacote metassedimentar. A assembléia mineral é composta por 40% de quartzo, 35% de matriz micácea, 15% de carbonato, 5% de plagioclásio e 5% de grafita (Figura 3.11 A).

O quartzo é o principal mineral na composição do paragneisse. Os grãos que não fazem parte da matriz micácea apresentam granulometria mais grossa, entre 0,25 e 1mm, extinção ondulante, bordas consumidas, hábito subidoblástico e formam as segregações disseminadas por toda a rocha. Na matriz o quartzo aparece muito fino com aspectos de preenchimento (Figura 3.11 B).

A matriz micácea é composta por muscovita fina, carbonato e quartzo recristalizado. Caracteriza a textura lepidoblástica e marca foliação da rocha. O carbonato associado às segregações de quartzo é visivelmente maior, com até 0,3mm (Figura 3.11 B).

Poucos grãos de plagioclásio foram observados, dos quais ocorrem geralmente associados às segregações quartzosas. Apresentam-se alterados com dimensões entre 0,2 e 0,3mm, geminação Lei da Albita por vezes ainda possível de ser observada, bordas consumidas e hábito subidiomórfico a idiomórfico (Figura 3.11 C).

A grafita ocorre com as mesmas características petrográficas observadas no xisto grafitoso. O mineral acessório mais comum é a monazita (Figura 3.11 D).

3.2.2.3 – Metamorfismo

O protolito para as rochas da Formação Ticunzal é interpretado como prováveis folhelhos negros ricos em Al e matéria orgânica, em ambiente de mar restrito (Marini *et al.*, 1978; Botelho *et al.*, 2006). As características primárias dos protolitos foram obliteradas em função das condições de deformação e metamorfismo. A presença de grafita de alta cristalinidade e clorita indica metamorfismo em fácies anfibolito com retrometamorfismo em fácies xisto verde na zona da clorita, cuja paragênese é representada pela associação estável de clorita e quartzo.

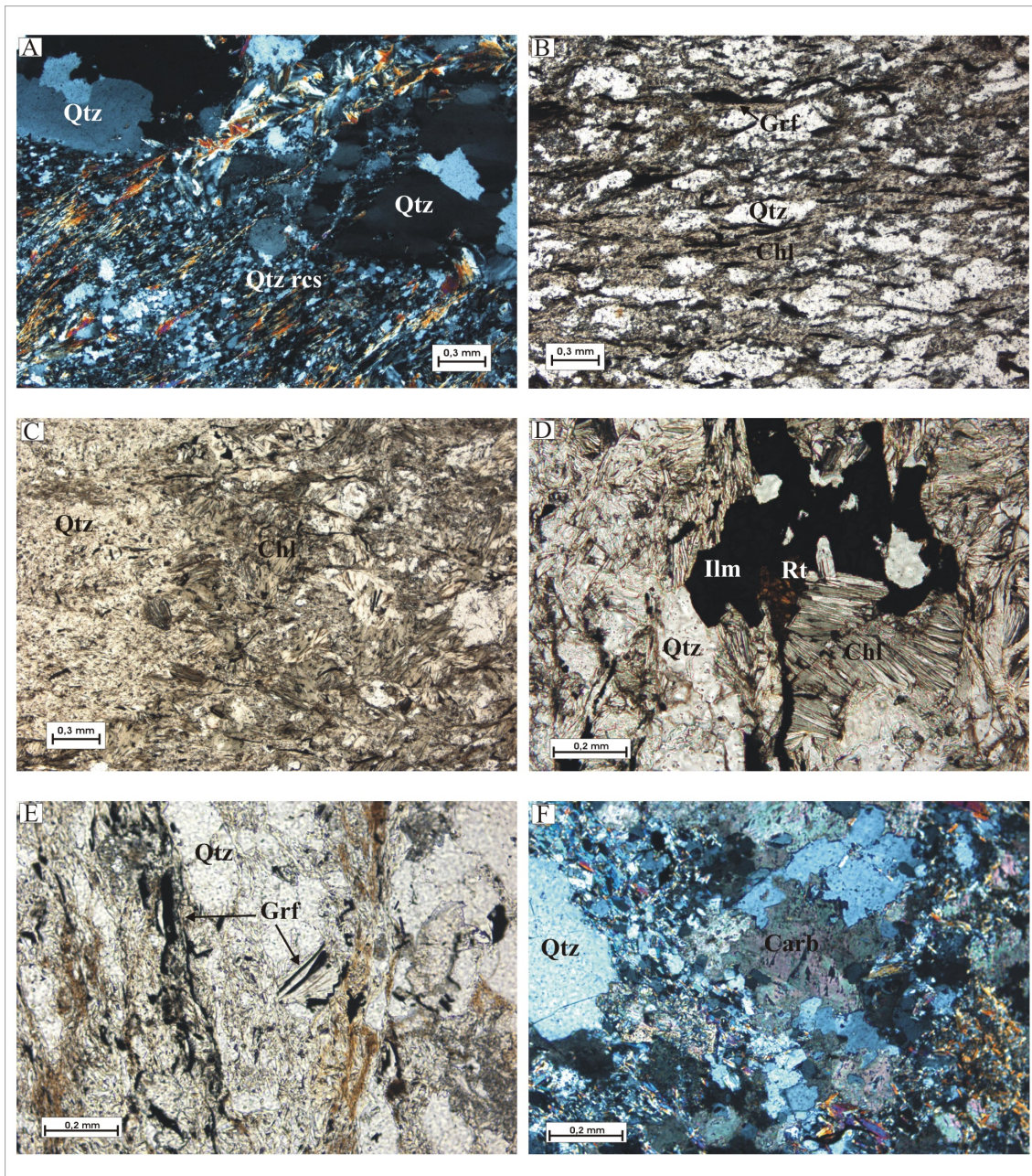


Figura 3.10 – Fotomicrografias que ilustram as principais características do clorita muscovita quartzo xisto grafitoso. **A)** Destaque para as duas formas de ocorrência do quartzo, com diferenças na granulação. Lâmina Fs01a em objetiva 4x. **B)** Aspecto geral do xisto grafitoso com lamelas de grafita orientadas. Lâmina F-Au07a em objetiva 4x. **C)** Aglomerado de lamelas de clorita com coloração verde clara. Lâmina Fs01-I em objetiva 4x. **D)** Aspecto de substituição da ilmenita por rutilo. Lâmina Fs01-I em objetiva 10x. **E)** Aspecto geral do filonito rico em grafita. Lâmina Au17a em objetiva 10x. **F)** Destaque para intensa carbonatação. Lâmina Au17a em objetiva 10x. Qtz – quartzo; Qtz rcs – quartzo recristalizado; Chl – clorita; Grf – grafita; Ilm – ilmenita; Rt – rutilo; Carb – carbonato.

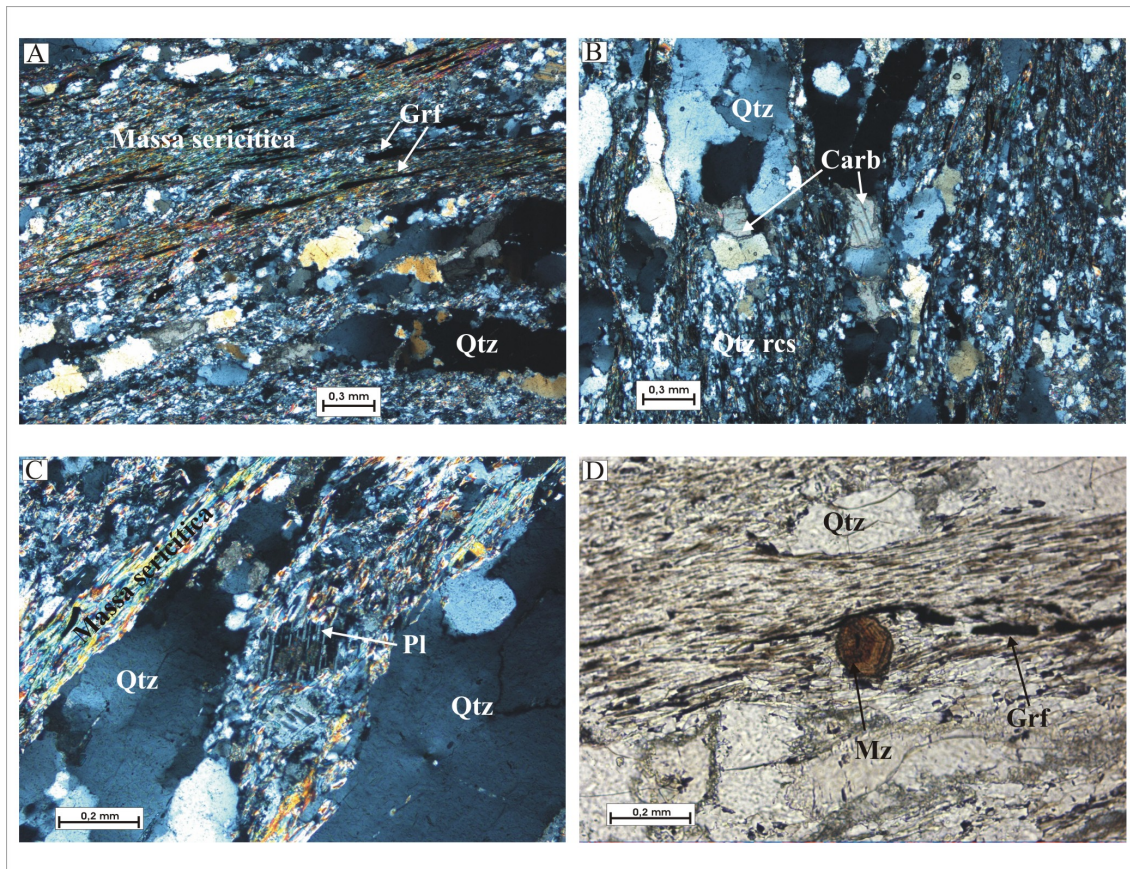


Figura 3.11 –Fotomicrografias que mostram os aspectos gerais do paragneisse da Formação Ticunzal. **A)** Bandamento formado por alternância de bandas sericiticas e bandas silicificadas. Destaque para as lamelas de grafita orientadas. Lâmina F-Au06 em objetiva 4x. **B)** Detalhe que mostra a diferença na granulaco dos gros de quartzo e carbonatao localizada. F-Au06 em objetiva 4x. **C)** Pequeno grão de plagioclásio em processo de alterao em meio  massa sericitica. F-Au06 em objetiva 10x. **D)** Grão zonado e facetado (hábito euédrico) de monazita. F-Au06 em objetiva 10x. Qtz – quartzo; Qtz res – quartzo recristalizado; Grf – grafita; Carb – carbonato; Pl – plagioclásio; Mz – monazita.

3.3 – QUÍMICA MINERAL

O estudo da composição química dos minerais representa uma importante e fundamental ferramenta na definição dos tipos de granitos, natureza do magma e condições físico-químicas (fO_2 , T e P) de cristalização, além das condições de equilíbrio entre as fases minerais. Este estudo foi realizado na intenção de se caracterizar a composição química de muscovita e biotita das rochas graníticas da Suíte Aurumina. Nas muscovitas, o objetivo principal foi a obtenção do teor de TiO_2 , para diferenciar a muscovita magmática da muscovita secundária. As análises em biotita visam estabelecer o equilíbrio entre lamelas de biotita e muscovita, além de se obter a composição química da biotita magmática.

A partir das análises em microsonda eletrônica, foi possível estabelecer a ocorrência de muscovita magmática nos granitos peraluminosos e a ocorrência de biotita rica em alumínio compatível com o sistema peraluminoso. Os dados das análises químicas em microsonda eletrônica, para biotita e muscovita, são mostrados no Anexo 1.

3.3.1 – Muscovita

O estudo petrográfico das rochas graníticas da Suíte Aurumina mostrou que a muscovita apresenta duas formas de ocorrência. Apresenta-se como lamelas maiores, euédricas a subédricas, classificadas petrograficamente como magmáticas, e como finas lamelas, classificadas como secundárias e produto de alteração de outros minerais.

Muscovita magmática é um importante indicador mineralógico da composição primária peraluminosa de rochas graníticas, e, na literatura, muitos trabalhos usam o teor de Ti para diferenciar muscovita primária de secundária (Miller *et al.*, 1981). Entretanto, não é estabelecido um valor fixo do teor de Ti que classifique a muscovita como magmática, normalmente sendo usado em conjunto com critérios petrográficos e outros critérios químicos para essa classificação. Segundo Miller *et al.* (1981), a principal característica petrográfica de lamelas magmáticas de muscovita é o aspecto euédrico a subédrico e o equilíbrio em relação a outros minerais magmáticos da rocha.

As análises químicas mostraram que a muscovita dos granitos peraluminosos da Suíte Aurumina, definida petrograficamente como primária, possui teor mínimo de TiO_2 da ordem de 0,6% (Figura 3.12). Valores de TiO_2 abaixo de 0,6% são relacionados às lamelas finas associadas à massa de alteração sericítica, classificadas petrograficamente como secundárias.

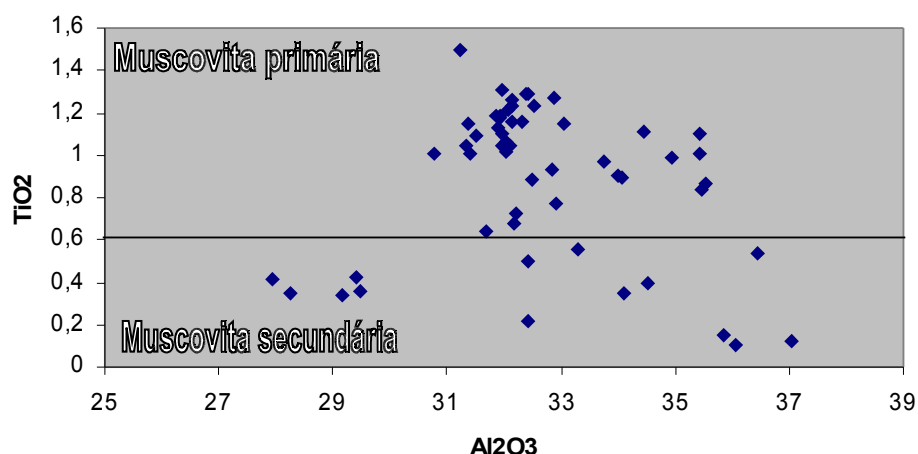


Figura 3.12 – Diagrama Al_2O_3 – TiO_2 , para muscovitas das rochas graníticas da Suíte Aurumina, que mostra o teor mínimo de TiO_2 , na ordem de 0,6%, para lamelas consideradas magmáticas.

3.3.2 – Biotita

Biotita também é um importante indicador petrogenético usado para estabelecer a natureza do magma e as condições físico-químicas do sistema a partir do qual se cristalizou. Abdel-Rahman (1994) utiliza a composição química da biotita magmática como um bom critério para a classificação dentro das principais séries magmáticas (alcalina, calci-alcalina e peraluminosa).

O estudo descritivo mostrou que a biotita das rochas da Suíte Aurumina se mantém parcialmente preservada dos efeitos gerados pela alteração hidrotermal. Não costuma ser um mineral muito resistente a esses processos, pois, é facilmente reequilibrado em condições tardi/pós magmáticas e no metamorfismo. Apesar de refletir algum prejuízo para a utilização desses dados, a prévia classificação das lamelas como magmáticas foi realizada no intuito de melhorar os resultados. O critério petrográfico utilizado para essa classificação foi baseado na cor das lamelas (castanha), no nível de cloritização (baixo ou inexistente) e na associação com muscovita magmática.

Além das características petrográficas foi utilizado o critério que estabelece as condições de cristalização da biotita, que é o seu teor de TiO_2 . O diagrama triangular proposto por Nachit (1986) classifica as biotitas em magmáticas, reequilibradas e neoformadas a partir da relação $(10.\text{TiO}_2) - (\text{FeO}+\text{MnO}) - \text{MgO}$ (Figura 3.13). O processo de reequilíbrio gera perda de Ti mantendo-se a proporção Fe/Mg. A maioria das análises de biotita da Suíte Aurumina situa-se no limite, ou próximo dele, entre os

campos de biotita magmática e biotita reequilibrada, sugerindo perda de TiO_2 devido ao processo de reequilíbrio da biotita primária que gera uma biotita secundária durante o processo hidrotermal.

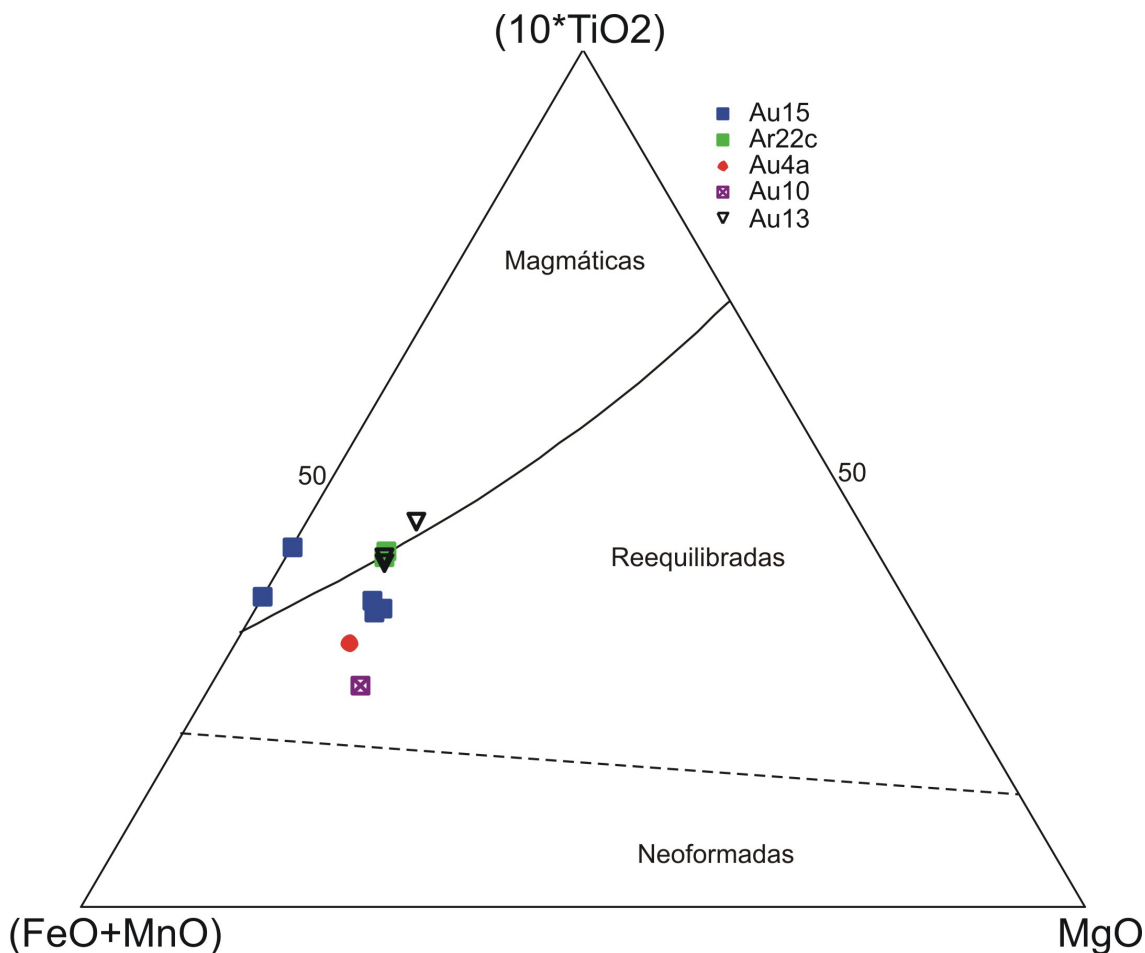


Figura 3.13 – Diagrama para classificação da biotita, proposto por Nachit (1986), com dados das rochas graníticas da Suíte Aurumina. FeO corresponde ao FeO_t .

A partir dos dados obtidos por análise de microsonda foi elaborado um diagrama para melhor caracterização da composição da biotita (Figura 3.14). A relação $\text{Fe}/(\text{Fe}+\text{Mg})$ está posicionada entre 0,6 e 0,8 a.f.u (átomo por fórmula unitária), enquanto o Al^{IV} possui teor entre 2 e 3 a.f.u. Com isso, a composição da biotita é próxima à da annita, mas já com tendência para o pólo siderofilita, mais rico em alumínio.

Para caracterizar a biotita dentro das principais séries magmáticas, os dados foram plotados no diagrama proposto por Abdel-Rahman (1994), que individualiza os campos para Suítes Alcalinas Anorogênicas, Suítes Orogênicas Cálcio-Alcalinas e

Suítes Peraluminosas. Com este diagrama foi possível confirmar o caráter peraluminoso das rochas graníticas da suíte em estudo, com todas as composições de biotita situadas no domínio das Suítes Peraluminosas (Figura 3.15). As duas análises com valor de Al mais elevado são relacionadas à lamelas de biotita reequilibrada.

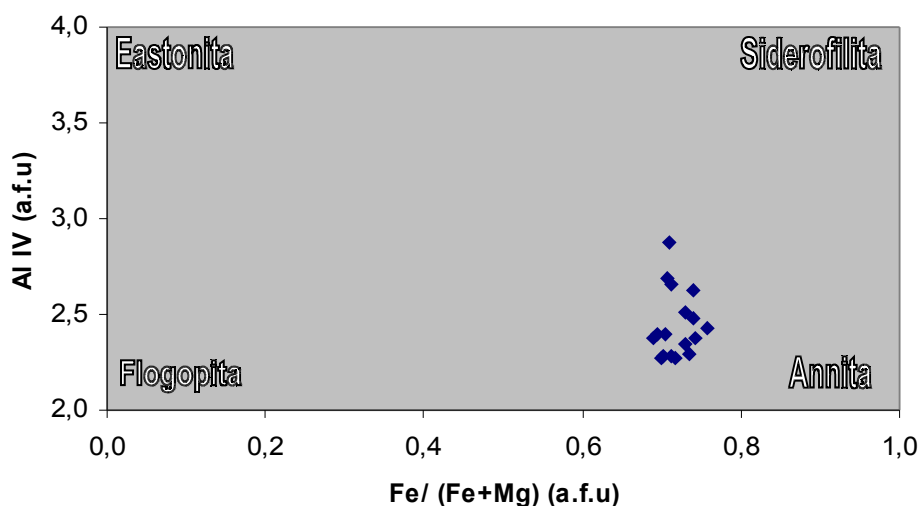


Figura 3.14 - Diagrama Fe/(Fe+Mg) para composição da biotita.

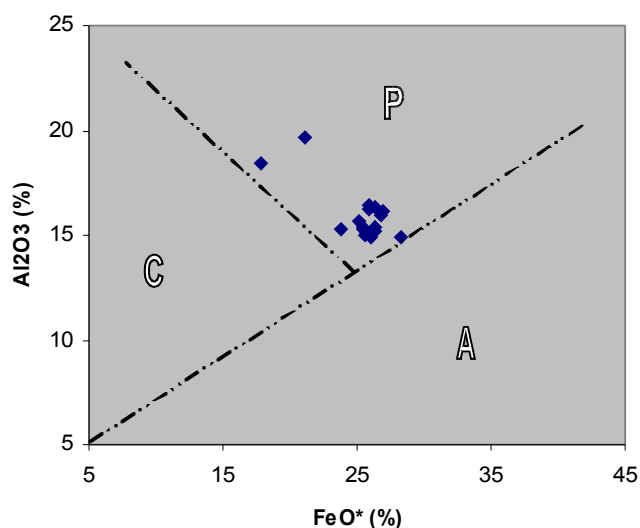


Figura 3.15 – Relação $\text{FeO}_{(t)}$ – Al_2O_3 para biotita da Suíte Aurumina, em diagrama proposto por Abdel-Rahman (1994). Os campos representados pelas letras A, C e P significam respectivamente, Suítes Alcalinas Anorogênicas, Suítes Orogênicas Cálcio-Alcalinas e Suítes Peraluminosas.

3.3.3 – Equilíbrio Muscovita - Biotita

As rochas da Suíte Aurumina apresentam comumente a associação de muscovita e biotita na mesma amostra. Mesmo o muscovita granito apresenta pequenas proporções de biotita em suas lâminas. Estes dois minerais ocorrem geralmente juntos e estabelecem contatos retilíneos e bem marcados entre suas lamelas magmáticas com feições microscópicas de cristalização em equilíbrio.

Para estabelecer as relações de equilíbrio entre a muscovita e a biotita, foi utilizado o diagrama $TiO_2 - Al_2O_3$, correlacionando a composição destes minerais na mesma lâmina. As amostras utilizadas foram a AU13 e AR22c que representam granitos peraluminosos típicos e são da região de Aurumina e da região de Arraias (Tocantins) respectivamente (Cunha & Botelho, 2002). A lâmina da região de Arrais foi utilizada para comparação com as rochas da área de estudo. Essa correlação é feita a partir da análise química de muscovita e biotita em lamelas preferencialmente em contato com dados de centro e borda dos minerais.

A interpretação dos resultados obtidos indica que no granito da lâmina AR22c a biotita se cristalizou em equilíbrio com a muscovita, pois a variação de TiO_2 e Al_2O_3 na biotita e na muscovita estabelece uma relação paralela evidenciada pela *tic-lines* (Figura 3.16a). Na lâmina AU13, essa relação torna-se levemente desequilibrada, em uma análise indicando o início do processo de reequilíbrio da biotita, pela perda no teor de TiO_2 . Entretanto, o conjunto das análises ainda indica cristalização em equilíbrio.

Em outra associação (2), foram usados dados de biotita com valores mais baixos de TiO_2 , porém do mesmo grupo de amostras. O resultado de um dos pontos analisados, discordante no gráfico, indica biotita reequilibrada e muscovita estável (Figura 3.16b). A perda gradual do TiO_2 na composição da biotita estudada é devida a reequilíbrio tardi/pós-magmático ou metamórfico.

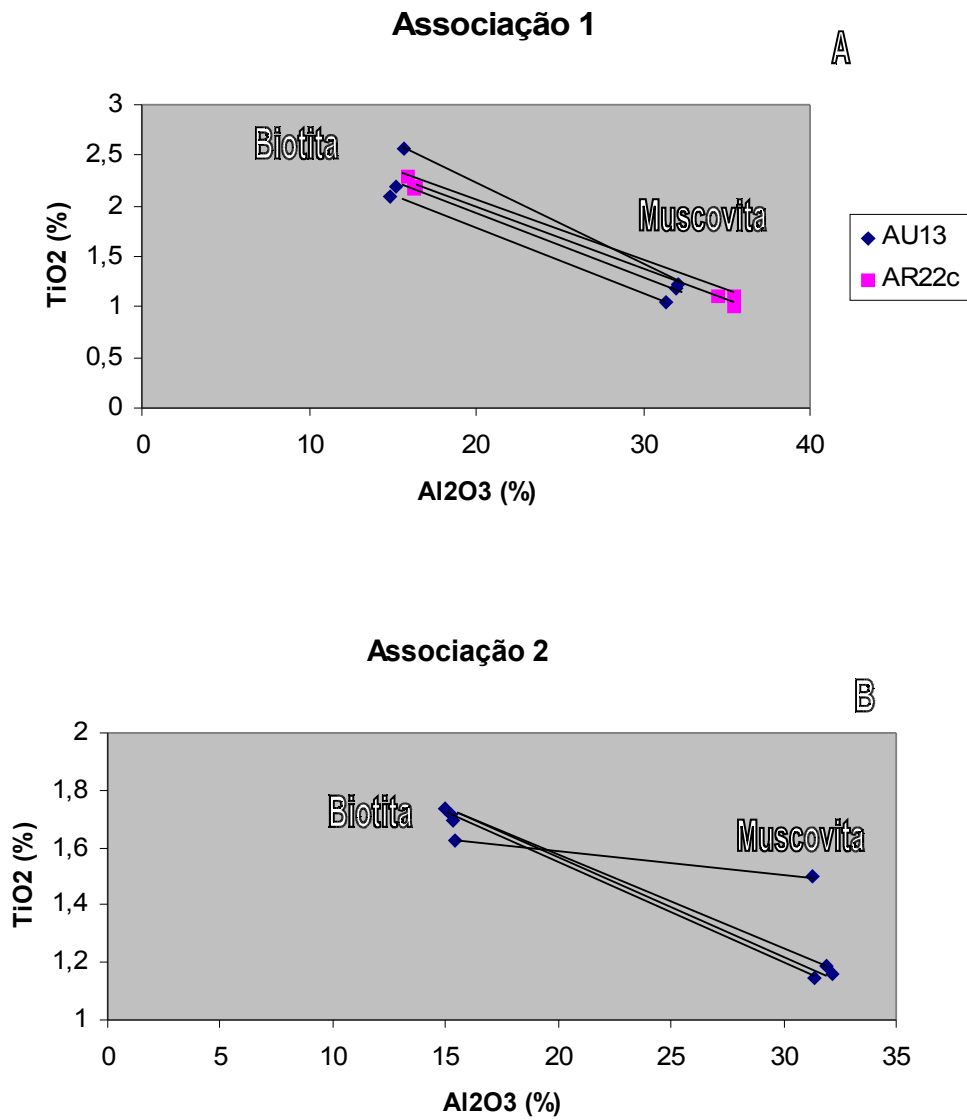


Figura 3. 16 - Relações de equilíbrio entre muscovita e biotita em diagrama TiO₂ - Al₂O₃.

3.4 – LITOGEOQUÍMICA

Amostras de rochas graníticas da Suíte Aurumina foram analisadas para elementos maiores, traço e terras raras. O estudo da composição química dessas rochas foi realizado com a intenção de auxiliar na determinação da natureza do magma de origem, na caracterização do ambiente tectônico e estabelecer a contribuição dos granitos no processo mineralizador. Os dados das análises químicas de rocha total são mostrados na Tabela 3.I.

É importante destacar que todas as amostras analisadas apresentam algum tipo de alteração metassomática e estão relacionadas a processos deformacionais regionais. Assim sendo, as composições químicas das rochas em questão também refletem as variações no conteúdo de elementos relacionados a processos de reequilíbrio das fases minerais.

Os granitos da Suíte Aurumina apresentam valores de sílica entre 58 e 79,4%, razão MgO/TiO₂ entre 0,9 e 3% e porcentagens de 12,05 a 23,96% de Al₂O₃. Localmente atingem até 74,6 ppb de Au e valores entre 2,9 e 155,6 ppm de Th.

Em relação ao índice de saturação em alumina (ISA), as rochas da Suíte Aurumina são supersaturadas em Al₂O₃ ($Al_2O_3 > K_2O + Na_2O + CaO$)_{MOLAR}, sendo classificadas como peraluminosas (Zen, 1986; Zen, 1988) (Figura 3.17).

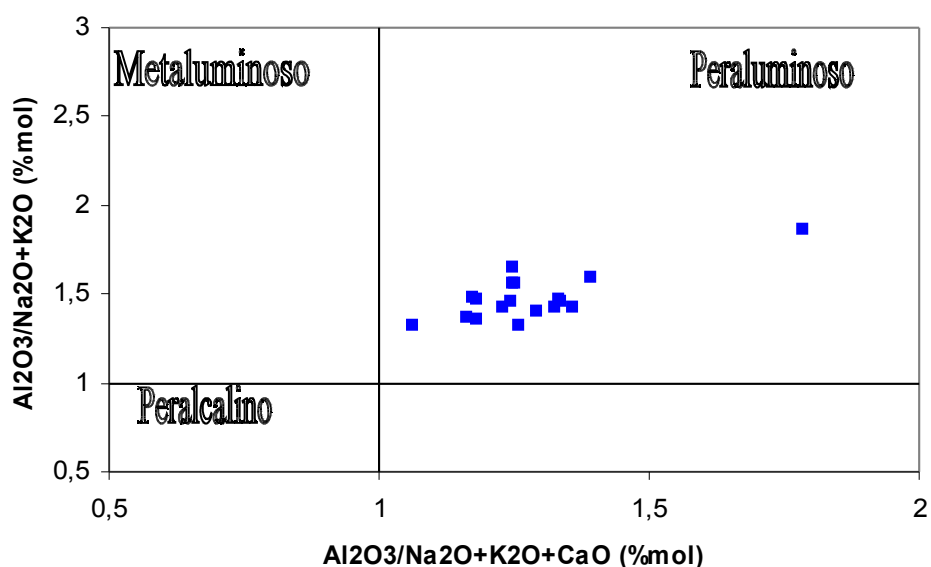


Figura 3.17 – Amostras de rochas graníticas da Suíte Aurumina em diagrama discriminante que mostra o caráter peraluminoso com valores de ISA > 1,1 (Maniar & Piccoli, 1989).

Tabela 3.I – Resultados da análise química de rocha total para rochas graníticas da Suíte Aurumina.

AMOSTRA	Amostra-3	TF05-IX-						
		Pt - 07a	Pt - 07c	Pt - 07d	Pt - 08	TF05-IX-145a*	145b	TF05-IX-142
Elementos	ML	ML	ML	ML	MG	BMG	MG	BMG
SiO ₂ (%)	79,43	58,19	72,03	71,95	71,91	70,56	73,39	73,63
TiO ₂	0,11	0,44	0,32	0,22	0,18	0,51	0,11	0,54
Al ₂ O ₃	12,96	23,96	16,15	15,89	15,58	15,19	14,94	13,2
Fe ₂ O ₃ (t)	0,93	2,94	2,06	1,79	1,42	2,41	1,24	2,49
MnO	0,01	0,02	0,01	0,01	0,02	0,03	0,01	0,01
MgO	0,26	0,89	0,64	0,45	0,31	0,57	0,3	0,49
CaO	0,25	0,05	0,07	0,21	0,6	0,74	0,49	0,39
Na ₂ O	0,08	0,09	0,08	1,43	2,76	2,35	3,06	1,93
K ₂ O	4,19	7,61	5,82	5,7	5,6	5,27	4,85	5,62
P ₂ O ₅	0,22	0,11	0,17	0,21	0,35	0,44	0,27	0,32
C	0,01	0,04	0,03	0,01	0,02	0,01	0,01	0,01
S	0,04	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01
PF	1,8	6	2,9	2,4	1,5	1,3	1,2	1,2
TOTAL	100,24	100,31	100,26	100,26	100,23	99,42	99,86	99,82
Be (ppm)	3	4	2	4	3	2	1	1
Cs	7	8,4	5,8	5,9	4,9	5,8	2	2
Rb	258,3	618,7	409,3	392,6	328,3	339	201	320,2
Ba	109,2	288,2	341,4	220,9	366,2	479	291,6	947,3
Sr	9,8	6,5	47,1	48	95,7	98,9	62,6	67,4
Ga	21,7	40,5	27,1	24,2	20,2	27,4	17,4	21,5
Ni	5	16	9	5	8	4,8	0,5	2
Cu	11,3	1,2	1,7	3,1	1,7	11,9	1,6	12,7
Pb	8,6	3	15,4	1,6	5,9	23,1	9	34,4
Zn	3	32	8	24	22	67	5	50
Mo	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,2	0,2	0,2
Au (ppb)	1,8	2	0,7	0,5	0,5	3,5	1,5	15
As	0,5	0,5	0,5	0,5	0,5	1	0	0
Ag	0,2	0,1	0,1	0,1	0,1	-	-	-
Bi	0,9	0,1	0,2	0,2	0,5	-	-	-
Th	2,9	60	22,7	13,1	6,6	79,9	3,6	101,7
U	1,7	49,9	8,4	4,7	6,1	12,9	3,1	7,3
Zr	48,9	302,9	149,7	96,8	71,9	262,1	41	413,8
Hf	1,9	9,7	4,7	3,2	2,5	8,6	1,7	12,3
Sn	3	5	5	6	4	1	2	1
Nb	6,6	13,2	6,6	4,7	8,3	6,9	7,7	8,3
Ta	1,1	1,2	0,6	0,5	1,2	0,7	1,7	0,8
V	17	67	59	21	7	10	5	21
Sc	2	4	3	3	2	2	2	2
Y	4,9	11,4	7,6	7,8	7,5	11,8	4,4	12,3
La	12,9	71,6	54,6	10	17,8	95,1	9,4	132,3
Ce	27,2	160,7	127,5	25,1	37,5	181,7	22,2	346,9
Pr	3,06	18,21	13,85	3,17	4,34	27,33	2,41	36,53
Nd	11,1	64,1	49,9	13,1	16,8	100,9	8,2	126,9
Sm	2,7	10,9	8,1	2,9	4,4	18,3	2,3	16,9
Eu	0,39	0,92	0,72	0,25	0,6	0,79	0,37	0,99
Gd	2,35	5,14	3,94	1,98	3,52	7,79	1,84	6,66
Tb	0,32	0,64	0,53	0,31	0,47	0,64	0,23	0,76
Dy	1,24	2,63	2,09	1,32	1,76	2,53	1,17	2,14
Ho	0,17	0,34	0,26	0,22	0,22	0,3	0,11	0,3
Er	0,3	0,87	0,58	0,56	0,47	0,6	0,24	0,88
Tm	0,05	0,14	0,09	0,1	0,08	0,1	0,05	0,13
Yb	0,22	0,89	0,5	0,58	0,41	0,64	0,38	0,56

Legenda: ML – milonito; MG – muscovita granito; BMG – biotita-muscovita granito.

Continuação Tabela 3.I

AMOSTRA	AU-14	AU10	AU9B*	AU9A	AU 9B	F-AU-02	F-AU-03	AU 16
Elementos	BMG	BMGp	BMGh	BMGh	BMGh	MGh	BMGh	BMGh
SiO ₂ (%)	69,12	66,80	68,82	71,60	67,94	72,51	68,43	67,53
TiO ₂	0,50	0,82	0,59	0,29	0,56	0,23	0,53	0,82
Al ₂ O ₃	15,13	15,85	15,63	13,70	15,83	15,12	15,7	15,71
Fe ₂ O ₃ (t)	2,40	3,53	2,35	1,59	2,25	1,21	2,62	3,13
MnO	0,02	0,03	0,01	0,01	0,02	0,01	0,02	0,02
MgO	0,46	0,96	0,83	0,57	0,65	0,41	0,65	0,7
CaO	1,63	1,54	1,34	1,42	1,4	0,51	0,97	1,45
Na ₂ O	2,27	3,35	2,02	2,41	2,14	2,85	2,6	2,79
K ₂ O	5,01	4,78	6,21	5,88	6,12	5,61	6,22	5,63
P ₂ O ₅	0,47	0,58	0,54	0,32	0,52	0,38	0,52	0,46
C	-	-	-	-	0,21	0,02	0,09	0,07
S	-	-	-	-	0,01	0,01	0,01	0,01
PF	1,89	1,35	2,06	1,85	2,3	1,1	1,5	1,4
TOTAL	98,90	99,59	100,40	99,64	99,73	99,94	99,76	99,64
Be (ppm)	0	1	1	1	2	1	1	2
Cs	5	13	6	5	3,9	2,4	4,5	2,4
Rb	330	280	310	253	328,8	260,1	326,8	320,1
Ba	458	622	518	446	530,8	520,1	475,5	897,6
Sr	92	180	144	140	124,1	113,1	101,7	138,8
Ga	23	24	23	18	25,1	20,4	25,3	26,7
Ni	6	0	0	2	5	5	5	5
Cu	12	25	11	7	13	8,9	8	9,3
Pb	23,1	-	-	-	46,9	43,2	289,5	33,6
Zn	102	141	109	83	96	70	56	48
Mo	0,2	-	-	-	0,4	0,3	0,8	1,3
Au (ppb)	50	16	15	11	0,5	1,1	0,5	2,1
As	1	-	-	-	2,4	1,8	6,6	2,4
Ag	0,1	-	-	-	0,1	0,1	0,1	0,1
Bi	0,1	-	-	-	0,1	0,5	0,2	0,1
Th	75	116	106	27	118	15,2	115,1	155,6
U	12	6	11	9	15,7	15,8	20,2	12,6
Zr	244	428	274	177	307,3	106,8	268	568,1
Hf	21	0	0	0	9,5	3,6	8,4	17,3
Sn	20	4	3	3	2	3	2	3
Nb	5	11	8	4	5,8	8,8	6,8	11,1
Ta	2	0	0	0	1,4	1,7	1,4	0,9
V	10	0	-	0	16	5	12	21
Sc	2	3	2	1	2	2	2	3
Y	9	17	9	4	9	8,1	10	13,6
La	86	153	107	55	106,2	27,1	78,8	190,7
Ce	220	341	244	100	308	61,6	227	513,8
Pr	27,33	-	-	-	34,93	7,47	26,49	56,06
Nd	0	0	0	0	131,1	29,5	101,3	194,8
Sm	16,4	0	0	0	20	7,5	15,1	26
Eu	1	1	1	1	0,66	0,46	0,92	1,11
Gd	0	0	0	0	4,58	4,47	4,48	5,84
Tb	0,64	-	-	-	0,62	0,51	0,63	0,72
Dy	0	0	0	0	1,98	1,7	2,03	2,25
Ho	0	0	0	0	0,26	0,28	0,23	0,37
Er	0	0	0	0	0,52	0,43	0,47	0,76
Tm	0,1	-	-	-	0,07	0,07	0,1	0,15
Yb	2	1	1	1	0,47	0,34	0,49	0,7

Legenda: MGh – muscovita granito hidrotermalizado; BMGp – biotita-muscovita granito preservado; BMG – biotita-muscovita granito; BMGh – biotita-muscovita granito hidrotermalizado.

Continuação **Tabela 3.I**

AMOSTRA	TF05-I-03b	TF05-VII-169	TF05-VII-204	TF05-VIII-004	TF05-XIII-146A	TF05-XIII-146C
Elementos	MGd	MGd	MGd	BMGd	MGd	MGd
SiO ₂ (%)	71,97	74,48	72,19	70,56	73,77	73,84
TiO ₂	0,23	0,04	0,17	0,49	0,21	0,52
Al ₂ O ₃	15,31	14,96	15,29	14,24	14,54	12,05
Fe ₂ O ₃ (t)	1,63	0,51	1,34	3,15	1,21	3,1
MnO	0,01	0,04	0,01	0,02	0,03	0,01
MgO	0,4	0,12	0,34	0,39	0,24	0,73
CaO	0,29	0,88	0,97	1	0,33	0,22
Na ₂ O	2,85	3,72	3,43	2,61	3,21	0,04
K ₂ O	5,59	4,57	4,51	5,67	5,25	4,42
P ₂ O ₅	0,13	0,12	0,19	0,15	0,17	0,14
C	0,04	0,01	0,04	0,06	0,03	0,02
S	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01
PF	1,1	0,6	1,4	1,3	1	4,9
TOTAL	99,51	100,04	99,84	99,58	99,96	99,99
Be (ppm)	1	5	2	1	2	2
Cs	2,2	2,9	6,1	1,8	7,3	12,8
Rb	147,3	188,7	222,5	250,2	365,6	251,5
Ba	560,2	125,4	294,3	1225,9	382,1	284,5
Sr	278,6	72,1	91,7	111,8	61,6	12,7
Ga	16,6	17,9	21,1	22,4	23,2	21,7
Ni	5	0,7	5	5	9	23
Cu	5	1,7	2,4	3,3	1,6	1,8
Pb	17,4	5,6	10,2	27,4	5,3	5,4
Zn	24	8	44	74	11	4
Mo	0,2	0,1	0,2	5,3	0,3	0,1
Au (ppb)	0,7	74,6	13,2	5,5	0,9	5,8
As	0,5	1,2	1	0,5	0,5	0,6
Ag	-	-	-	-	-	-
Bi	-	-	-	-	-	-
Th	8,1	3,1	4,2	97,1	29	5,9
U	2,9	29,2	3,6	4,4	6,4	2
Zr	59,9	33,7	79,1	480,6	117,3	139,3
Hf	2	1,3	2,6	14	4,8	4,5
Sn	2	5	4	1	8	1
Nb	2,8	5,2	6,3	20,5	10,5	4,5
Ta	0,5	1,8	1,6	1,5	2,3	0,7
V	14	5	12	10	14	94
Sc	5	1	3	4	3	7
Y	4,1	8,9	4,5	30,6	10,5	6
La	21,4	7,3	10	335,2	34,7	10,9
Ce	45,3	14,7	24,2	652,3	85,8	24,5
Pr	4,85	1,55	2,59	65,33	9,93	2,8
Nd	17,1	5,6	9,9	213	35,8	11,1
Sm	3,2	1,4	2,2	25,3	6,6	2,9
Eu	0,76	0,37	0,52	1,6	0,44	0,61
Gd	2,46	1,42	1,68	11,92	4,15	2,07
Tb	0,23	0,24	0,22	1,45	0,47	0,3
Dy	0,72	1,34	0,87	4,9	2,45	1,32
Ho	0,1	0,24	0,13	0,73	0,35	0,21
Er	0,47	0,79	0,36	1,83	0,85	0,73
Tm	0,08	0,07	0,05	0,25	0,16	0,16
Yb	0,51	0,78	0,42	1,13	0,97	0,64

Legenda: MGd – muscovita granito distal e BMGd – biotita-muscovita granito distal (dados do Trabalho Final de Graduação do IG-UnB de 2005, situados fora do mapa da figura 3.1).

Para a determinação do ambiente geotectônico foi utilizado o estudo geoquímico sistemático para granitos realizado por Pearce *et al.* 1984, que estabelece o uso de diagramas com valores de Rb, Y, Yb, Nb e Ta. Esses diagramas são eficientes e discriminam os vários tipos de granitos, com campos para rochas graníticas de cadeia oceânica (ORG), granitos intraplaca (WPG), granitos de arco vulcânico (VAG) e granitos sin-colisionais.

As amostras de granitos da Suíte Aurumina foram plotadas no diagrama que utiliza os valores de Y + Nb *versus* Rb. O diagrama mostrou que a distribuição dos dados das rochas da Suíte Aurumina situa-se no campo de granitos sin-colisionais (Figura 3.18).

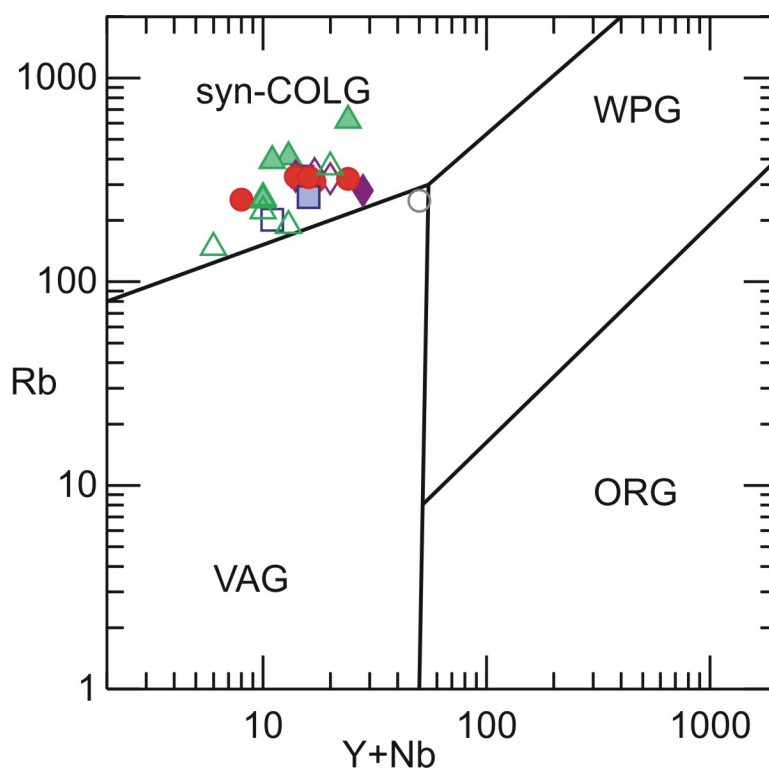


Figura 3.18 - Diagrama discriminante (Y + Nb) – Rb (Pearce *et al.*, 1984) com distribuição das amostras da Suíte Aurumina no domínio de granitos sin-colisionais. Legenda figura 3.8.

Diagramas com variação de elementos maiores e traços do tipo Harker foram confeccionados utilizando-se os valores de SiO_2 como índice de diferenciação. Foram também plotados os valores de MgO e TiO_2 em um mesmo diagrama, considerando que, em geral, o MgO se comporta como um elemento pouco móvel durante os processos hidrotermais. Este conjunto de diagramas é mostrado na Figura 3.19.

Em geral, os diagramas mostram separação dos dados para os termos do muscovita granito em relação os termos do biotita-muscovita granito.

As relações $\text{SiO}_2 \times \text{TiO}_2$ e $\text{SiO}_2 \times \text{Fe}_2\text{O}_3$ apresentam o mesmo comportamento, onde se observa uma leve correlação negativa. Os diagramas mostram que há enriquecimento de Ti e Fe nas amostras de biotita-muscovita granito em relação ao muscovita granito. Isto é compatível com os dados petrográficos dessas rochas devido à presença de biotita em maiores proporções nas variações do biotita-muscovita granito.

O diagrama para Al_2O_3 mostrou fraca correlação negativa com maior parte dos dados apresentando distribuição dispersa que pode estar relacionado à susceptibilidade do Al aos processos de alteração hidrotermal e metamorfismo. Há uma tendência, por exemplo, das rochas mais alteradas, milonitos e granitos hidrotermalizados, serem mais ricas Al_2O_3 .

O diagrama $\text{SiO}_2 \times \text{MgO}$ mostra valores mais elevados de MgO para as rochas hidrotermalizadas e para as rochas mais enriquecidas em biotita, o que corrobora o fato deste elemento ter baixa mobilidade e com isso tende a permanecer nas fases minerais (principalmente na biotita) e se concentrar ao longo da evolução do processo metassomático.

Elementos mais móveis como Ca, Na e K têm uma distribuição dispersa, não sendo observada boa correlação entre os óxidos desses elementos e SiO_2 . Merecem destaque as concentrações elevadas, para granitos, de P_2O_5 , que constituem mais uma assinatura de granitos peraluminosos, segundo Zen (1986).

A relação entre $\text{MgO} \times \text{TiO}_2$ mostra boa correlação positiva, com valores mais elevados para as rochas mais ricas em biotita. A razão MgO/TiO_2 é de aproximadamente 2 no conjunto de amostras analisadas. Esse valor é compatível com valores reportados para granitos tipo S, entre 2 e 3, e, como comparação, acima de valores ≤ 1 , reportados para granitos intraplaca, também presentes na região próxima à Mina de Aurumina (Bilal *et al.*, 1997, Botelho *et al.*, 1993). As variações nas concentrações de MgO e TiO_2 nos granitos da Suíte Aurumina estão mais diretamente ligadas às concentrações de biotita do que a processos de evolução magmática. A

pequena variação na razão MgO/TiO_2 é indicativa de mesma fonte, ou de fonte similar, para os magmas geradores das fácies Au1 e Au2.

Nos diagramas de elementos traço *versus* SiO_2 (Figura 3.20), a grande maioria dos dados apresenta-se de forma dispersa e são pouco conclusivos. Uma leve correlação negativa pôde ser observada nos dados de Sr e Zr, mas a feição que merece destaque ocorre no diagrama de Th, que mostra nítida separação dos dados de biotita-muscovita granito em relação ao muscovita granito. O enriquecimento em Th das variações de rochas do biotita-muscovita granito está relacionado à presença de biotita e monazita, principalmente, e sugere fontes similares, porém heterogêneas, para as fácies Au1 e Au2. Este dado corresponde às feições de campo que evidenciam o caráter mais evoluído da fácies Au2, além do fato deste ser intrusivo na fácies Au1 e por apresentar anomalias aerogamaespectométricas. O comportamento do Th para essas rochas corresponde ao esperado, por se tratar de um elemento incompatível, onde se espera que o granito mais fracionado seja o mais enriquecido.

O comportamento dos elementos mineralizadores, Au, Ag, Cu, Pb, Zn e As será tratado nos Capítulos 4 e 5.

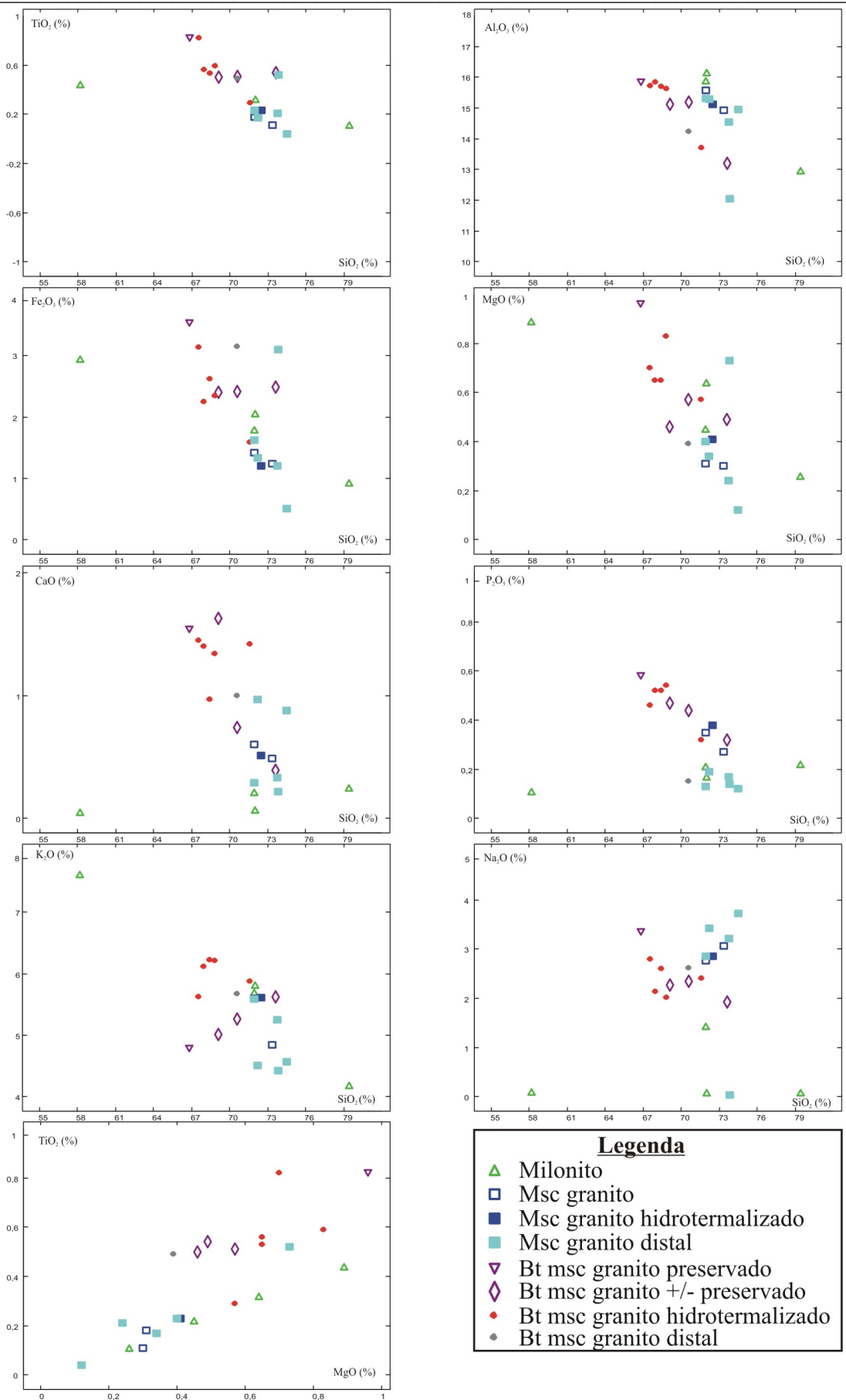


Figura 3.19 – Diagramas de variação de elementos maiores em relação a SiO₂ e diagrama MgO - TiO₂, para as rochas graníticas da Suíte Aurumina.

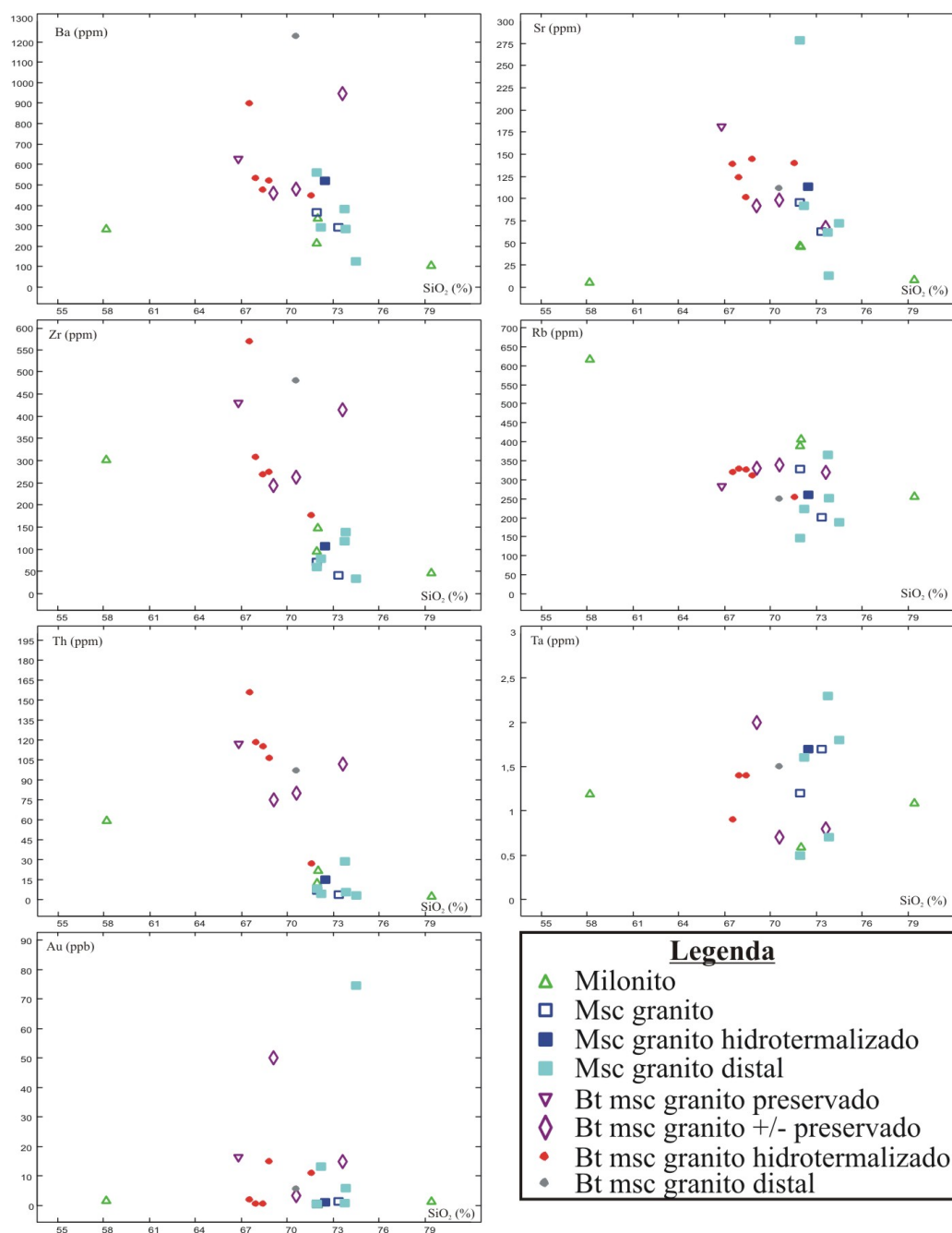


Figura 3.20 – Diagramas de variação de elementos traço em relação a SiO₂ para as rochas graníticas da Suíte Aurumina.

Os padrões de terras raras normalizados a condrito para todas as variações de rochas graníticas da Suíte Aurumina são mostrados nos diagramas da Figura 3.21 A e B. Os espectros mostram enriquecimento em ETR leves com tendência ao fracionamento de ETR pesadas maior no diagrama para as variações do biotita-muscovita granito, todavia ambos apresentam anomalia negativa em Eu, típica de granitos ricos em SiO₂. A razão $(La/Yb)_N$ para o muscovita granito e milonitos fica entre 40 e 10 e para o biotita-muscovita granito entre 125 e 100, o que mostra maior fracionamento de ETR pesados

para os termos graníticos ricos em biotita. A razão $(La/Yb)_N$ para as rochas graníticas da Suíte Aurumina é considerada elevada e indica forte fracionamento, típico de granitos peraluminosos, tipo S.

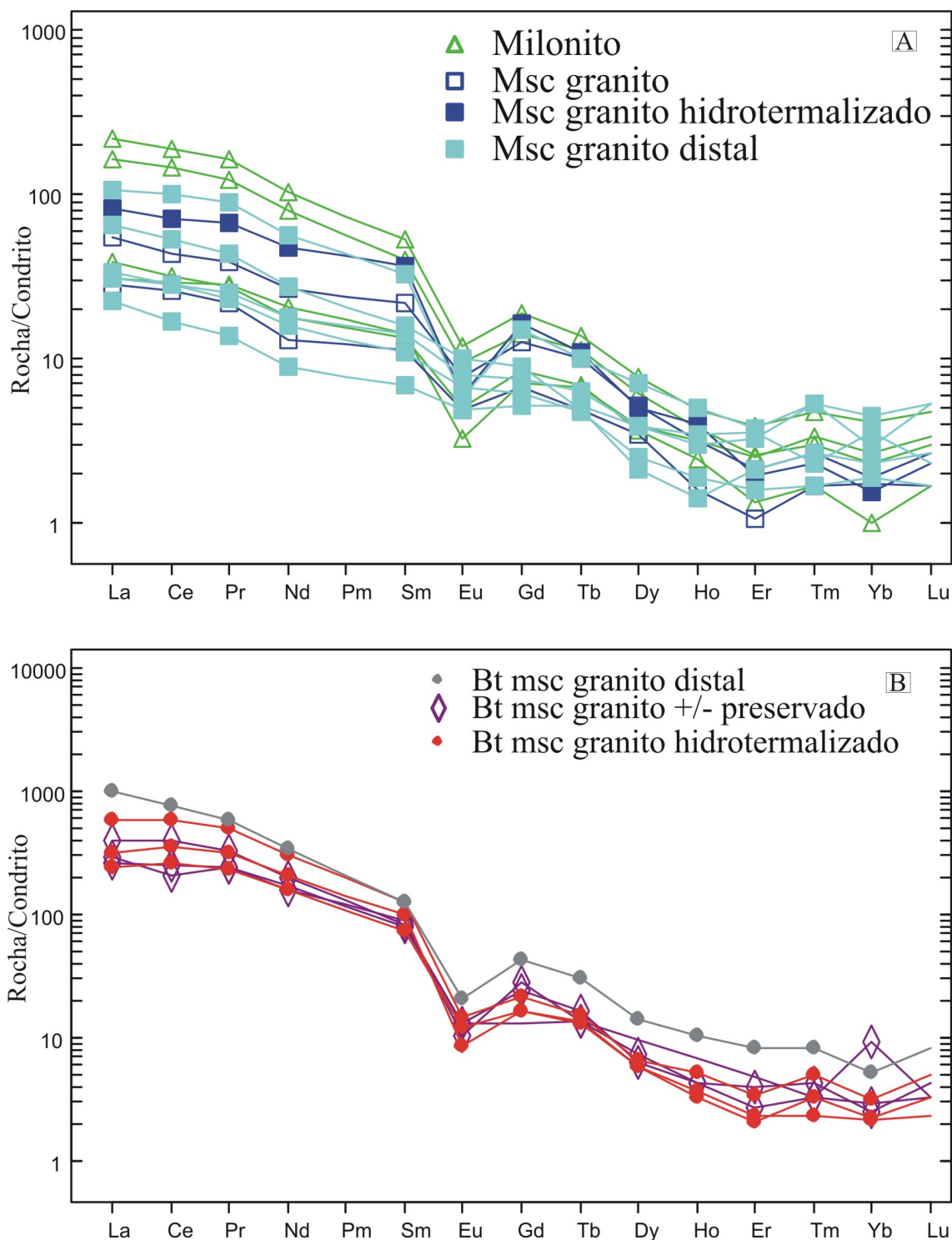


Figura 3.21 – Diagramas de variação de elementos terras raras, normalizados a condrito, para rochas graníticas da Suíte Aurumina. Separados em A para milonito e muscovita granito e em B para variações do biotita-muscovita granito.

3.5 – CONCLUSÕES

Os estudos petrográficos e geoquímicos realizados mostraram que a principal associação litológica relacionada à mineralização aurífera é constituída por granitos peraluminosos da Suíte Aurumina e xistos grafitosos da Formação Ticunzal, em ambiente tectônico de zona de cisalhamento. Na área de estudo, a Suíte Aurumina é representada por duas variedades de fácies, muscovita granito (Au1) e biotita-muscovita granito (Au2). A Formação Ticunzal é representada por clorita-muscovita-quartzo xisto grafitoso com intercalações de paragneisses.

O estudo geoquímico das rochas graníticas da Suíte Aurumina revelou variação composicional de monzogranito a granodiorito, com composição dominante de monzogranito. Em relação ao índice de saturação em alumina, as rochas graníticas são supersaturadas e classificadas como peraluminosas. A determinação do ambiente geotectônico mostrou caráter sin-colisional para os granitos da Suíte Aurumina.

O estudo da composição química das micas dos granitos mostrou que a muscovita primária possui teor mínimo de TiO_2 da ordem de 0,6% e os valores abaixo disso são relacionados às lamelas secundárias. As análises revelaram que a composição da biotita é próxima à da annita, mas já com tendência para o pólo siderofilita, e que a maioria das lamelas situam-se no limite entre os campos de biotita magmática e biotita reequilibrada, sugerindo perda de TiO_2 devido ao processo de reequilíbrio da biotita primária durante o processo hidrotermal. A composição da biotita confirmou o caráter peraluminoso das rochas graníticas com todas as composições situadas no domínio de Suítes Peraluminosas, em diagrama discriminante.

Os diagramas com variação de elementos do tipo Harker indicaram que o biotita-muscovita granito é mais enriquecimento em Ti e Fe, em relação ao muscovita granito. As variações nas concentrações de MgO e TiO_2 nos granitos da Suíte Aurumina estão mais diretamente ligadas às concentrações de biotita do que a processos de evolução magmática. A pequena variação na razão MgO/TiO_2 é indicativa de mesma fonte, ou de fonte similar, para os magmas geradores das fácies Au1 e Au2.

Os padrões de terras raras para todas as variações de rochas graníticas da Suíte Aurumina são semelhantes e apresentam anomalia negativa em Eu. Os espectros mostram enriquecimento em ETR leves com tendência ao fracionamento de ETR pesadas maior no diagrama para as variações do biotita-muscovita granito.

CAPÍTULO 4 – CARACTERIZAÇÃO DO MINÉRIO, CONTROLE ESTRUTURAL E ALTERAÇÃO HIDROTERMAL

4.1 – INTRODUÇÃO

O estudo da mineralização de ouro de Aurumina compreendeu a análise de parâmetros como a caracterização petrográfica do minério e dos tipos de mineralização, o controle tectônico e a descrição dos processos de alteração hidrotermal. Este estudo teve como objetivo a caracterização do depósito para melhor entendimento das relações entre a mineralização de ouro e as rochas encaixantes envolvidas, a contribuição dessas rochas no processo mineralizador e a compreensão da gênese e precipitação do ouro.

Os procedimentos para tais análises foram baseados na aquisição de dados petrográficos que caracterizassem a alteração hidrotermal e suas texturas em lâminas delgadas e descrições da minerografia de seções polidas do minério para determinação da associação mineralógica sulfetada associada a mineralização aurífera. Além disso foram utilizados o Relatório Final de Pesquisa Mineral (Parada, 1953) e relatórios internos da antiga mineradora que atuou na época que se iniciou a exploração da mina de Aurumina (Mineração Barro Alto S.A., Postal, 1984). Estes documentos antigos forneceram informações sobre o detalhamento dos principais veios mineralizados e fotos ilustrativas do início dos trabalhos de exploração a céu aberto e também dos estágios de lavra subterrânea.

4.2 – CARACTERIZAÇÃO DO MINÉRIO

Em Aurumina, a mina de ouro se desenvolveu em uma faixa alongada à margem direita do Rio das Pedras, com topografia arrasada e regular. O ouro ocorre em veios de quartzo hospedados no contato entre o biotita-muscovita granito milonítico (Au2) e o xisto grafitoso, acompanhado de importante concentração de esfalerita e galena, além de pirrotita, calcopirita, arsenopirita, pirita, covelita, greenockita e auroestibita. O ouro está concentrado em fraturas na rocha, no contato entre os silicatos e os sulfetos, ou disseminado nos silicatos ou nos sulfetos. Os tipos de mineralização que ocorrem na área de estudo estão discriminados na Tabela 4.I.

Tabela 4.I – Formas de ocorrência das mineralizações auríferas na região da Mina de Aurumina (Postal, 1984).

Endogênica (associada à intrusão granítica)	Tipo Filoniano	Predominantemente concordantes com a estrutura regional
	Tipo Disseminado	Bordas das encaixantes e no contato com os filões, em fraturas e porções brechadas
Supergênica (associada ao ciclo erosivo)	Em coberturas elúvio/colúvio/aluvionares situadas próximas aos filões mineralizados	
	Em aluviões do Rio das Pedras e Rio Areias	

Filão ou veio é aqui considerado todo o enriquecimento e segregação de sílica formada em zonas de fraqueza que apresentam continuidade longitudinal. A área apresenta concentrações significativas de quartzo classificadas, por critério de campo e estruturais, em filões concordantes à foliação regional e filões discordantes.

Os filões concordantes são mais abundantes e de maior expressão na área, além de serem os que apresentam os teores mais elevados de ouro e prata. São tardios em relação à deformação principal e relacionados a zonas de baixa pressão na zona de cisalhamento, que favoreceriam a formação de vazios simultâneos com a deformação em porções de dilatação associadas às fraturas de tensão e cisalhamento. Esse processo é sugerido por D'el-Rey *et al.* (1998), para a mina Buraco do Ouro em Cavalcante, em contexto geológico semelhante ao de Aurumina.

Os afloramentos dos veios mineralizados ocorrem geralmente como bolsões, atingem até 2 metros de espessura (média de 60 centímetros) e 250 metros de comprimento. São comuns estrangulamentos e espessamentos ao longo do comprimento e bifurcações nas porções extremas, onde surgem vênulos e filonetes, com até 30 centímetros de espessura, que preenchem fraturas geralmente paralelas às falhas principais. Por vezes apresentam deslocamentos associados a falhas normais posteriores (Postal, 1984).

Os filões são macroscopicamente constituídos por quartzo leitoso com bolsões de minerais de minério que apresentam distribuição irregular, o que origina trechos enriquecidos e trechos praticamente estéreis, gerando uma zonação típica neste tipo de

depósito (Figura 4.1 A e B). De forma subordinada ocorre recristalização de quartzo hialino que preenche fraturas, principalmente nas encaixantes. Nos filonetes ocorre grafita localmente.

A composição dos filões concordantes apresenta assimilação de minerais das rochas encaixantes como turmalina, zircão e monazita. Os minerais metálicos são representados pela associação de galena, pirita, pirrotita e arsenopirita principalmente, ouro nativo, prata, calcopirita, rutilo, ilmenita e covelita, subordinadamente.

Os veios classificados como discordantes formam filões alongados e mais retilíneos que os concordantes, são mais raros e apresentam menor quantidade de aglomerado de sulfetos, sendo alguns enriquecidos em fluorita hidrotermal, pirita e galena.

A porção mais importante da jazida de Aurumina é constituída pelos veios de quartzo mineralizados denominados VL 1.2 e VL 1.3, que constituem o filão principal, orientados segundo N20E, com mergulho de 60NW. Estes foram explorados ao longo das décadas de 50, 60 e 80, inicialmente em lavra de céu aberto, até 28 metros. Posteriormente, foi executada lavra subterrânea até a profundidade de 120 metros, quando então a lavra foi paralisada. Testemunhos de sondagens detectaram mineralização até cerca de 200 metros de profundidade (Postal, 1984).

Outro importante veio de escala métrica, que não chegou a ser totalmente explorado, foi chamado de veio satélite e denominado VL 1.6. Apresenta teores consideráveis de ouro e prata, porém com valores mais baixos que os VL 1.2 e VL 1.3, além da presença de galena, arsenopirita, calcopirita e escorodita.

A seguir serão apresentados dados do Relatório Final de Pesquisa Mineral (Parada, 1953), e de relatórios internos da empresa Mineração Barro Alto S.A. (Postal, 1984) datados do início dos estudos da mineradora, que detalham os principais veios mineralizados. O filão principal atualmente não apresenta afloramento em superfície, pois a cava formada pelo processo exploratório encontra-se preenchida por água, já o veio satélite VL 1.6 apresenta expressivo afloramento.

O mapa geológico da cava principal mostra a distribuição e a forma de ocorrência dos veios VL 1.2 e VL 1.3 na época da abertura das superfícies de mineração. Mostra em detalhe a região de contato entre o biotita-muscovita granito

milonítico (Au2) e as rochas xistosas da Formação Ticunzal, com destaque para as faixas de xisto grafitoso associadas aos veios mineralizados. Em mapa, é possível a visualização do caráter concordante dos veios mineralizados em relação às foliações que marcam o sistema nordeste do xisto. Existem ainda vênulas e filonetes de quartzo também concordantes, porém estéreis. (Figura 4.2).

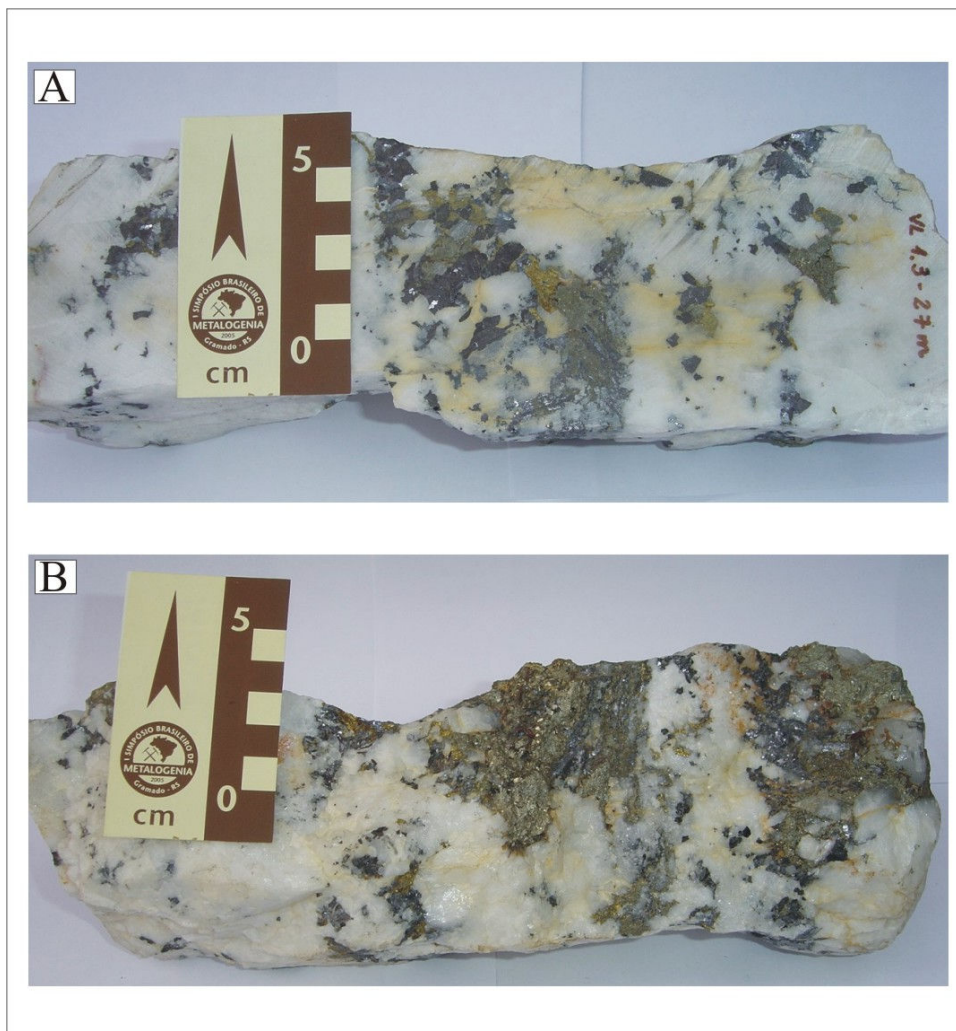


Figura 4.1 – A e B) Exemplo de amostra macroscópica do filão mineralizado VL 1.3, a uma profundidade de 27 metros. Destaque para as concentrações sulfetadas associadas à mineralização aurífera.


MAPA GEOLÓGICO da CAVA PRINCIPAL

V.L. - 1.2 e V.L. - 1.3

LEGENDA


Suíte Aurumina


 Lentes, diques e bolsões pegmatóides

 Granada - muscovita granito milonítico (Au1)

 Biotita - muscovita granito milonítico (Au2)

Formação Ticunzal

 Muscovita - quartzo xisto milonítico e filonito, com pirita e grafita como lamelas na foliação e poucas vênulas e filetes de quartzo e quartzo carbonato.


 Grafita - muscovita - quartzo xisto milonítico e filonito com frequentes lamelas e cristais de pirita e vênulas de quartzo e quartzo carbonato.


 Veio de quartzo mineralizado


 Vênulos e filonetes de quartzo estéreis

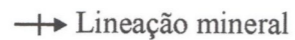
 Contato litológico observado

 Contato inferido

 Amostras com lâminas descritas

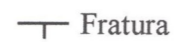
 Foliação Milonítica / Lineação de estiramento mineral (sistema nordeste)

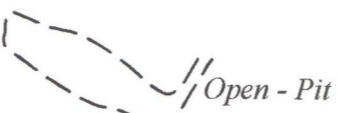
 Foliação Milonítica / Lineação de estiramento mineral (sistema noroeste)

 Lineação mineral

 Eixo de Microdobra

 Slickensides

 Fratura

 Open - Pit

 Shaft da mina de Aurumina



ESCALA
0m 5 10 15m

Figura 4.2 - Mapa geológico da cava principal que detalha os principais veios mineralizados V L 1.2 e V L 1.3. Adaptado de Postal (1984).

4.2.1 – VL 1.2

O veio VL 1.2 apresentava espessura inicial de 8 centímetros em seu extremo NE. Ao longo de seu comprimento atingia espessura máxima, com posterior decréscimo de maneira constante até a outra extremidade (Figura 4.3 A). Apresentava ligeira flexão para W, com porção mais espessa (porção central) de até 1,6 metro associada aos mais altos teores de ouro (Figura 4.3 B). A precipitação do ouro ocorreu de forma concentrada numa porção de 4 metros, medida em afloramento, sendo que a extensão total do veio era de 82 metros e largura média de 65 centímetros.

O veio é composto por quartzo leitoso, predominantemente, com abundância de arsenopirita e pirita e aspectos de limonitização. As análises realizadas mostraram teores variáveis na ordem de 8 a 39,5g/t de Au e Ag, sendo que o ponto mais rico apresentou 47,8g/t e ocorre na zona de inflexão do veio. Regiões extremas do veio eram caracterizadas pela ausência de mineralização. O cálculo para a reserva da jazida realizado pela empresa utiliza densidade 2,5 para o quartzo e supõe que o veio apresente transversalmente a mesma medida horizontal (largura constante), e estabelece que por metro de profundidade o veio apresentava 3190 gramas de Au e Ag por metro. Esse cálculo é feito a partir do volume inferido do veio ($82 \times 0,65 \times 1 = 53,2 \text{ m}^3$) multiplicado pela densidade ($53,2 \times 2,5 = 133$ toneladas de minério) e multiplicado pelo teor médio de ouro ($133 \times 24 = 3190$ gramas por metro de profundidade).

As análises realizadas em concentrados de bateia dos eluviões relacionados ao VL 1.2 mostraram resultados baixos, na ordem de $0,046\text{g/m}^3$ de Au e Ag, mas localmente com ouro nativo na areia e cascalho em concentrações de até 11,5g/t.

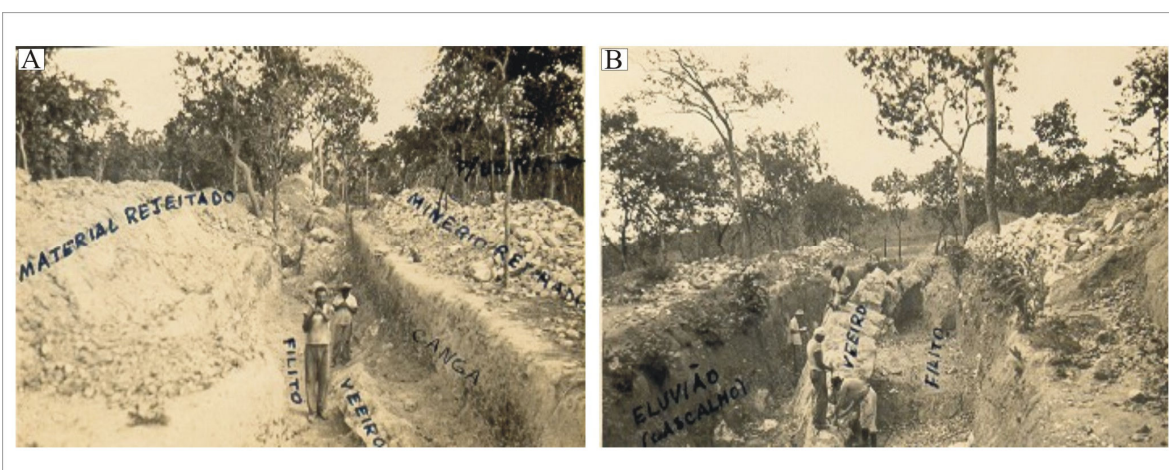


Figura 4.3 – Fotos do início dos trabalhos de exploração no VL 1.2, da Mina de Aurumina, na década de 1950. **A)** Vista SW do VL 1.2 que mostra sua extremidade NE e ligeira inflexão para W. Destaque para a forma de exploração a céu aberto, onde o minério era separado do material estéril (canga) ainda no local de extração. **B)** Porção mais espessa do veio com até 1,6 metro. Fonte: Parada, 1953.

4.2.2 – VL 1.3

Distante 45 metros a sul do VL 1.2, o VL 1.3 já se iniciava com largura considerável e a área entre os veios apresentava ausência de afloramentos ocorrendo somente uma pequena bacia preenchida por cascalho. O extremo NE atingia largura de meio metro aumentando gradativamente e de maneira constante até 1,2 metro, por uma porção além de seu centro (Figura 4.4 A e B). O veio mantinha sua direção constante e comumente apresentava características de múltiplos pulsos de percolação fluida, com até 7 porções de quartzo leitoso que formavam um só veio, sendo que entre as superfícies não havia nenhum material diferente (Figura 4.16). Em uma dessas porções era possível observar superfícies cravejadas de pequenos grânulos (>2mm) de Au vistos a olho nu.

A rocha encaixante representada por xisto grafitoso de coloração cinza a cinza escuro (amarelada quando intemperizada), com brilho e tato sedosos. Doze metros a NW do veio foi locado um poço vertical que mostrou a ocorrência de rochas xistosas da Formação Ticunzal até pelo menos 25 metros de profundidade.

O VL 1.3 apresentava 80 metros em extensão de afloramento e largura média de 60 centímetros. Uma amostragem sistemática, ao longo do veio, a partir do extremo NE e posterior tratamento analítico mostrou teores de Au e Ag na ordem de 31,7g/t nos primeiros 20 metros de veio, 12,5g/t até 40 metros e 13g/t em 60 metros. No extremo SW o veio apresentou 69,4g/t de Au e Ag e espessura de 35 centímetros onde grãos de ouro podiam ser vistos a olho nu. Em média os teores de Au e Ag eram de 25,3g/t. De forma semelhante e utilizando os mesmos parâmetros, o cálculo para estimativa da reserva da jazida foi feito para o VL 1.3, que apresentou 48m³ de volume e 120 toneladas de minério que equivalem a 3000 gramas de Au e Ag por metro de profundidade.

As análises de concentrados de bateia de 100 litros de cascalho, para eluvião relacionado às porções centrais do VL 1.3 apresentaram 0,536 g/m³ de Au e Ag em regiões proximais e 0,0125g/m³ em regiões distais.



Figura 4.4 – Fotos do início dos trabalhos de exploração no VL 1.3, da Mina de Aurumina, na década de 1950. **A)** Início do VL 1.3 em seu extremo NE, destaque para o aumento gradual na largura do veio e a manutenção da direção do mesmo. **B)** Local onde o VL 1.3 atinge sua maior espessura, de até 1,2 metro. Fonte: Parada, 1953.

O minério de ouro de ambos os veios é semelhante, macroscopicamente composto por quartzo leitoso associado a paragênese sulfetada de arsenopirita, pirita, galena e esfalerita, principalmente, com presença de ouro nativo e grafita. As análises mostraram que Pb, Cu, P, Fe e Sn são elementos comuns associados ao minério. O ouro nativo ocorre texturalmente fino granular na superfície dos veios (que indica caráter pós-tectônico), fibroso em fraturas no quartzo e na forma grãos que preenchem cavidades formadas por recristalização do quartzo. O enriquecimento em Au do minério era variável e formava pequenas concentrações com ouro mais comumente do tipo fibroso e como inclusões na arsenopirita e pirita.

A média dos teores de Au e Ag para os veios VL 1.2 e VL 1.3 era de 24,5g/t e uma cubagem aproximada revelou uma reserva inicial provável de 64 quilos de Au e Ag a 10 metros de profundidade, 128 quilos a 20 metros e 256 quilos a 30 metros.

4.2.3 – VL 1.6

O veio satélite, denominado VL 1.6, ocorre próximo à área da mina de Aurumina e apresenta algumas características peculiares. Uma delas está relacionada à morfologia do veio, pois parte dele representava uma das encostas de um pequeno morro, o que facilitou seu desmonte inicial (Figura 4.5 A e B). Apresenta direção geral N60E com 40NW de mergulho e ligeira torção para N30E na extremidade SW, a espessura varia entre 45 a 30 centímetros mas em porções mais espessas atinge até 2,3 metros.

O mapa geológico de detalhe do VL 1.6 mostra que o veio é encaixado no xisto grafitoso, com importantes faixas hidrotermais relacionadas à silicificação, sulfetação e carbonatação. Localiza as porções enriquecidas em escorodita, arsenopirita, pirita e esfalerita, vênulos e filonetes de quartzo com ausência de mineralização, além de faixas carbonosas e zonas de brechação e de interação com a encaixante (Figura 4.6). A região das fotos da figura 4.4 está localizada no mapa por um círculo vermelho.

O minério é formado por quartzo leitoso, muito quebradiço, associado às concentrações de sulfetos compostas por arsenopirita, pirita, esfalerita, galena, calcopirita e covelita, principalmente. A associação de sulfetos mostra-se parcialmente oxidada com geração de limonita, malaquita e escorodita. O estudo analítico mostrou proporções de Au e Ag na ordem de 17,2g/t, em média, em minério composto por 91,7% de sílica, 6,31% de óxido de ferro (Fe_2O_3), 1,08% de óxido de alumínio (Al_2O_3), 0,03% de óxido de manganês (MnO). As análises em concentrados de bateia nos eluviões relacionados ao veio VL 1.6 mostraram concentrações reduzidas de 0,0537g/m³.

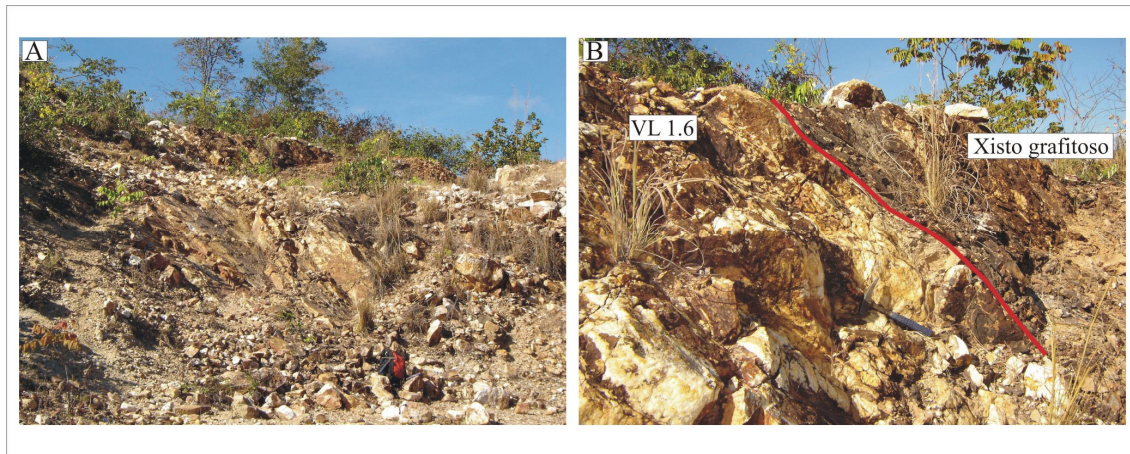
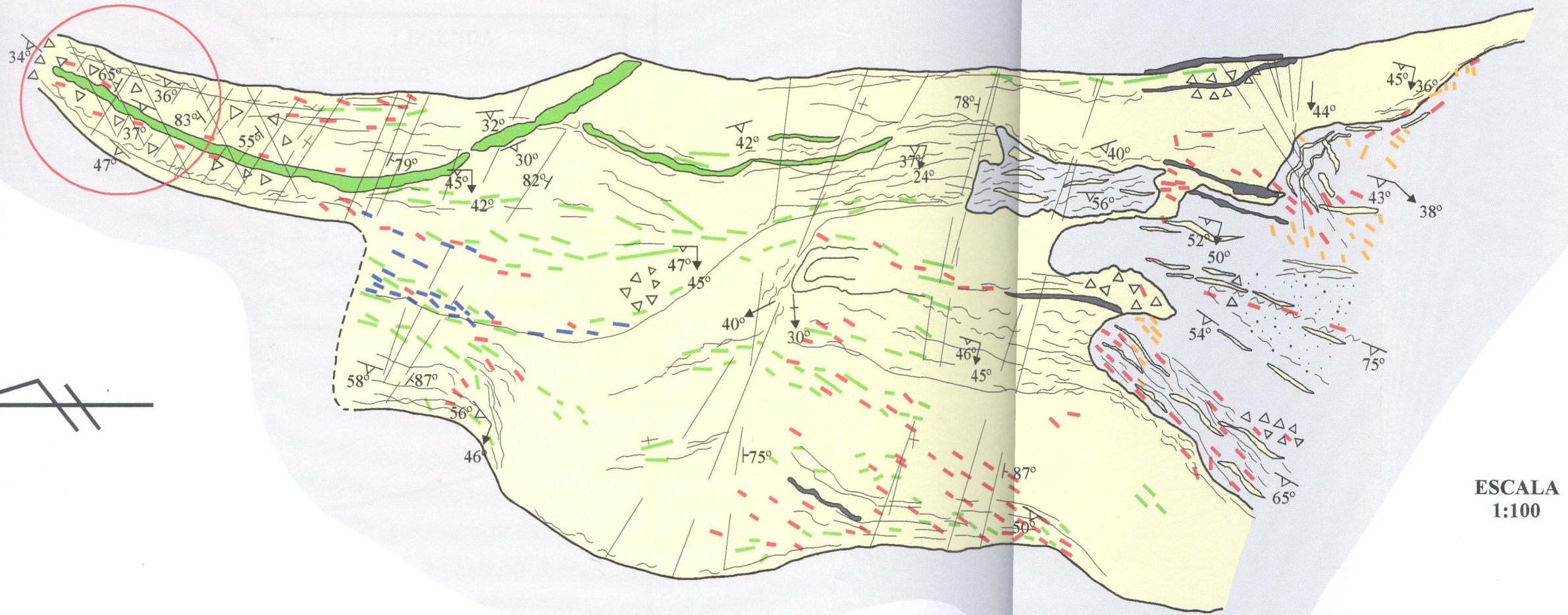


Figura 4.5 – A e B) Aspecto geral do afloramento do veio VL 1.6. Destaque para o caráter concordante do veio em relação ao xisto grafitoso, melhor evidenciado em B, onde a linha vermelha marca o contato entre o VL 1.6 e o xisto.

O tratamento analítico dos dados de teores de ouro do VL 1.6 gerou uma distribuição que pode ser visualizada na figura 4.7, onde se observa que os maiores valores no teor de ouro encontram-se na porção norte do veio.

GEOLOGIA VEIO SATÉLITE

V.L. - 1.6



ESCALA
1:100

LEGENDA

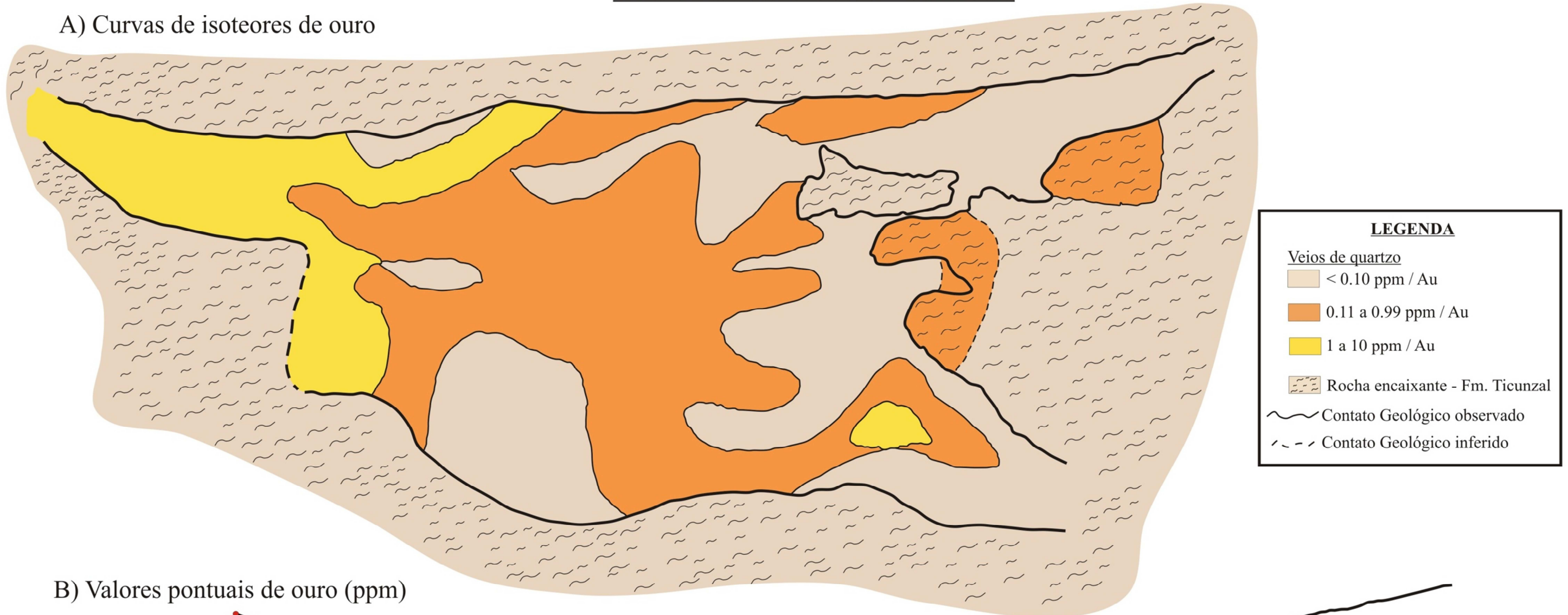
V.L. 1.6 - NÍVEL A

<p>□ V.L. 1.6</p> <p>□ Formação Ticunzal - xisto grafitoso</p> <p><u>Hidrotermalismo - Rocha Encaixante</u></p> <p>▤ Silicificação</p> <p>▤ Sulfetação (piritização)</p> <p>▤ Carbonatação</p>	<p>▤ Vênulos e filonetes de quartzo</p> <p>▤ Escorodita / Arsenopirita</p> <p>▤ Pirita</p> <p>▤ Esfalerita</p>	<p>▤ Bandas carbonosas</p> <p>▤ Bandas de rocha encaixante + quartzo milonitizado</p> <p>▤ Níveis brechados</p> <p>○ Localização das fotos</p>	<p>▤ Foliação milonítica/lineação de estiramento mineral</p> <p>↔ Eixo de microdobras</p> <p>— Fraturas</p> <p>+ Fraturas verticais</p>
------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------	----------------------------------------------------------------------------------------------------------------	------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------	-----------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------

Figura 4.6 - Mapa geológico do veio satélite V L 1.6. Adaptado de Postal (1984).

VEIO SATÉLITE - V.L. 1.6

A) Curvas de isotores de ouro



LEGENDA

Veios de quartzo

- < 0.10 ppm / Au
- 0.11 a 0.99 ppm / Au
- 1 a 10 ppm / Au

Rocha encaixante - Fm. Ticunzal

Contato Geológico observado

Contato Geológico inferido

B) Valores pontuais de ouro (ppm)

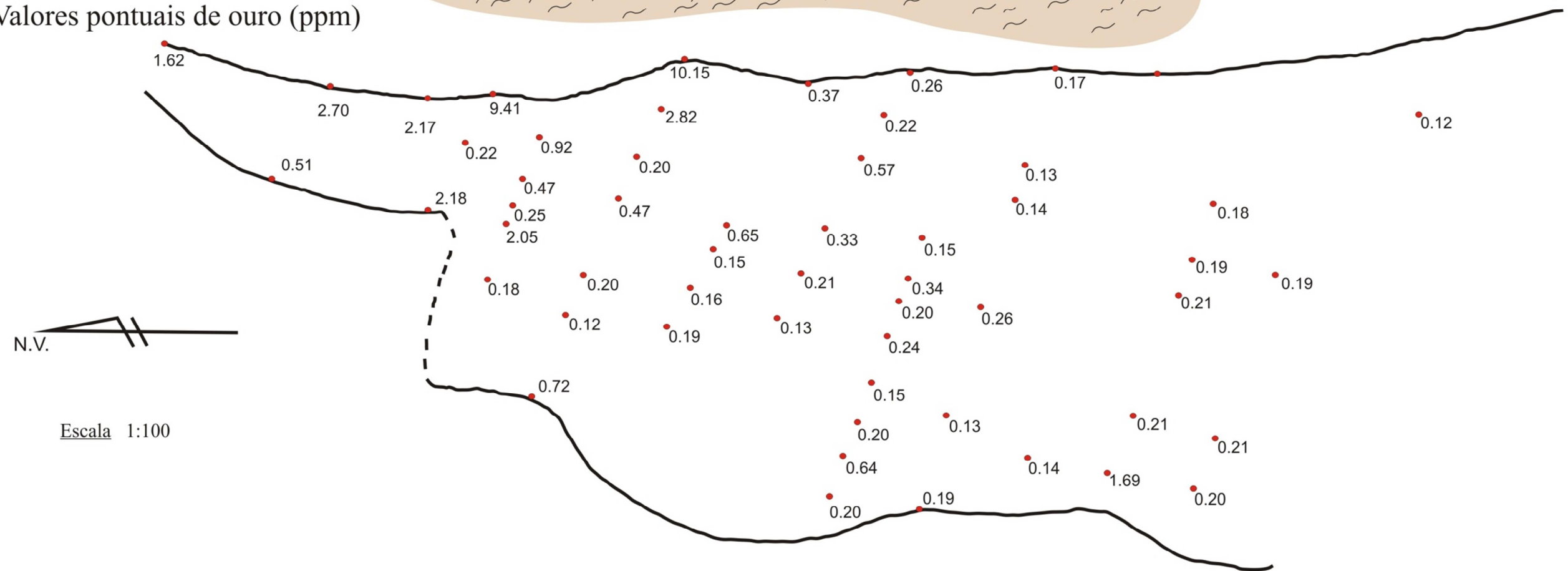


Figura 4.7 - Distribuição dos teores de ouro para o veio satélite VL 1.6. Adaptado de Postal (1984).

4.3 – PETROGRAFIA DO MINÉRIO

As amostras que representam a região mineralizada da área de estudo foram divididas em dois grupos, o primeiro diz respeito à zona de interação e contato entre a rocha encaixante xistosa e os veios principais relacionados ao sistema concordante e, portanto, associados a mineralização de Aurumina, e o segundo grupo de amostras representam o minério propriamente dito.

4.3.1 – Zona de contato e interação xisto grafitoso – veio de quartzo

As zonas de contato entre o veio mineralizado e o xisto grafitoso foram observadas em amostras de testemunhos de sondagem na profundidade de 78,70 no furo F-Au01 e de 136 metros no furo F-Au03, formando uma alternância de veio e xisto (Figura 4.15). Fotos ilustrativas da porção do VL 1.3 mostram os aspectos dessa interação em profundidade (aproximadamente 70 metros), como o contato bem marcado entre o xisto e o veio com brechação da rocha metassedimentar (Figura 4.8 A). Além do aspecto múltiplo do veio com estruturas de cavalgamento (Figura 4.8 B), a manutenção da espessura do veio a 70 metros de profundidade (Figura 4.8 C) e aspecto da alternância das bandas de material grafitoso e bolsões de sulfetos (Figura 4.8 D).

A zona de interação entre os veios VL 1.2 e VL 1.3 e a rocha encaixante xistosa é marcada por intensa brechação do xisto com carbonatação na região do contato (Figura 4.9 A e B). O veio de quartzo representa o minério de Aurumina que forma bolsões de sulfetos muitas vezes mineralizados a Au e Ag.

No contato, o veio é composto predominantemente por quartzo (65%), sulfetos (25%) e carbonato (10%). As brechas apresentam a composição do clorita-muscovita xisto rico em grafita. Nas lâminas descritas, que representam essa região de contato, as características óticas dos minerais constituintes do xisto grafitoso são as mesmas já relatadas no capítulo anterior, salvo a ocorrência de turmalina em uma das amostras.

O quartzo de veio ocorre em tamanhos variados podendo atingir até 5mm, é comum apresentar extinção ondulante, hábito subédrico a anédrico, aspecto levemente sujo, bordas consumidas e recristalizadas em grãos com junções tríplexes comuns e de granulação visivelmente menor que contornam os grãos maiores (Figura 4.9 C). Muitos grãos aparecem fraturados com preenchimento das fraturas por material grafitoso ou por carbonato (Figura 4.9 D).

Em algumas amostras, a interação do veio com o xisto gera intensa sulfetação com formação de aglomerados com grãos euédricos que cortam de forma discordante o

quartzo de veio (Figura 4.9 E). São nestes aglomerados de sulfetos que o ouro aparece, sendo estes compostos principalmente por esfalerita, calcopirita, pirita, arsenopirita e pirrotita. Comumente associados aos bolsões de sulfetos ocorre grafita com características semelhantes às descritas no tópico sobre os xistos grafitosos, no capítulo 3.

Carbonato marca a zona de contato, onde forma grandes aglomerados com grãos de hábito subédrico e dimensões entre 0,1 e 2mm. Apresenta aspecto sujo em nicóis paralelos e bordas localmente oxidadas, que sugere composição rica em ferro, ou seja siderita. O processo de oxidação do carbonato gera goethita que ocorre de maneira restrita, sempre nas bordas dos grãos de carbonato (Figura 4.9 F).

Os minerais acessórios são zircão e monazita que ocorrem sempre nas porções de brechas de xisto. A turmalina foi observada em única lâmina que representa uma porção do grafita xisto muito deformado, brechado e hidrotermalizado. Aparece com pleocroísmo amarelo escuro e muito fraturada, porém com feições de ser tardi a pós-tectônica por ser um fenoblasto não rotacionado e não acompanhar a orientação preferencial do xisto (Figura 4.10 A). Interpreta-se que a turmalina seja hidrotermal, relacionada ao estágio mais tardio do metassomatismo. Localmente, ocorre apatita hidrotermal (Figura 4.10 B).

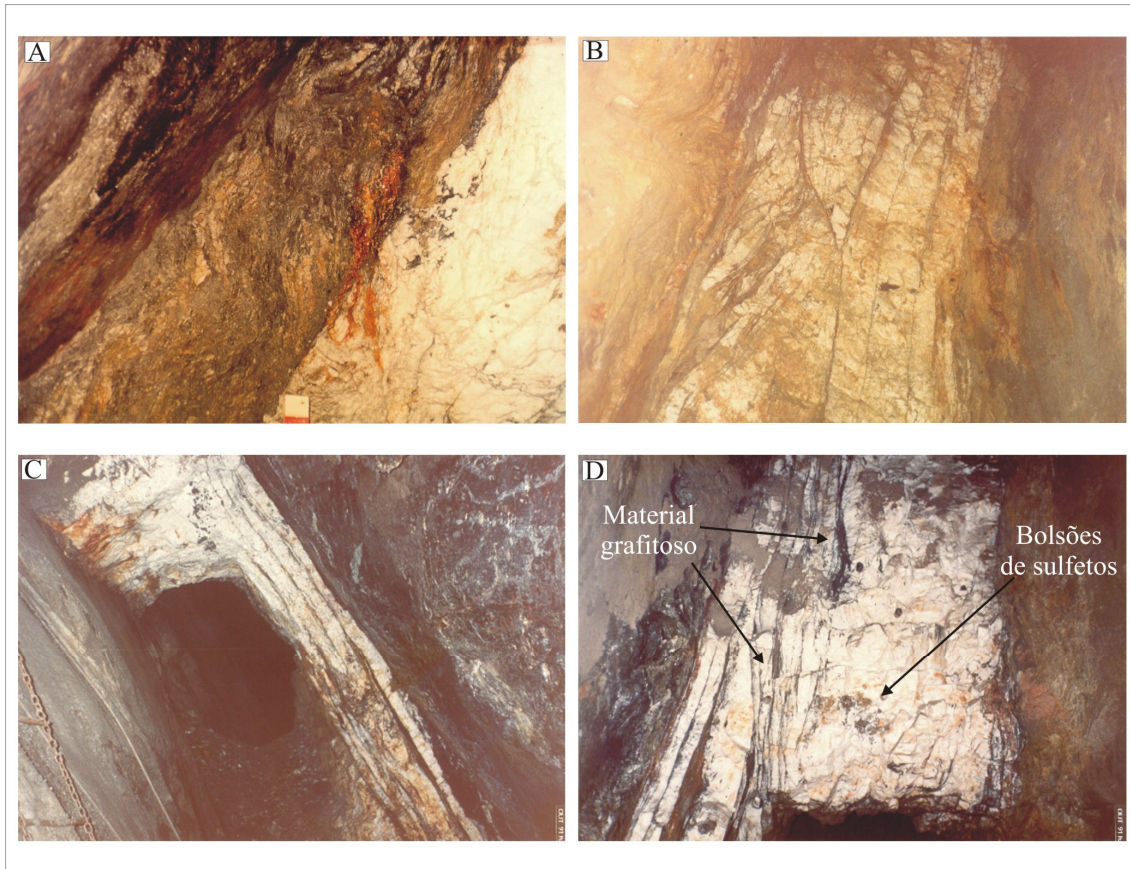


Figura 4.8 – Fotos do VL 1.3 em galerias com profundidade aproximada de 70 metros. **A)** Contato bem marcado entre o xisto grafitoso e o veio de quartzo leitoso, destaque para a brechação da rocha xistosa com porções silicificadas. **B)** Característica múltipla do veio com feições de cavalgamento e superfícies de separação. **C)** Vista NE para SW em galeria no nível 70 que mostra a manutenção da espessura do veio. **D)** Vista SW para NE também no nível 70 metros, com aspectos das bandas de material grafitoso e bolsões de sulfetos. Créditos das fotos: Mineração Barro Alto S.A.

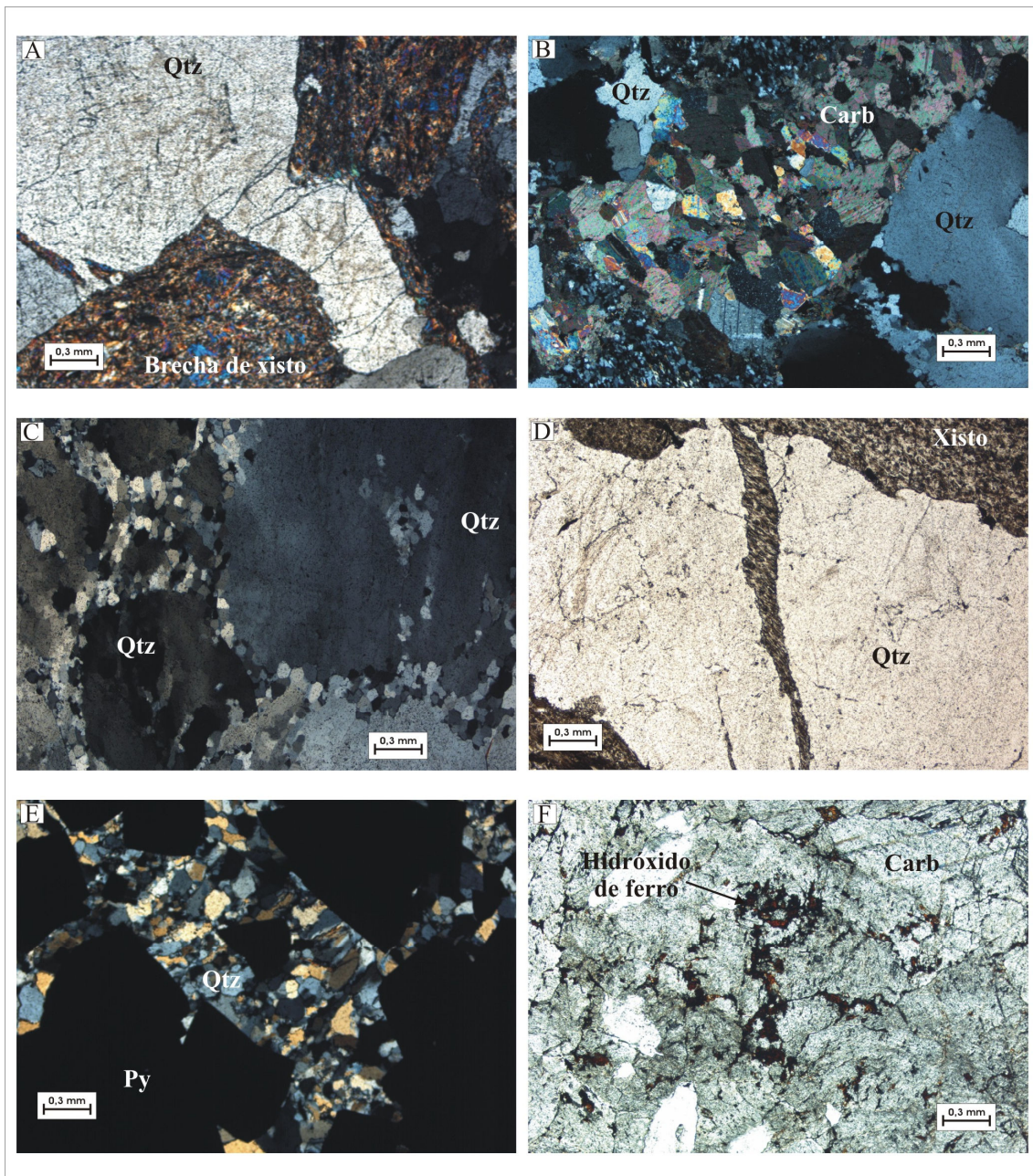


Figura 4.9 – Fotomicrografias da zona de interação entre os veios VL 1.2 e VL 1.3 e a rocha encaixante xistosa. **A)** Zona de brechiação do xisto relacionada à colocação do veio de quartzo. Lâmina MA-05A em objetiva 4x. **B)** Detalhe da intensa carbonatação na zona de contato xisto-veio, que forma aglomerados de grãos de carbonato. Lâmina Fs01-II em objetiva 4x. **C)** Recristalização do quartzo em grãos menores que bordejam os grãos maiores. Lâmina Fs04-III em objetiva 4x. **D)** Material xistoso preenchendo fratura no quartzo de veio. Lâmina Fs01-II em objetiva 4x. **E)** Zona de sulfetação tardia que gera grãos de pirita euédrica e discordante em relação ao veio. Lâmina Fs03-II em objetiva 4x. **F)** oxidação do carbonato com formação de goethita nas bordas dos grãos. Lâmina Fs01b em objetiva 4x. Qtz - quartzo; Carb – carbonato; Py – pirita.

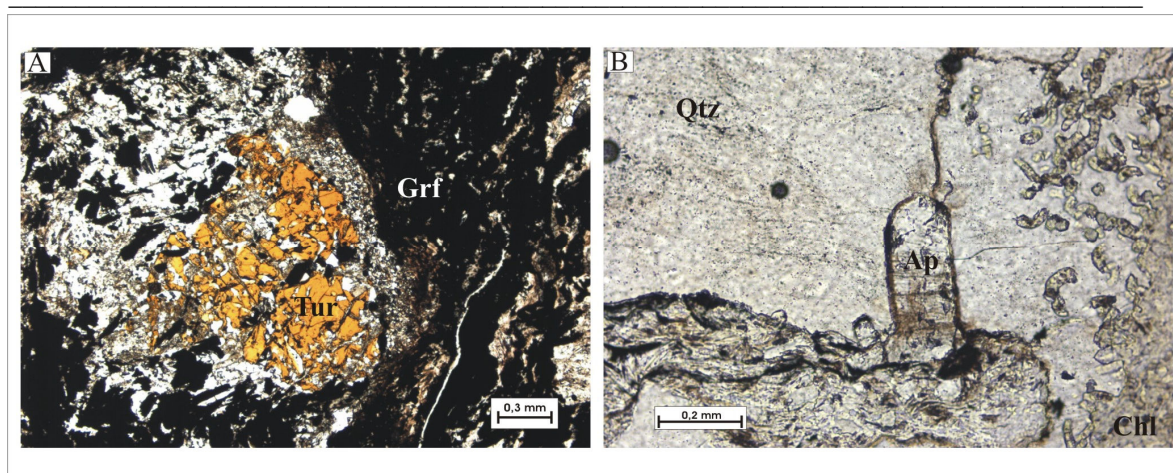


Figura 4.10 – Aspectos de alguns minerais hidrotermais relacionados à zona de interação. **A)** Turmalina amarela em grafita xisto deformado (zona de interação xisto – veio). Lâmina F-Au09 em objetiva 4x. **B)** Apatita hidrotermal. Lâmina F-Au04 em objetiva 10x. Qtz – quartzo; Tur – turmalina; Grf – grafita; Ap – apatita; Chl – clorita.

4.3.2 – Minério Sulfetado

Em Aurumina, o ouro aparece de formas distintas, porém sempre em associação com paragênese sulfetada. Podem-se relacionar duas formas de ocorrência com dois grupos de minerais, sendo:

- A primeira associação mineral é constituída por pirita, arsenopirita, galena, esfalerita e calcopirita, que ocorre de forma disseminada (Figura 4.11 A). O ouro relacionado a esse grupo de minerais ocorre juntamente com minerais enriquecidos em Fe, As e Pb. A prata comumente se associa à galena ou em solução sólida com o ouro, formando ouro do tipo eléctrum e prata aurífera. Texturalmente, o ouro pode ocorrer em fraturas preenchidas por quartzo na galena e em suas bordas, como ouro livre disseminado no veio de quartzo maciço (Figura 4.11 B e C), ou ainda associado a arsenopirita como finas inclusões. Aqui o ouro apresenta coloração mais clara e sugere ser mais enriquecido em prata (Figura 4.11 D).

- O segundo grupo inclui ouro associado a minerais de arsênio, cobre e carbono, em assembléia mineral constituída por arsenopirita, pirita, esfalerita, galena, calcopirita, pirrotita, covelita, grafita e ouro que preenche fraturas no interior do veio e em regiões de contato veio – encaixante (Figura 4.11 E). Nesta associação, o ouro ocorre geralmente como grãos disseminados na ganga (Figura 4.11 F), e, mais subordinadamente, como inclusões nos sulfetos. Esse ouro apresenta coloração amarela mais escura, que sugere teores mais baixos de prata. Esta segunda forma de ocorrência observada pode estar relacionada a uma remobilização tardia do ouro pré-existente nos

sulfetos, com posterior precipitação na forma nativa relacionada a processos de reativação tectônica dos falhamentos.

Estas duas formas de ocorrência do ouro apresentam distribuição aleatória e disseminada ao longo dos filões mineralizados. A associação mineral completa nos filões é constituída por esfalerita, galena, arsenopirita, pirita, calcopirita, pirrotita, marcassita, ouro, prata, auroestibita (AuSb_2), greenockita (CdS), berthierita (FeSb_2S_4) e em zonas oxidadas ocorre covelita, calcosita, escorodita ($\text{FeAsO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$) e beudantita ($\text{PbFe}_3 (\text{AsO}_4\text{SO}_4)_2 (\text{OH})_6$). É comum grafita aparecer associada, o que sugere assimilação da rocha encaixante durante o processo de sulfetação.

O estudo petrográfico mostrou que a esfalerita, galena e pirita são os sulfetos mais abundantes e aparecem na grande maioria das amostras descritas (Figura 4.12 A). Esfalerita ocorre de vários tamanhos, com hábito anédrico e comumente apresenta inclusões alinhadas de calcopirita e pirrotita (Figura 4.12 B). Pirita apresenta-se normalmente disseminada com inclusões de outros sulfetos como calcopirita, pirrotita e esfalerita, por vezes aparece preenchendo faturas ou como massas puras de grãos euédricos que formam aglomerados tardios (Figura 4.12 C). Neste contexto o ouro ocorre normalmente na forma livre relacionado a galena ou preenchendo fraturas (Figura 4.12 D).

Calcopirita e pirrotita ocorrem disseminadas na forma de grãos irregulares com dimensões normalmente reduzidas, entre 0,02 e 0,2mm (Figura 4.12 E). Estes dois minerais marcam textura comum nas amostras, relacionada a exsoluções alinhadas que formam ângulos retos na esfalerita (Figura 4.12 F). A oxidação da calcopirita gera substituição para covelita que aparece com sua cor azulada característica e anisotropia intensa, localmente este mineral aparece preenchendo fraturas na esfalerita (Figura 4.13 A e B).

Marcassita ocorre freqüentemente associada à pirita pois representa a sua recristalização. É muito parecida com a pirita mas apresenta anisotropia variando de amarelo a azul, granulação mais fina, hábito euédrico a subédrico e ocorre geralmente nas bordas dos grãos de pirita.

Minerais como auroestibita e greenockita ocorrem de forma subordinada. A auroestibita aparece com dimensões pequenas e próxima a grãos de ouro (Figura 4.13 C e D), por vezes se confunde com pirrotita mas sua coloração é levemente mais amarronzada e sua refletividade mais baixa. Greenockita foi observada em poucas

amostras onde forma uma massa que envolve outros minerais. Apresenta baixa refletividade e coloração esverdeada.

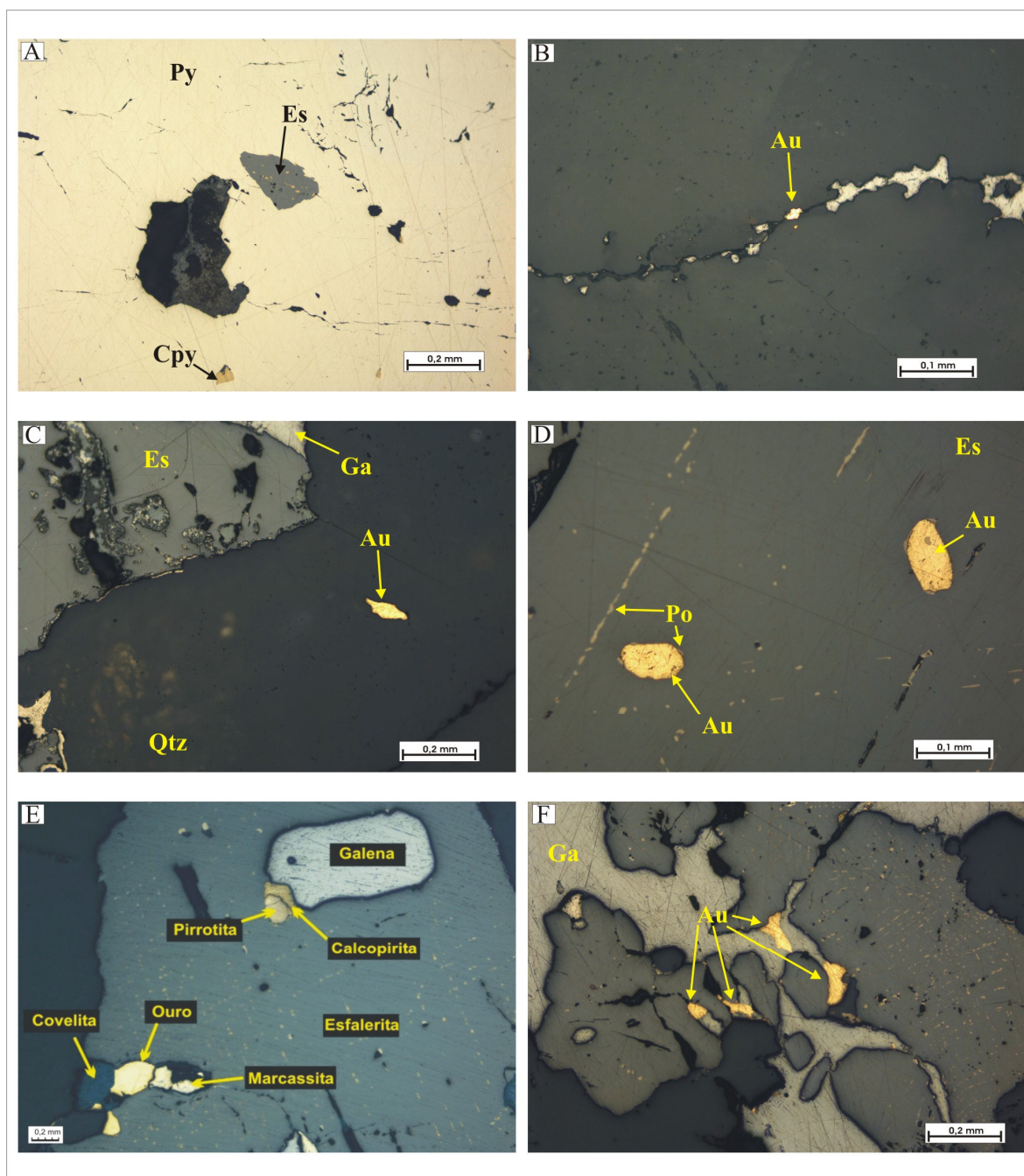


Figura 4.11 – Exemplos das associações sulfetadas relacionadas à mineralização aurífera. **A)** Paragênese sulfetada comum nas amostras de minério, pirita com esfalerita e calcopirita. Seção Polida Au 4A em objetiva 10x. **B)** Ouro preenchendo fratura no quartzo. Seção Polida Au 3B em objetiva 20x. **C)** Exemplo de ouro livre na ganga. Seção Polida Au 3C em objetiva 10x. **D)** Grãos de ouro associados à esfalerita e pirrotita. Seção Polida Au 6A em objetiva 20x. **E)** Exemplo da paragênese sulfetada em zonas oxidadas. **F)** Grãos de ouro disseminados. Seção Polida Au 6B em objetiva 10x. Py – pirita; Es – esfalerita; Cpy – calcopirita; Au – ouro; Qtz – quartzo; Po – pirrotita; Ga – galena.

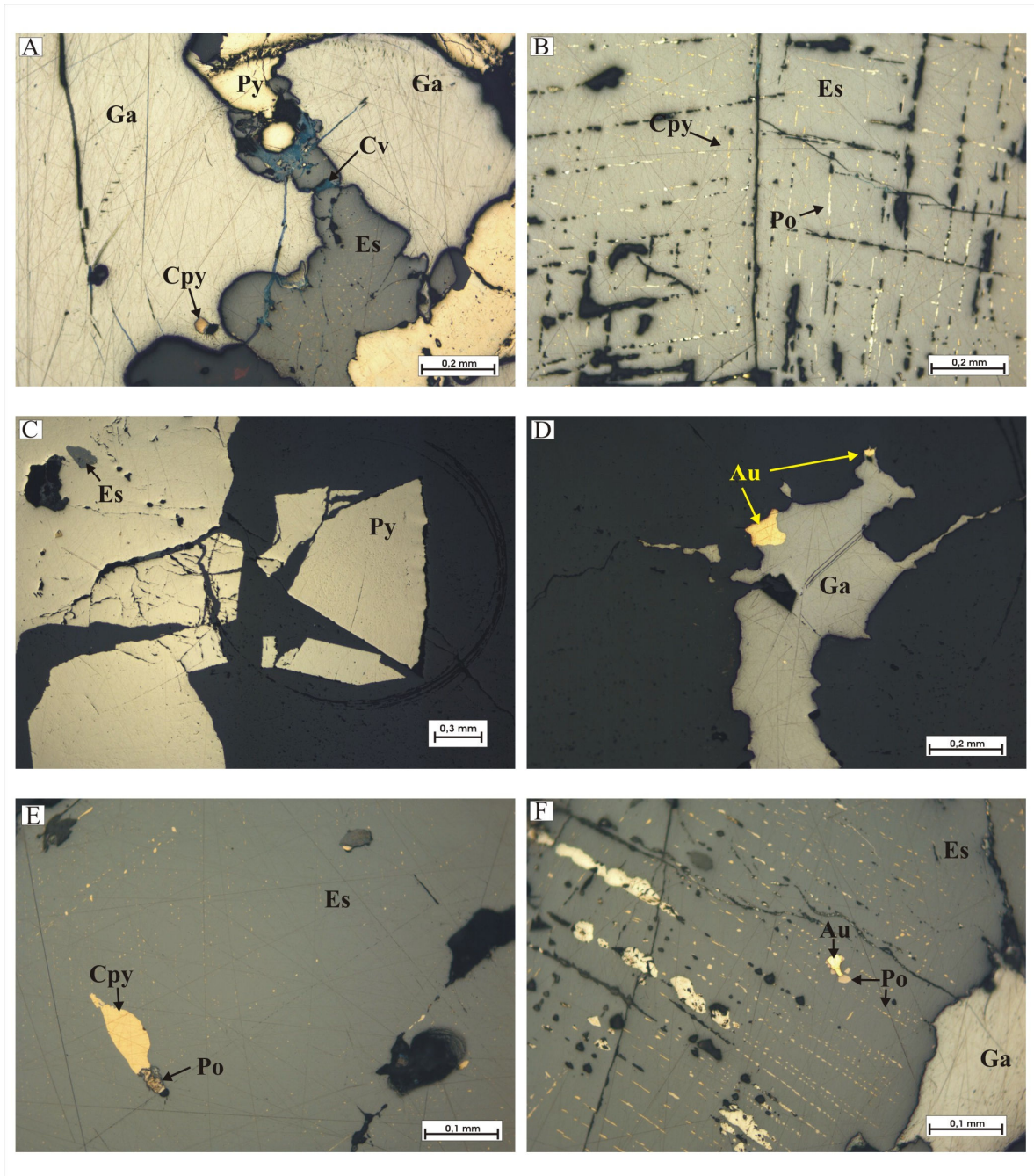


Figura 4.12– Fotomicrografias do minério e as principais associações de sulfetos. **A)** Exemplo de associação comum no minério de Aurumina: pirita, calcopirita, esfalerita e galena. Seção Polida Au 6B em objetiva 10x. **B)** Textura marcada pelo alinhamento de inclusões de calcopirita e/ou pirrotita em esfalerita. Seção Polida Au 6B em objetiva 10x. **C)** Destaque para pirita euédrica e tardia. Seção Polida Au 4A em objetiva 4x. **D)** Ouro livre associado à galena. Seção Polida Au 3C em objetiva 10x. **E)** Grãos irregulares de calcopirita e pirrotita em massa de esfalerita. Seção Polida Au 1A em objetiva 20x. **F)** Exsoluções de pirrotita na esfalerita formando ângulos retos, destaque para grão de ouro. Seção Polida Au 6A em objetiva 20x. Py – pirita; Es – esfalerita; Cpy – calcopirita; Au – ouro; Qtz – quartzo; Po – pirrotita; Ga – galena; Cv - covelita.

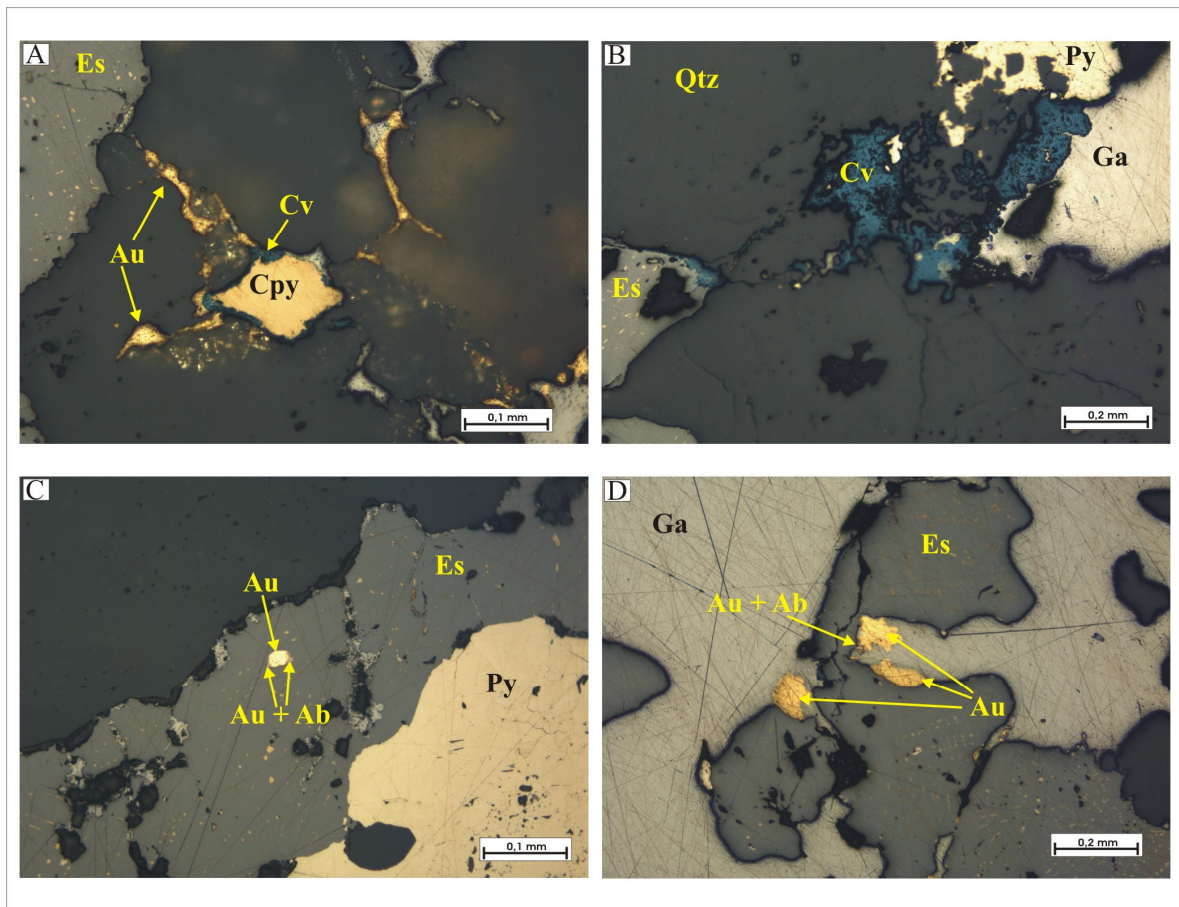


Figura 4.13 – Aspectos microscópicos de minerais secundários e acessórios. **A e B)** Exemplos de covelita com sua cor azul típica, em A aparece substituindo a calcopirita. Seção Polida Au 6B em objetiva 20x e 10x, respectivamente. **C e D)** Exemplos de auroestibita em tamanho reduzido. Seções Polidas Au 3B e Au 6B em objetiva 20x e 10x, respectivamente. Py – pirita; Es – esfalerita; Cpy – calcopirita; Au – ouro; Qtz – quartzo; Ga – galena; Cv – covelita; Au+Ab – auroestibita.

4.4 – CONTROLE ESTRUTURAL

O regime deformacional que afetou o conjunto de rochas da área de estudo é heterogêneo, pois apresenta níveis de deformação diferentes para as variedades de fácies. A área apresenta rochas pouco deformadas, com ausência de texturas e estruturas tectônicas, até rochas muito deformadas que apresentam diminuição significativa da granulometria.

A área apresenta foliação paleoproterozóica, relacionada ao Ciclo Transamazônico, que pode ser observada tanto nos xistos da Formação Ticunzal quanto nas rochas graníticas da Suíte Aurumina. Nos xistos, a foliação gera orientação das lamelas de grafita e texturas lepidoblástica (filossilicatos orientados) e nematoblástica (quartzo orientado). A granitogênese peraluminosa é intrusiva nos planos de foliação do xisto de forma concordante, com formação de orientação mineral por textura de fluxo marcada pela orientação das lamelas de muscovita e localmente biotita, e pelo alinhamento de grãos de quartzo, feldspato potássico e plagioclásio. O caráter sintectônico da Suíte Aurumina lhe confere texturas e características deformacionais semelhantes às feições estruturais observadas na Formação Ticunzal.

Um perfil NW-SE, na região, mostrou que ocorre obliteração da foliação metamórfica regional N60 – 70E por uma foliação N-S (N20E), associada à diminuição granulométrica e preenchimento por quartzo leitoso, à medida que se desloca das rochas graníticas localizadas no leito do Rio das Pedras, até as porções centrais e próximas à mina. Para efeitos de localização esta distribuição geográfica pode ser vista na figura 4.14. Na área da mina, a zona de contato é bem marcada e evidencia que as rochas metassedimentares da Formação Ticunzal representam a lapa e o granito da Suíte Aurumina representa a capa dos filões mineralizados.

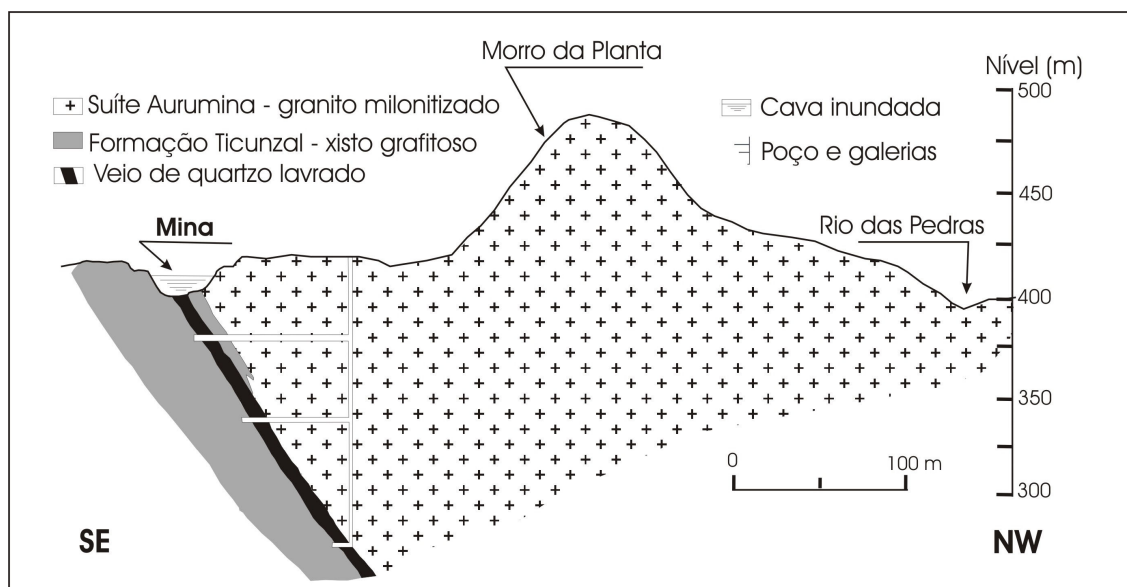


Figura 4.14 – Perfil esquemático que localiza a Mina de Aurumina em relação ao Rio das Pedras.

Os falhamentos direcionais desenvolveram falhas secundárias, paralelas entre si, de direção N10W a N10E com mergulhos de 45 – 65 NW. As silicificações mais importantes ocorrem nas zonas de maior deformação, sendo que os filões mineralizados estão relacionados a essa tectônica rígida, associados, mais especificamente, a eventos tardios, pós-tectônicos, em regiões de alívio dentro da zona de cisalhamento (zonas de transtensão). O sistema de falhas e fraturas define duas direções para os veios de quartzo na área: os planos de cisalhamento N10-30E, onde se alojam os filões concordantes à estruturação regional e relacionados a estruturas de dilatação e à mineralização; e planos de fraturas N05W a N05E com preenchimento por quartzo leitoso mas sem associação com a mineralização (Figuras 3.1 e 4.2).

O conjunto de rochas que apresenta intensos efeitos de deformação ocorre em porções próximas às zonas de cisalhamento e apresenta diferentes fácies que se alternam em faixas, de protomilonito a filonito, de espessura centimétrica a métrica. O principal filão mineralizado da Mina de Aurumina desenvolveu-se em uma destas regiões de intenso cisalhamento, associada ao sistema N10-30E, alojando-se na foliação C do par S-C. A zona de silicificação, que engloba milonitos graníticos e filonitos grafitosos, apresenta uma gradação entre as porções interiores do filão e porções com predomínio de rocha encaixante e filonetes de quartzo (Figura 4.15). As prováveis causas destas zonações estão relacionadas a efeitos de temperatura e pressão, de deformação e reativação de fraturas e falhas e assimilação da rocha encaixante.

PERFIL GEOLÓGICO DO VEIO PRINCIPAL VL - 1.3

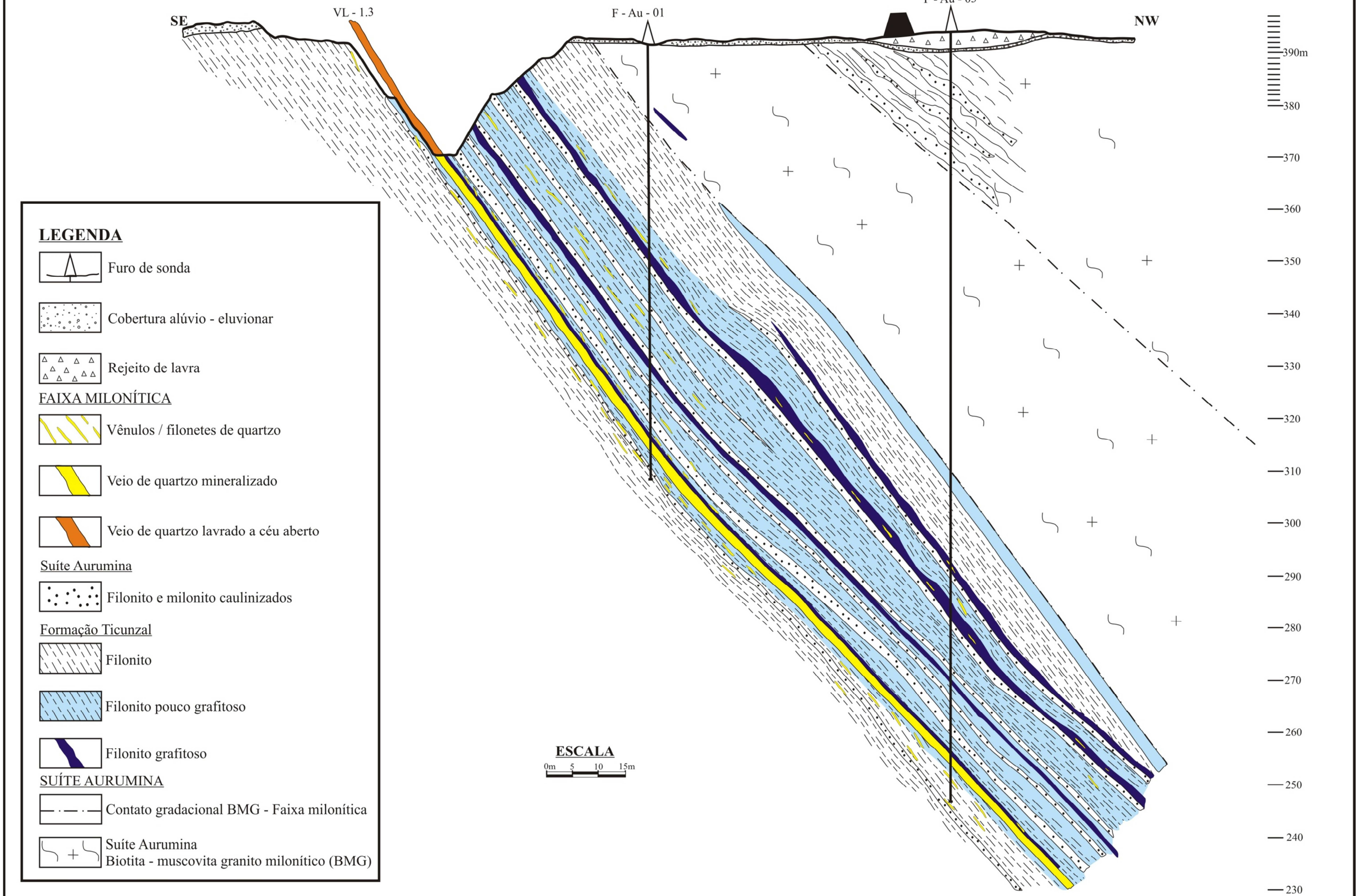


Figura 4.15 - Perfil geológico do veio principal VL 1.3. Adaptado de Postal (1984).

4.5 – ALTERAÇÃO HIDROTERMAL

Segundo Rose & Burt (1979), alteração hidrotermal é a substituição química dos minerais primários de uma rocha por uma assembléia mineral mais estável sob as condições hidrotermais de temperatura, pressão e composição do fluido envolvido. A compreensão do sistema hidrotermal é importante para a definição da composição química e origem dos fluidos envolvidos na formação do depósito. Neste trabalho de mestrado não foi feito estudo aprofundado da alteração hidrotermal e dos fluidos envolvidos. Tentativas de caracterização e estudo de inclusões fluidas anteriores a essa pesquisa não tiveram sucesso por causa do caráter leitoso e muito opacificado do quartzo. Mesmo assim, algumas considerações a respeito da alteração hidrotermal são feitas a seguir.

O depósito de Aurumina é hospedado no contato entre rochas da Suíte Aurumina e Formação Ticunzal. Este conjunto de rochas foi submetido a alteração hidrotermal que reequilibrou a mineralogia primária gerando silicificação, sulfetação, sericitização, cloritização e carbonatação.

Trabalhos de prospecção (Postal, 1984) descrevem importante concentração pegmatítica no início do processo hidrotermal, composta por quartzo, feldspatos, granada, berilo e fluorita, deformada de forma concordante com a foliação. Associada a estas concentrações, ocorre recristalização da rocha encaixante xistosa. Vale salientar que, atualmente, esses pegmatitos não são observados na região da mina.

Posteriormente, ocorreu a colocação de veios de quartzo leitoso, formando enxames de veios, tanto na região de contato quanto no granito e na rocha encaixante. Este estágio é o de maior expressão na área e forma vênulos, filonetes e filões silicosos de escala centimétrica a métrica mineralizados a Au, Ag e As, principalmente, e a Cu, Pb, Zn, subordinadamente. Na área da mina de Aurumina esse estágio hidrotermal originou o minério principal, já lavrado em sua maior parte, que apresentava os maiores teores de Au e está contido nos dois veios denominados V.L. 1.2 e V.L. 1.3. É comum ocorrerem várias gerações de filões e várias gerações de quartzo no mesmo filão (Figura 4.16). A colocação dos veios de quartzo é tardia em relação à intrusão sin-tectônica paleoproterozóica, pois os mesmos apresentam-se indeformados.



Figura 4.16 – Foto da porção mais espessa do V.L. 1.3 que mostra a característica múltipla do veio. Destaque para linhas vermelhas que marcam superfícies de separação. Fonte: Parada, 1953.

A evolução do processo hidrotermal gera intensa sulfetação com formação de bolsões de sulfetos que brecham o veio de quartzo e as rochas encaixantes. O processo hidrotermal gera também sericitização das rochas envolvidas desenvolvendo alterações mineralógicas com a formação de minerais ricos em OH, F, CO₂, SiO₂ e Al₂O₃, como muscovita fina, quartzo, carbonato e fluorita. De caráter tardio e relacionada à reativação de falhas, ocorre intensa carbonatação, com a formação de grossos grãos de carbonato principalmente na região de contato entre o veio silicoso e o xisto grafitoso encaixante, sendo provavelmente associada a fluidos meteóricos de baixa temperatura.

O processo de alteração hidrotermal está, provavelmente, relacionado à percolação de fluidos residuais associados à cristalização do líquido granítico em zonas de fraqueza.

4.6 – QUÍMICA MINERAL DO MINÉRIO

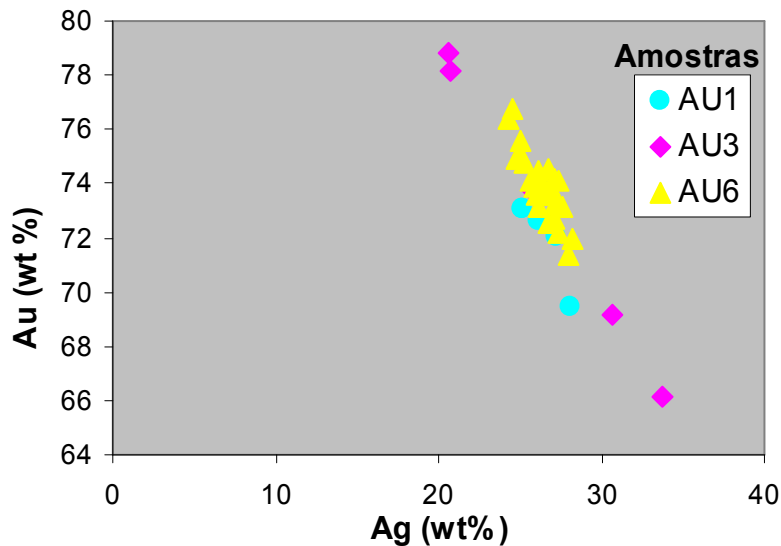
Para a caracterização química do minério sulfetado e sua relação com a mineralização aurífera foram realizados estudos de química mineral no ouro e nos sulfetos. Os sulfetos analisados foram esfalerita, pirrotita, pirita, calcopirita, galena, greenockita e arsenopirita. Desses, serão apresentados em destaque o ouro, a esfalerita e a arsenopirita. Os resultados das análises de química mineral para ouro e sulfetos são mostrados no Anexo 2.

4.6.1 – Ouro

Os primeiros estudos químicos na região de Aurumina foram realizados pela Mineração Barro Alto S.A. e indicaram teores médios da ordem de 22 ppm de Au e 3 ppm de Ag, com razão média Au/Ag de 7,3 (Postal, 1984). Estes dados são comparáveis a valores encontrados em diversas minas de ouro do mundo, onde ouro e prata estão associados a minerais de minério como pirrotita, arsenopirita, calcopirita, esfalerita e galena e geneticamente relacionados a intrusões graníticas.

Em Aurumina, a mineralização sulfetada contém teores significativos de ouro e prata associados. Em profundidade, o teor de Ag tende a diminuir enquanto o de ouro permanece mais ou menos constante (Postal, 1984). Isso se deve à maior mobilidade da Ag que migra para zonas de mais baixa pressão e temperatura. Em geral ao se comparar os dados do ouro de Aurumina a outros depósitos em que o ouro ocorre associado a minerais de Cu, Pb e Zn, como em Cavalcante, os teores de Aurumina mostram-se elevados e com razão Au/Ag também elevada.

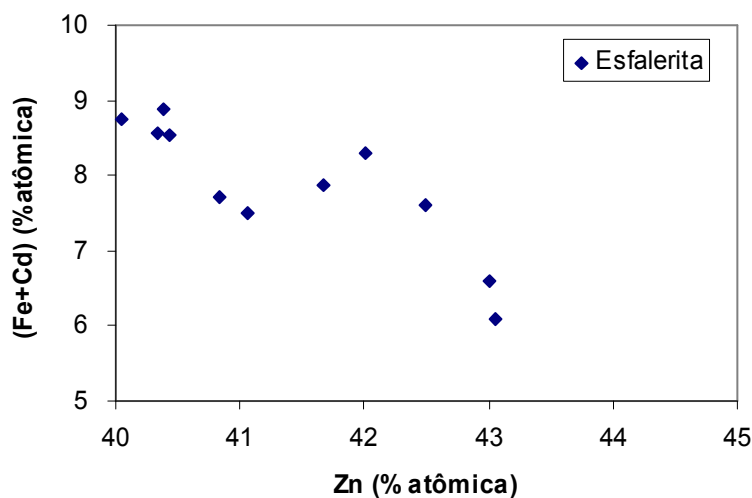
Boyle (1979) estabelece quantidades acima de 20wt% de Ag na estrutura do ouro para este ser classificado como eléctrum. A solução sólida entre Au e Ag, evidenciada nos dados químicos das amostras de minério, estabelece uma proporção média de 25wt% de Ag para 75wt% de Au, na estrutura do metal. Assim o ouro de Aurumina deve ser classificado como eléctrum, mesmo os grãos mais pobres em Ag, que já apresentam proporções de 20% de prata. Em diagrama discriminante os dados mostram nítida correlação negativa entre Au e Ag, ou seja, o enriquecimento em Au gera empobrecimento em Ag (Figura 4.17).



17 – Diagrama de dispersão para dados de mineral de ouro e minério da Aurumina.

4.6.2 – Esfalerita

Os dados obtidos mostram que a composição química da esfalerita do minério de Aurumina é rica em Fe, com até 7% de porcentagem atômica. Isso indica que essa esfalerita tem cerca de 7% de pirrotita (FeS) em solução. Considerando as texturas de exsolução de pirrotita na esfalerita, descritas na petrografia do minério (Figura 4.12 B e F), pode-se sugerir que, no momento da cristalização, a esfalerita continha ainda mais pirrotita em solução. Concentrações da ordem de 8% de molécula de FeS na estrutura da esfalerita indicam temperatura de 315°C, segundo Desborough & Carpenter (1965). Assim, pode-se sugerir uma temperatura mínima de 315°C para a cristalização da esfalerita de Aurumina. Vale ainda ressaltar os teores de 3 a 4% de Cd na esfalerita. Em diagrama, Zn x (Fe + Cd), observa-se boa correlação negativa entre esses metais e evidência de valores elevados de Fe e Cd na estrutura da esfalerita (Figura 4.18).



18 – Diagrama de dispersão para valores de Zn x (Fe + Cd), em porcentagem atômica, da esfalerita do minério de Aurumina.

4.6.3 – Arsenopirita

A arsenopirita pode ser utilizada como geotermômetro, de acordo com os experimentos de Kretschmar & Scott (1976), com base na razão As/S. De acordo com esses autores, só pode ser utilizada arsenopirita cujo conteúdo molecular de Fe fique próximo à estequiometria, ou seja, $33,3 \pm 1\%$. Esse requisito é atendido pela arsenopirita de Aurumina, que apresenta proporção molecular de Fe entre 33,31 e 34,08%. Com isso, os dados da arsenopirita de Aurumina foram utilizados para a estimativa da temperatura de formação da mineralização aurífera.

A porcentagem atômica de As da arsenopirita estudada indica temperaturas entre 345 °C e 373 °C para a sua cristalização, quando plotada segundo a associação com pirita, que é a mais comum no minério de Aurumina (Figura 4.19). Esses valores estão ainda de acordo com a temperatura mínima de 315 °C, sugerida pela associação esfalerita – pirrotita. Temperaturas da mesma ordem são indicadas por arsenopirita do garimpo de ouro Novo Horizonte, situado a nordeste de Aurumina (Botelho & Silva, 2005). Nesse garimpo o ouro ocorre em fraturas no quartzo ou incluso em arsenopirita e pirita e o controle da mineralização é muito semelhante ao da mina de Aurumina.

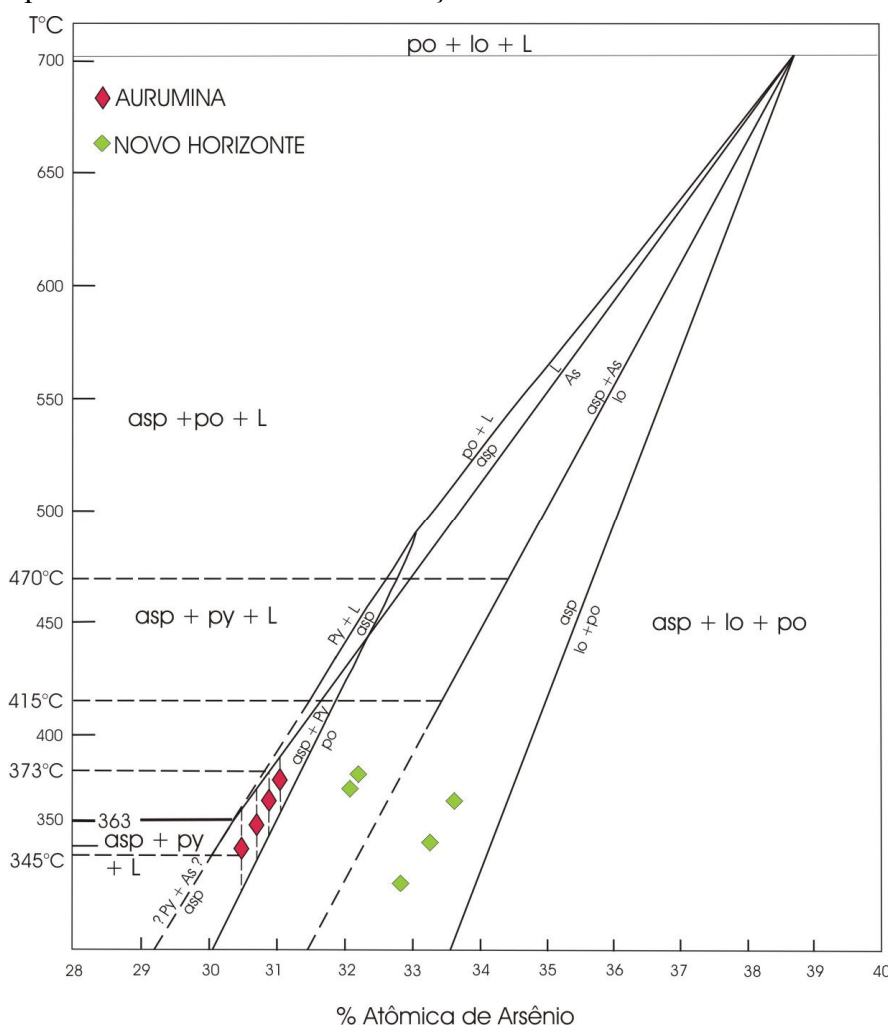


Figura 4.19 – Dados de arsenopirita de Aurumina e Novo Horizonte em diagrama proposto por Kretschmar & Scott (1976), que plota a composição da arsenopirita em função da temperatura de cristalização. Todas as possíveis associações de composição da arsenopirita apresentadas incluem voláteis.

4.7 – CONCLUSÕES

Em Aurumina o minério é do tipo filoniano. O ouro ocorre em veios de quartzo leitoso hospedados no contato entre o biotita-muscovita granito milonítico (Au2) e o xisto grafitoso, acompanhado de importante concentração de esfalerita e galena. Os filões mineralizados são concordantes com a foliação regional, porém são tardios em relação à deformação principal e relacionados a zonas de baixa pressão na zona de cisalhamento.

O filão principal da jazida de Aurumina é constituído pelos veios VL 1.2 e VL 1.3, orientados segundo N20E, com mergulho de 60NW. A associação dos minerais de minério, nos veios VL 1.2 e VL 1.3, é composta por galena, pirita, pirrotita e arsenopirita principalmente, ouro nativo, prata, calcopirita, rutilo, ilmenita e covelita, subordinadamente.

O estudo da petrográfico do minério mostrou que a zona de interação entre os veios de quartzo mineralizados e a rocha encaixante xistosa é marcada por intensa brechação do xisto com carbonatação na região do contato.

O ouro geralmente ocorre em fraturas no quartzo ou em fraturas preenchidas por quartzo na galena e em suas bordas, como ouro livre disseminado no veio de quartzo maciço, ou ainda associado a arsenopirita como finas inclusões. Apresenta distribuição aleatória e disseminada ao longo dos filões mineralizados. A associação mineral completa nos filões é constituída por esfalerita, galena, arsenopirita, pirita, calcopirita, pirrotita, marcassita, ouro, prata, auroestibita (AuSb_2), greenockita (CdS), berthierita (FeSb_2S_4) e em zonas oxidadas ocorre covelita, calcosita, escorodita ($\text{FeAsO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$) e beudantita ($\text{PbFe}_3 (\text{AsO}_4\text{SO}_4)_2 (\text{OH})_6$).

O processo de alteração hidrotermal está, provavelmente, relacionado à percolação de fluidos residuais associados à cristalização do líquido granítico em zonas de fraqueza. Gera silicificação, sulfetação, sericitização, cloritização e carbonatação.

O estudo de química mineral do minério mostrou uma proporção média de 25wt% de Ag para 75wt% de Au, na estrutura do metal, o que classifica o ouro de Aurumina em eléctrum. Os dados mostram que a composição química da esfalerita é rica em Fe, com até 7% de porcentagem atômica, o que indica temperatura mínima de cristalização de 315°C. A porcentagem atômica de As da arsenopirita estudada indica temperaturas entre 345°C e 373°C para a sua cristalização.

CAPÍTULO 5 – MINERALIZAÇÃO DE OURO: GÊNESE E MODELO METALOGENÉTICO

5.1 – INTRODUÇÃO

O presente capítulo visa avaliar a contribuição do magmatismo granítico e da rocha encaixante metassedimentar grafitosa no processo mineralizador.

As relações genéticas entre as rochas graníticas, as rochas metassedimentares e a mineralização de ouro puderam ser melhor compreendidas com o auxílio dos estudos mineralógicos e geoquímicos. Esses estudos foram realizados nas rochas próximas ao contato da Suíte Aurumina com a Formação Ticunzal, onde se formou a mineralização de ouro mais significativa, e comparados com os dados geoquímicos regionais representados por amostras distantes da zona de contato.

Com base nas análises de ouro e platinóides realizadas em amostras próximas dos veios VL 1.2 e VL 1.3 foi possível estabelecer a distribuição dos teores de ouro na área da mina de Aurumina. A partir dos dados geoquímicos de rocha total foi possível sugerir algumas relações genéticas entre os metais, além de analisar a possível ocorrência de algum elemento traçador da mineralização através da análise de diagramas discriminantes.

5.2 – GÊNESE DA MINERALIZAÇÃO

5.2.1 – Distribuição do ouro

Durante a segunda etapa de campo, foram coletadas amostras de zonas silicificadas que representassem prolongamentos do filão principal na região frontal do lago (Figura 5.1 A), além da coleta de amostras em 14 pontos, sendo 7 a E (Formação Ticunzal) e 7 a W do lago (Suíte Aurumina) (Figura 5.1 B). O processo de coleta obedeceu a uma sistemática de retirada da parte superficial com posterior amostragem dos 10 a 15 centímetros de profundidade, e amostragem de 2 a 5 quilos em pontos espaçados de 10 em 10 metros. Importante salientar que a amostragem feita tanto nos xistos grafitosos quanto no biotita-muscovita granito foi em saprolito correspondente (Figura 5.1 C). Essas amostras foram analisadas para ouro e platinóides e a partir desses dados, juntamente com feições de campo, foi elaborado um perfil esquemático para a visualização dos teores de ouro ao longo da zona de contato do xisto com o granito

(Figura 5.2). Os resultados mostraram que a porção representada pelo saprolito do biotita-muscovita granito apresentou os teores mais baixos em ouro, variando de 8 a 1 ppb, e a porção de solo do xisto grafitoso apresentou até 17 ppb do metal (17 a 1 ppb de Au). Os valores anômalos foram obtidos na porção frontal do filão, onde o ponto M-AU23 apresentou teores de 235 e 229 ppb de ouro (Figura 5.1 D). Os dados de Pt, Pd e Rh não revelaram concentrações anômalas desses metais. Os resultados das análises químicas de ouro e platinóides para esse grupo de mostras são mostrados na Tabela 5.I.

Tabela 5.I – Resultados das análises de ouro e platinóides em amostras da mina.

Amostras		Au (ppb)	Pt (ppb)	Pd (ppb)	Rh (ppb)
M-AU 21	FF	11	2,3	3	2,1
M-AU 22	FF	10	2,2	1,3	1,3
M-AU 23	FF	235	1,1	1,6	0,2
RE M-AU 23	FF	229	1,1	1	0,3
M-AU 24	FF	4	1,2	0,6	0,9
M-AU 25	FF	7	0,9	0,5	0,8
M-AU 26	CMXg	15	3,5	1,3	0,1
M-AU 27	CMXg	10	1,2	1	0,1
M-AU 28	CMXg	8	1,7	0,7	0,1
M-AU 29	CMXg	17	0,1	0,5	0,7
M-AU 30	CMXg	16	1,9	2,8	0,1
M-AU 31	CMXg	1	0,7	0,5	0,5
M-AU 32	CMXg	4	0,6	1,3	0,4
M-AU 33	BMG	8	0,3	0,5	0,1
M-AU 34	BMG	1	0,2	0,5	0,1
M-AU 35	BMG	1	0,1	0,5	0,1
M-AU 36	BMG	1	0,2	0,5	0,1
M-AU 37	BMG	6	0,1	0,5	0,1
M-AU 38	BMG	1	0,1	0,5	4,9
M-AU 39	BMG	1	0,1	0,5	1,9

Legenda: FF – porção frontal de filão; CMXg – clorita muscovita quartzo xisto grafitoso; BMG – biotita-muscovita granito; RE – análise repetida.



Figura 5.1 – Aspectos do processo de amostragem durante a segunda etapa de campo. **A)** Amostragem de zonas silicificadas na porção frontal do antigo veio lavrado, onde hoje se encontra o lago da antiga cava. **B)** Localização da região de coleta das amostras de solo de rochas da Formação Ticunzal e Suíte Aurumina. **C)** Exemplo de amostragem de solo na área do biotita-muscovita granito, ponto M-Au35. **D)** Porção silicificada do ponto M-Au23 em meio ao xisto grafitoso, ponto localizado na região frontal do veio e que apresentou valores elevados de ouro.

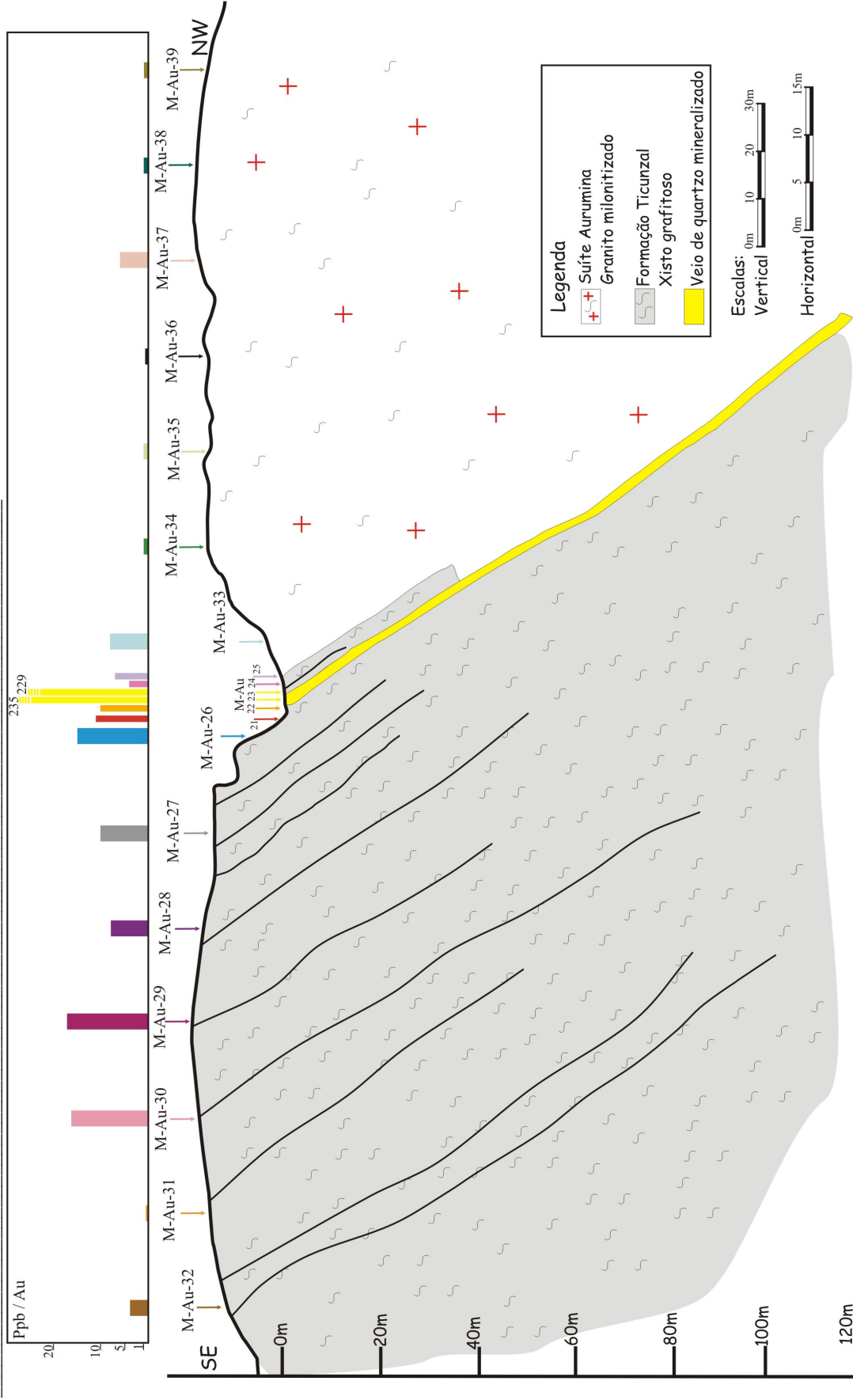


Figura 5.2 – Perfil esquemático SE-NW na região de contato entre a Fm. Ticunzal e Suíte Aurumina, que localiza a distribuição dos pontos de coleta e seus respectivos valores de teor em ouro.

5.2.2 – Litogeoquímica

Para o estudo geoquímico do ouro foram utilizados dados das rochas graníticas da Suíte Aurumina e das rochas metassedimentares da Formação Ticunzal, que foram analisadas para elementos maiores, traço e terras raras. Para isso, foram utilizados dados geoquímicos da região da mina de Aurumina e dados geoquímicos regionais, obtidos no Trabalho Final de Graduação do IG-UnB em 2005 (Moura & Silva, 2005). Os dados das análises químicas de rocha total das rochas da Suíte Aurumina são mostrados na Tabela 3.I e os dados das rochas da Formação Ticunzal na Tabela 5.II. Os dados de uma amostra do biotita-muscovita granito (M-Au33), analisada para elementos traços, é também mostrada na Tabela 5.II.

A paragênese sulfetada encontrada no depósito de Aurumina sugere enriquecimento em metais como Cu, Zn, As e Pb devido à abundância em calcopirita, esfalerita, arsenopirita e galena. Com o objetivo de caracterizar relações evolutivas entre estes metais e o Au, além de estabelecer algum elemento traçador para a mineralização foram elaborados diagramas discriminantes.

Os dados químicos das amostras de granitos não mostraram a existência de um elemento que se caracteriza como um indicador da mineralização de ouro. Em diagramas discriminantes o Au estabelece correlação positiva boa com Zn e Cu, principalmente para os termos do biotita-muscovita granito. Já com Pb e As a distribuição dos dados é dispersa e indica aumento dos metais sem necessariamente aumentar o Au (Figura 5.3). O que os dados sugerem é que com o aumento no conteúdo de sulfetos há aumento no teor de ouro, principalmente relacionado a sulfetos de Cu, Pb e Zn.

Os diagramas para dados das rochas da Formação Ticunzal mostraram melhor distribuição (Figura 5.4). O Au estabelece correlação positiva com Pb, Zn e Cu, mas, com As, a distribuição não mostra boa correlação. O diagrama Cu x Au mostra uma relação direta entre os dois metais, evidenciada na correlação positiva, que apesar de ocorrer em dois patamares indica o enriquecimento direto entre eles. Os resultados sugerem que existe uma associação entre Cu e Au para a mineralização, sendo o Cu o melhor traçador para o Au.

A título de comparação, os dados de Au x As tanto das rochas graníticas quanto das rochas metassedimentares foram plotados em um mesmo diagrama, que indicou mais uma vez que o As não estabelece uma relação evolutiva com o Au (Figura 5.5). Os resultados mostraram que não existe correlação direta entre Au e As, em alguns casos os

dados se alinham no limite de detecção do As (0,5 ppm), sugerindo que o enriquecimento em As não está relacionado ao aumento nos teores de Au. Estes resultados sugerem fontes distintas para estes metais.

A distribuição do ouro entre os granitos da Suíte Aurumina e rochas da Formação Ticunzal indica maiores concentrações nos granitos (Figuras 5.3, 5.4 e 5.5), com valores de até 74,9 ppb de Au e com várias concentrações acima do *clarke* do Au em granitos de baixo cálcio, que é de 4 ppb, segundo Turekian & Wedepohl (1961).

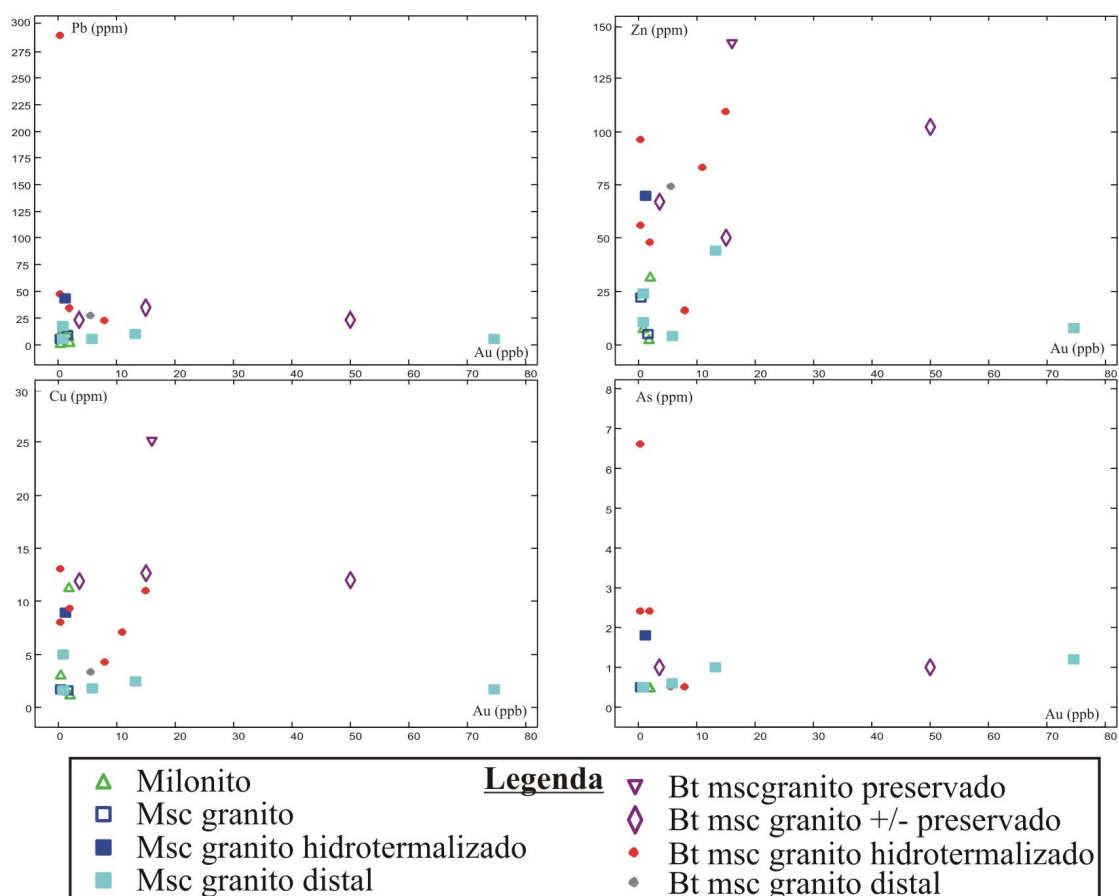


Figura 5.3 – Diagramas de variação das concentrações de Pb, Zn, Cu e As em relação ao Au nas rochas graníticas da Suíte Aurumina.

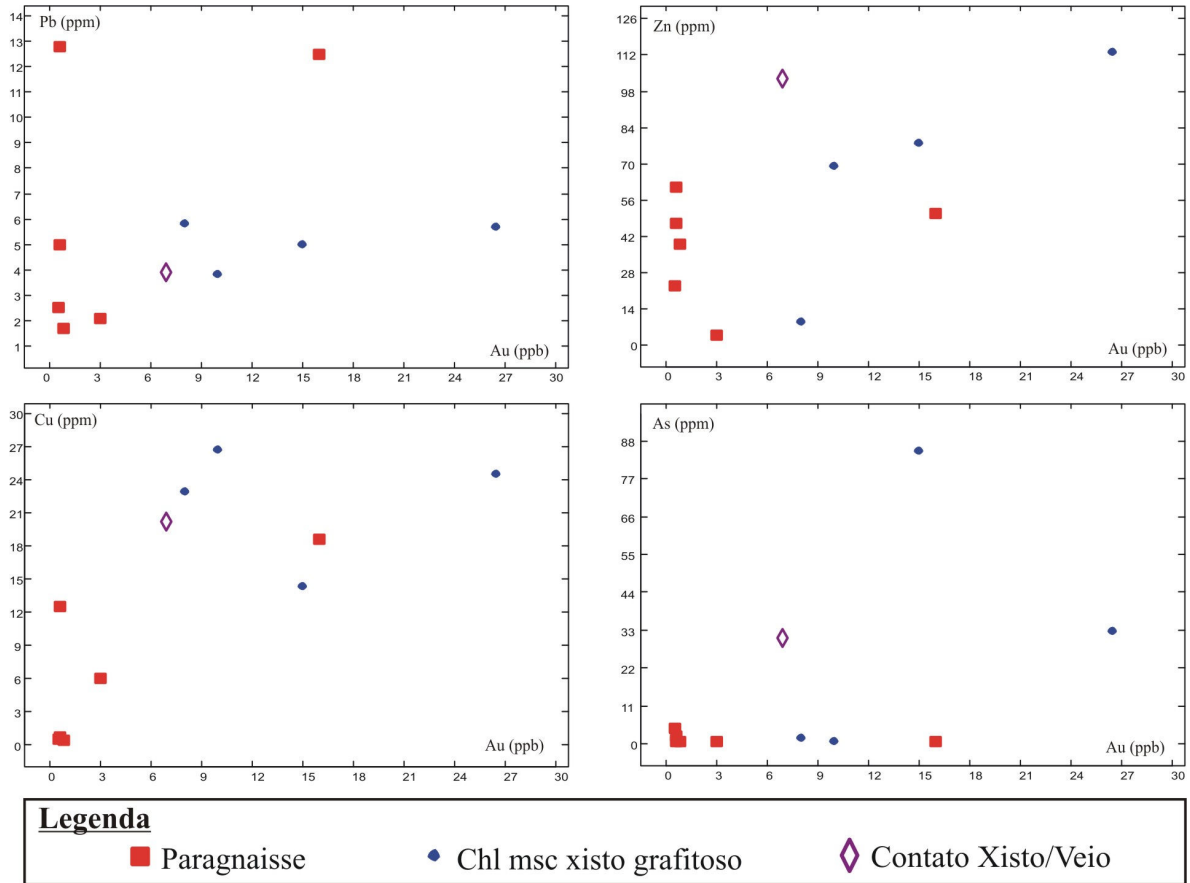


Figura 5.4 – Diagramas de variação das concentrações de Pb, Zn, Cu e As em relação ao Au nas rochas metassedimentares da Formação Ticunzal.

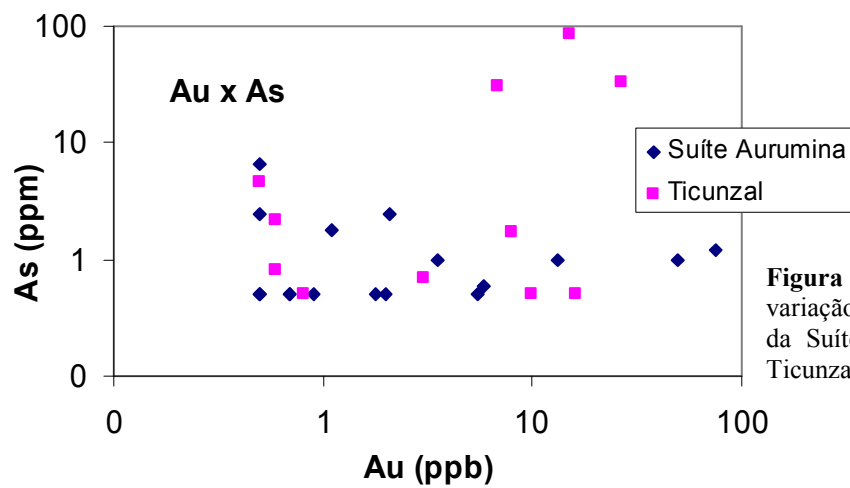


Figura 5.5 – Diagrama de variação Au x As para as rochas da Suíte Aurumina e Formação Ticunzal.

Tabela 5.II – Resultados da análise de rocha total para amostras da Formação Ticunzal.

AMOSTRAS	TF05-I-059	TF05-III-183	TF05-V-137	TF05-VI-202A	TF05-VII-280
Elementos	PG	PG	PG	PG	PG
SiO ₂ (%)	66,29	66,17	69,79	76,14	66,95
TiO ₂	0,48	0,51	1,09	0,49	0,51
Al ₂ O ₃	17,23	16,51	12,83	10,75	15,58
Fe ₂ O ₃ (t)	3,64	4,56	4,31	4,63	4,94
MnO	0,07	0,07	0,02	0,08	0,09
MgO	1,29	1,73	3,85	0,99	1,34
CaO	2,1	2,15	0,21	1,96	1,86
Na ₂ O	1,85	3,11	0,05	2,01	3,28
K ₂ O	4,63	3,74	4,34	1,29	3,71
P ₂ O ₅	0,17	0,17	0,19	0,07	0,12
C	0,02	0,03	0,03	0,18	0,15
S	0,02	0,01	0,01	0,01	0,01
PF	2,2	1	3,2	1,4	1,3
TOTAL	99,95	99,73	99,89	99,82	99,69
Be (ppm)	3	3	2	1	1
Cs	7	10,2	5	2,1	3
Rb	228,1	167,1	174,2	49,7	150,4
Ba	351,1	837,6	510,4	205	1118,9
Sr	323,9	359,3	15,5	145,9	291,8
Ga	22,9	19,1	18	14,2	17,6
Ni	2,9	18,9	6,5	20,5	10,3
Cu	0,4	0,7	0,5	12,5	18,6
Pb	1,7	5	2,5	12,8	12,5
Zn	39	61	23	47	51
Mo	0,1	0,1	0,1	0,6	0,2
Au (ppb)	0,8	0,6	0,5	0,6	16
As	0,5	2,2	4,6	0,8	0,5
Ag	-	-	-	-	-
Bi	-	-	-	-	-
Th	7,4	19,4	19,1	8,8	21,8
U	2,4	4,4	4,2	2,3	3,9
Zr	128	180,4	487,7	177	241,4
Hf	4,7	5,4	9,8	5,5	7
Sn	3	6	5	1	2
Nb	5,8	10,7	28,4	6,1	11,7
Ta	1,1	1	2,1	0,8	1,4
V	47	49	70	49	48
Sc	7	9	17	8	10
Y	14,6	26,9	40,3	16,4	30,8
La	27,1	55,2	49,5	32,7	45,9
Ce	63,4	97	137	65,7	89,7
Pr	6,62	10,09	10,43	7,29	9,1
Nd	25,7	38	42	26	33,3
Sm	4,2	6,5	7,6	4,5	6
Eu	1,22	1,55	1,65	0,91	1,35
Gd	3,35	5,12	6,95	3,21	4,7
Tb	0,58	0,86	1,14	0,55	0,97
Dy	1,98	3,92	5,79	2,64	4,8
Ho	0,56	0,92	1,27	0,56	0,99
Er	1,2	2,71	4,58	1,74	2,91
Tm	0,2	0,42	0,77	0,21	0,43
Yb	0,94	1,99	5,27	1,52	2,93

Legenda: PG – paragnaisse.

Continuação **Tabela 5.II.**

AMOSTRAS	FS-01-II	FS-04-II	F-AU-06	M-AU 26	M-AU 27	M-AU 28	M-AU 33
Elementos	CX-V	CMXg	PG	CMXg	CMXg	CMXg	BMG
SiO ₂ (%)	61,08	54,88	71,28	-	-	-	-
TiO ₂	0,69	0,74	0,01	-	-	-	-
Al ₂ O ₃	18,38	21,31	16,87	-	-	-	-
Fe ₂ O ₃ (t)	8,18	9,18	0,9	-	-	-	-
MnO	0,08	0,1	0,05	-	-	-	-
MgO	2,37	2,66	0,43	-	-	-	-
CaO	0,56	1,24	1,13	-	-	-	-
Na ₂ O	0,17	0,23	2,33	-	-	-	-
K ₂ O	4,29	4,89	4	-	-	-	-
P ₂ O ₅	0,14	0,14	0,17	-	-	-	-
C	0,19	0,34	0,48	-	-	-	-
S	0,01	0,01	0,01	-	-	-	-
LOI	3,8	4,3	2,8	-	-	-	-
TOTAL	99,77	99,69	99,96	-	-	-	--
Be (ppm)	2	3	2	8	5	3	4
Cs	5,6	5,8	5,8	9,9	6,7	5,2	5,6
Rb	212	216,7	209,7	240	188,9	131,1	420,4
Ba	464,7	1099,7	501,6	869	549,4	283,4	519,4
Sr	33,7	41,6	80,3	41,6	63,2	19,1	32,2
Ga	21,4	29,1	17,7	27,5	18,6	14,6	36,3
Ni	60	67	5	42,7	48,1	5,5	2
Cu	20,2	24,5	6	14,3	26,7	22,9	4,2
Pb	3,9	5,7	2,1	5	3,8	5,8	22,9
Zn	103	113	4	78	69	9	16
Mo	0,1	0,1	0,3	0,4	0,4	0,5	0,1
Au (ppb)	6,9	26,5	3	15	10	8	8
As	30,7	32,8	0,7	85,1	0,5	1,7	0,5
Ag	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1
Bi	0,1	0,2	0,3	0,2	0,3	1,7	0,1
Th	17,7	14,3	0,4	22,3	9,3	12,1	180,2
U	14,3	36,4	9,8	9	7,3	6,1	34,7
Zr	183,9	223,9	47,5	281,2	202,7	176,4	465,1
Hf	5,5	7,5	2,9	8,2	5,4	4,8	15
Sn	1	2	1	2	0,1	0,1	2
Nb	11,6	12	0,9	16,5	8,1	5,8	6,3
Ta	1,3	1,5	2,2	1,7	0,7	0,6	0,4
V	122	177	5	155	134	61	27
Sc	17	20	1	0	0	0	0
Y	30,3	33,9	4,7	52,3	38,9	13,4	16,7
La	44,9	70,1	2,8	96,8	75,6	7,6	154,7
Ce	91,7	149,7	4,6	155,1	233,9	33,7	398,6
Pr	10,18	15,82	0,59	21,39	18,35	1,93	51,3
Nd	38,1	57,1	2,5	76,2	66,7	7,6	196,1
Sm	7,1	10,4	0,6	13,8	11,8	1,6	29,6
Eu	1,33	1,66	0,37	2,54	2,07	0,32	1,12
Gd	4,64	6,98	0,36	10,27	8,01	1,51	10,04
Tb	1,19	1,15	0,16	1,68	1,17	0,32	1,04
Dy	4,76	5,25	0,59	9,05	6,58	2,01	3,77
Ho	0,78	1,1	0,14	1,81	1,26	0,46	0,43
Er	2,53	3,19	0,46	5,34	3,84	1,56	1,01
Tm	0,37	0,49	0,11	0,79	0,6	0,26	0,15
Yb	2,45	3,3	0,53	4,88	3,33	1,77	0,95

Legenda: CMXg – clorita-muscovita-quartzo xisto grafitoso; CX-V – contato entre o xisto grafitoso e o veio mineralizado; BMG – biotita-muscovita granito; PG - paragnaisse.

5.2.3 – Discussão sobre a gênese da mineralização

Na região nordeste de Goiás, no contexto geológico da Suíte Aurumina e Formação Ticunzal, existem várias ocorrências, garimpos e minas de ouro. Trabalhos realizados nessas mineralizações (Botelho & Silva, 2005) sempre relatam o controle regional associado ao contato entre granitos Aurumina e Formação Ticunzal.

Algumas mineralizações de ouro da região possuem concentrações elevadas de minerais de elementos do grupo da platina (PGE), como a mina Buraco do Ouro em Cavalcante (Botelho & Silva, 2005). As amostras pertencentes ao contexto da Mina de Aurumina analisadas para elementos PGE não apresentaram concentrações significativas que pudesse estabelecer uma relação com a mina de Cavalcante. Os trabalhos realizados em terrenos associados à Suíte Aurumina indicam que apenas a mineralização de Cavalcante é portadora de minerais com teores de Pt e Pd da ordem de dezenas de ppm (Botelho & Silva, 2005). Entretanto, o controle da mineralização, em Cavalcante e Aurumina é semelhante, hospedada em veios de quartzo nas proximidades do contato entre biotita-muscovita granito da Suíte Aurumina e rochas metassedimentares da Formação Ticunzal. Essa diferença na ocorrência de minerais de elementos do grupo da platina pode ser reflexo de heterogeneidade na bacia sedimentar fonte da Formação Ticunzal.

A distribuição obtida para as amostras próximas à área da mina mostra que o biotita-muscovita granito é menos enriquecido em ouro que o xisto grafitoso (Figura 5.2). Porém regionalmente esta relação é contrária, sendo os maiores teores encontrados nas rochas graníticas da Suíte Aurumina (Figuras 5.3 e 5.4). Esta diferença localizada na distribuição do ouro pode estar relacionada à percolação de fluidos granítico e meteórico na região da zona de cisalhamento no contato entre a Suíte Aurumina e a Formação Ticunzal, onde se formou a mineralização aurífera. A percolação de fluido previamente enriquecido em ouro favoreceu sua precipitação no veio de quartzo, empobrecendo o granito e enriquecendo o xisto localmente, devido à interação fluido-encaixante.

5.3 – MODELO METALOGENÉTICO

Uma das formas de determinação do potencial mineralizador de rochas graníticas está relacionada ao estado de oxidação do magma félsico que é controlado pelas condições de fugacidade de oxigênio da região fonte do magma. Segundo Takagi & Tsukimura (1997), a gênese de granitos oxidados e reduzidos, portanto das séries da magnetita e da ilmenita, respectivamente, está relacionada aos conteúdos de SO_2 , a fugacidade de oxigênio ($f\text{O}_2$) e as diferenças dos componentes voláteis no magma. Os autores estabelecem que magmas formadores de granitos do tipo oxidados apresentam conteúdos acima de 0.2% (modal) de magnetita e teores acima de 250 ppm de SO_2 , enquanto que magmas formadores de granitos do tipo reduzido apresentam valores abaixo de 250 ppm de SO_2 e menos que 0.2% de magnetita (Takagi & Tsukimura, 1997).

A classificação proposta por Ishihara (1981) em granitos da série ilmenita e da série da magnetita se baseia também em características petrográficas, com as quais estabelece para granitos reduzidos: ausência de magnetita, opacos em pequena quantidade (<0,1%), baixa razão $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{FeO}$ (<0,5) e associação mineral com ilmenita, pirrotita, grafita, monazita e muscovita.

Para a Suíte Aurumina, aspectos mineralógicos como ausência de magnetita e a presença de ilmenita primária associada à paragênese granítica, além da ocorrência comum de pirrotita, grafita e monazita, sugerem sua classificação como granito reduzido da série da ilmenita. A grafita encontrada na rocha metassedimentar e na zona de interação do granito com o xisto é interpretada como o agente redutor do sistema, proporcionando as condições favoráveis para a precipitação do Au e provavelmente age como armadilha para a mineralização aurífera, que nesta região está sempre associada ao contato entre a Formação Ticunzal e granitos da Suíte Aurumina. Embora na região da mina os maiores teores de Au sejam encontrados nos xistos da Formação Ticunzal, sugere-se que sejam os granitos peraluminosos a principal fonte do ouro.

O enriquecimento em Th evidenciado no biotita-muscovita granito da Suíte Aurumina possibilita ao sistema manter-se aquecido por mais tempo, devido ao decaimento radioativo deste elemento, após a cristalização, que prolonga e favorece a remobilização e precipitação do ouro (Stone & Exley, 1986; Darnley, 1985). Este fato é evidenciado pela comum presença de minerais ricos em elementos terras raras, como zircão, monazita e allanita.

A mineralização de ouro da Mina de Aurumina é do tipo filoniana, enriquecida em Ag, e apresenta relação direta com a intrusão granítica sin-tectônica peraluminosa e com processos hidrotermais associados ao alojamento do magma granítico em zona de cisalhamento e sua interação com as rochas encaixantes. A distribuição da mineralização é restrita às áreas de alteração hidrotermal, principalmente em zonas de silicificação, sulfetação e carbonatação. A paragênese mineralógica observada nos filões mineralizados apresenta comumente associação de minerais de Cu, Pb, Zn, Au, Ag, As, Fe, e Ti, com baixos teores de B, Be, F, Zr, Sn, Ce e La. Dados de campo, químicos e petrográficos sugerem origem magmática-hidrotermal para a mineralização, onde o ouro teria se concentrado no estágio hidrotermal relacionado a processo de sulfetação, tardio em relação ao pico da deformação, em zonas de fratura de alívio dentro do veio de quartzo e nos contatos com as rochas encaixantes.

Dentre os modelos clássicos de mineralizações auríferas, dois modelos servem de comparação para classificação da mineralização de Aurumina: i) depósitos de ouro associados a intrusões graníticas e ii) depósitos de ouro orogênico.

As mineralizações auríferas associadas a intrusões graníticas podem constituir uma classe economicamente importante de depósito de ouro e estão relacionadas a províncias magmáticas hospedeiras de mineralização de W e/ou Sn. Thompson *et al.* (1999) descrevem uma nítida associação espacial entre as mineralizações auríferas e intrusões félsicas, com assinatura geoquímica similar. Os autores sugerem origem magmática-hidrotermal e classificaram, inicialmente, esses depósitos como relacionados a intrusões (*Intrusion-related*). Atualmente esse tipo de depósito tem classificação relacionada à associação Au-Bi-Sn-W (Baker *et al.*, 2005), com evidências que incluem atividade hidrotermal e magmática sincrônicas, zonação espacial e temporal e mesmo ambiente estrutural durante o alojamento do magma e desenvolvimento do veio.

Depósitos do tipo ouro orogênico ou depósitos mesotermiais representam outra importante classificação para mineralização de ouro, discutida na literatura. Segundo Groves *et al.* (1998), depósitos do tipo ouro orogênico são comuns nos *greenstone belts* arqueanos e em terrenos metamórficos de fácies xisto verde até granulito, estendem-se por larga faixa crustal, apresentam associação espacial e temporal com eventos orogênicos e são estruturalmente controlados. Porém, sua relação com intrusões félsicas ainda apresenta interpretações conflitantes.

A literatura geológica internacional apresenta opiniões dúbias para a classificação de alguns depósitos de ouro clássicos. Segundo Hart (2005), depósitos

relacionados com intrusões foram inicialmente classificados como do tipo pórfiro, como Fort Knox e Dublin Guich. No entanto, faltam a esses exemplos diversas características que definem o sistema típico de depósitos pórfiros. A classificação dos depósitos como relacionados a intrusões implica em uma relação genética entre o minério de ouro e o plúton granítico e devem ser diferenciados, de outros modelos, por suas características distintivas e não por suas feições comuns (Hart, 2005). Hart *et al.* (2002) sugere que a confusão de opiniões resulta da inclusão de muitos tipos de depósitos em uma única classe e sugere maior refinamento para o modelo relacionado a intrusões. Os autores exemplificam com os depósitos de Pogo e Dolin Creek, ambos considerados como ouro orogênico e como relacionados a intrusões pela comunidade geológica internacional.

A classificação de depósitos de ouro relacionados a intrusões foi indicada por Sillitoe (1991), com base em diferenças químicas e do estado de oxidação dos magmas. A ampla variação de características distintivas desse tipo de depósito, em parte, sobrepõe-se às características propostas por Groves *et al.* (1998) para depósitos do tipo ouro orogênico. Posteriormente, a classe de depósitos relacionados a intrusões foi introduzida por Thompson *et al.* (1999), com ênfase na mineralização de ouro em províncias mineralizadas em W e Sn, podendo estar também associadas a plútons félsicos, reduzidos e do tipo S (Hart, 2005).

Apesar da quantidade de dados e de algumas semelhanças com o modelo de ouro orogênico, a mineralização de Aurumina também apresenta muitas similaridades com o modelo de depósitos relacionados a intrusões. Contudo, ainda se faz necessária a realização de estudos complementares, como inclusões fluidas, para sua melhor classificação. O depósito de Aurumina apresenta semelhanças importantes com os depósitos relacionados a intrusões em províncias magmáticas com mineralização de W e Sn, já que o depósito está regionalmente inserido em província onde são conhecidas mineralizações de Sn, associadas a granitos da Suíte Aurumina, e possui características comuns, tais como a relação entre a mineralização e a intrusão félsica, associação metálica, estilo das mineralizações, processos de alteração hidrotermal e ambiente tectônico. Esta comparação pode ser vista na tabela 5.III.

A discussão de um modelo metalogenético para a mineralização de ouro de Aurumina é importante para o estabelecimento de parâmetros prospectivos. Assim, as discussões desenvolvidas nesta Dissertação de Mestrado permitem sugerir os seguintes metalotectos e premissas a serem considerados em trabalhos de prospecção para ouro na região nordeste de Goiás, no contexto da Suíte Aurumina:

- zonas de cisalhamento com intenso sistema de falhamento associado, com *trend* N-S a N30E.

- percolação de fluidos com formação de significativas concentrações de quartzo leitoso de caráter tardi-tectônico e concordante com a estruturação regional.

- hidrotermalismo associado a sulfetação, com formação de aglomerados de sulfetos que brecham os veios de quartzo e as rochas encaixantes.

- interação e assimilação das rochas encaixantes, que condicionam a mineralização às regiões de contato entre granitos peraluminosos da Suíte Aurumina e xistos grafitosos da Formação Ticunzal.

Tabela 5.III – Comparação entre depósitos do tipo ouro orogênico, relacionado a intrusões e o depósito de Aurumina.

	Depósitos do tipo ouro orogênico	Depósitos relacionados a intrusões associados a províncias de Sn-W	Depósito de Aurumina
Ambiente tectônico	Margens continentais com regime compressional e transpressional. Terrenos metamórficos (baixo e alto grau) de todas as idades	Indefinido. Sistemas comumente formados acima ou dentro de crosta continental antiga e tipicamente cratônica, distantes de margens convergentes.	Zona de cisalhamento concomitante a intrusão granítica sin-tectônica.
Magmatismo associado e estado de oxidação	Associação espacial com zonas de falha e magmatismo granítico	Metaluminoso, calcialcalino e subalcalino; granitos tipo I com estado de oxidação intermediário	Peraluminoso, magma reduzido da série ilmenita
Alteração hidrotermal	Carbonatação, sericitização e sulfetação	Relativamente restrito, com predomínio de alterações potássicas	Silicificação, sericitização, cloritização, carbonatação
Estilo da mineralização	Veios de quartzo em rochas metamórficas em arcos continentais	Enxames de veios de quartzo e pirita e brechas. Raramente disseminada	Enxame de veios, vênulos e filonetes tardios em relação ao cisalhamento
Principais metais	Cu-Pb-Zn e As-B-Bi-Hg-Sb-Te-W	Au-Bi-W-As-Mo-Te (Sb)	Cu-Pb-Zn-Au-Ag-As-Fe-Ti (Sb)
Fluido mineralizante	Baixa salinidade. Fluidos associados a deposição do ouro são ricos em CO ₂ (≥ 5mol%)	Fluidos aquosos hipersalinos (<1 km) e fluidos carbônicos (>1 km)	Necessita estudos futuros
Outras características	Forte controle estrutural em várias escalas. Ocorre em larga faixa crustal de ambientes de fácies xisto verde até granulito	Localização em províncias magmáticas conhecidas por conterem mineralização de Sn-W	Localização em regiões de contato entre granitos peraluminosos da Suíte Aurumina e xistos grafitosos da Fm. Ticunzal, em contexto de província com mineralização de Sn-Ta.
Exemplos	Kal Goolie (Australia) Val d' On (Canada) Ashanti (Ghana)	Fort Knox (Alasca), Kidston (Austrália), Kori Kollo (Bolívia)	Mina de Aurumina (NE de Goiás)
Referência Bibliográfica	Groves <i>et al.</i> (1998)	Thompson <i>et al.</i> (1999), Baker <i>et al.</i> (2005)	Postal (1984), Joralemon (1960)

CAPÍTULO 6 – CONCLUSÕES

Os estudos geológicos, petrográficos e geoquímicos desenvolvidos nesta Dissertação de Mestrado contribuíram para a evolução do conhecimento geológico da região nordeste de Goiás e para o detalhamento e caracterização da mineralização de ouro da Mina de Aurumina. Deste trabalho podem ser destacadas as seguintes conclusões:

- A principal associação litológica relacionada à mineralização aurífera é constituída por granitos peraluminosos da Suíte Aurumina e xistos grafitosos da Formação Ticunzal, em ambiente tectônico de zona de cisalhamento. Em Aurumina, a mineralização está relacionada à fácies Au2, representada pelo biotita-muscovita granito milonítico.

- As rochas graníticas da Suíte Aurumina apresentam variação composicional de monzogranito a granodiorito, com composição dominante de monzogranito. Quimicamente classificadas como granitos peraluminosos sin-colisionais, e classificação quanto à fonte como granito do tipo S.

- Variações nas concentrações de MgO e TiO₂ nos granitos estão mais diretamente ligadas às concentrações de biotita do que a processos de evolução magmática. O biotita-muscovita granito é mais enriquecimento em Ti e Fe, em relação ao muscovita granito, e a variação na razão MgO/TiO₂ é indicativa de mesma fonte, ou de fonte similar, para os magmas geradores das fácies Au1 e Au2.

- Muscovita magmática possui teor mínimo de TiO₂ da ordem de 0,6%. A biotita é rica em alumínio, o que confirmou o caráter peraluminoso das rochas graníticas, com todas as composições situadas no domínio de suítes peraluminosas.

- Estudos geoquímicos sugerem que o granito pode ser a principal fonte do ouro e o enriquecimento em Th e minerais de ETR, como monazita, zircão e por vezes allanita, confere ao sistema a manutenção do calor por mais tempo, favorecendo a percolação dos fluidos hidrotermais mineralizantes.

- O ouro ocorre em veios de quartzo hospedados no contato entre o biotita-muscovita granito milonítico (Au2) e o clorita-muscovita-quartzo xisto grafitoso. Os filões mineralizados são concordantes com a foliação regional, porém tardios em relação à deformação principal, e relacionados a zonas de baixa pressão na zona de cisalhamento.

- Os veios VL 1.2 e VL 1.3 formam o filão principal da jazida de Aurumina e são orientados segundo N20E, com mergulho de 60NW.

- A paragênese sulfetada associada à mineralização é composta por esfalerita, galena, arsenopirita, pirita, calcopirita, pirrotita, marcassita, ouro, prata, auroestibita, greenockita e berthierita. Em zonas oxidadas ocorre covelita, calcosita, escorodita e beudantita.

- Os processos de alteração hidrotermal identificados são representados por silicificação, sulfetação, sericitização, cloritização e carbonatação e estão, provavelmente, relacionados à percolação de fluidos residuais associados à cristalização do líquido granítico em zonas de falha.

- O ouro de Aurumina é classificado como eléctrum e ocorre em fraturas preenchidas por quartzo na galena e em suas bordas, como ouro livre disseminado no veio de quartzo maciço, ou ainda associado à arsenopirita como finas inclusões. Dados químicos de esfalerita e arsenopirita indicaram temperatura de formação do depósito entre 315 e 373°C.

- A mineralização em Aurumina não apresenta concentrações significativas de minerais de elementos do grupo da platina (PGE) que pudesse estabelecer uma relação com a mina de Cavalcante. Entretanto, o controle da mineralização, em Cavalcante e Aurumina, é semelhante, hospedada em veios de quartzo nas proximidades do contato entre biotita-muscovita granito da Suíte Aurumina e rochas metassedimentares da Formação Ticunzal.

- Regionalmente os teores anômalos de ouro são encontrados nas rochas graníticas da Suíte Aurumina, porém, próximo à área da mina, o biotita-muscovita granito é menos enriquecido do que o xisto grafitoso. Embora não tenham sido feitos estudos específicos de inclusões fluidas, pode-se sugerir que esta distribuição do ouro está provavelmente relacionada à percolação de fluidos granítico e meteórico na região da zona de cisalhamento próxima ao contato entre a Suíte Aurumina e a Formação Ticunzal.

- Para a Suíte Aurumina, a ausência de magnetita e a presença de ilmenita primária associada à paragênese granítica, além da ocorrência comum de pirrotita, grafita e monazita sugerem sua classificação em granito reduzido da série da ilmenita.

- A grafita é interpretada como o agente redutor do sistema que proporcionaria as condições favoráveis para a precipitação do Au e provavelmente age como armadilha

para a mineralização aurífera, que nesta região está sempre associada à Formação Ticunzal.

- A mineralização de ouro da Mina de Aurumina é do tipo filoniana de origem magmática-hidrotermal. Há relação com a intrusão granítica peraluminosa e com processos hidrotermais associados ao alojamento do magma granítico e sua interação com as rochas encaixantes, com distribuição restrita às áreas de alteração hidrotermal, principalmente em zonas de silicificação, sulfetação e carbonatação.

- A fase tectônica tardia remobiliza o ouro pré-existente na estrutura dos sulfetos e precipita, na forma nativa livre, em zonas de fratura de alívio dentro do próprio filão e nos contatos com as rochas encaixantes.

- O modelo metalogenético estabelece que a mineralização está relacionada a zonas de cisalhamento associadas ao *trend* N-S a N30E, ao estágio hidrotermal de sulfetação, com formação de aglomerados de sulfetos que brecham os veios de quartzo e as rochas encaixantes, além da interação e assimilação das rochas encaixantes, que condicionam a mineralização às regiões de contato entre o granito peraluminoso da Suíte Aurumina e o xisto grafitoso da Formação Ticunzal.

- O depósito de ouro de Aurumina pode ser classificado como do tipo relacionado a intrusões félsicas em províncias com mineralização conhecida de Sn e W.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Abdel-Rahman A.M. 1994. Nature of biotites from alkaline, calci-alkaline and peraluminous magmas. *Journal of Petrology*, **35**: p. 525-541.
- Alvarenga C.J.S., Dardenne M.A., Botelho N.F., Machado M.A., Lima O.N.B. e Almeida T. 2006. Relatório Final das Folhas Monte Alegre de Goiás, Cavalcante e Nova Roma. Programa Geologia do Brasil (PGB/CGB). UnB/CPRM, inédito.
- Baker, T.; Pollard, P.J.; Mustard, R.; Mark, G.; Graham, J.L. 2005. A Comparison of Granite-related Tin, Tungsten, and Gold-Bismuth Deposits: Implications for Exploration. *Seg Newsletter* **61**: p. 5–17.
- Barbosa O., Batista M.B., Dyer R.C., Braun O.P.G., Cotta J.C. 1969. Geologia e inventário dos recursos minerais do Projeto Brasília. PROSPEC/DNPM, Relatório Final.
- Bilal E., Moute J., Botelho N.F., Marini O.J., Andrade G.F. 1997. Geochemistry of two proterozoic type granites of goiás state, brazil: possible links with rapakivi series. *Anuário da Academia Brasileira de Ciências*. **69**: p. 349 – 365.
- Botelho N.F. & Marini O.J. 1984. Petrografia, petroquímica e transformações tardi/pós-magmáticas do Granito Estanífero da Pedra Branca, Goiás. *In*: Congresso Brasileiro de Geologia, 33, Rio de Janeiro. *Anais*. **6**: p. 2935 – 2949.
- Botelho N.F. 1992. *Les ensembles subalcalins a peralumineux minéralisés en Sn et In de la Sous Province Paranã, État de Goiás, Brésil*. Tese de Doutorado, École Nationale Supérieure des Mines de Saint Étienne, Paris.
- Botelho, N.F., Bilal, E., Moutte, J., Fonteilles, M. 1993. Precambrian A-type tin-bearing granites in the Goiás tin province, central Brazil: a review. *Workshop Magmatismo Granítico e Mineralizações Associadas*, pp. 5-8. Academia Brasileira de Ciências, Rio de Janeiro, Brasil.
- Botelho N.F. & Moura M.A. 1998. Granite-ore deposit relationship in central Brazil. *Journal of South America Earth Sciences*, **11(5)**:427–438.
- Botelho N.F., Alvarenga C.S., Meneses P.R. & D’el-Rey L.H. 1999. Suíte Aurumina: Uma Suíte de Granitos Paleoproterozóicos, Peraluminosos e Sin-tectônicos na Faixa Brasília, VII Simpósio de Geologia de Centro-Oeste e X Simpósio de Geologia de Minas Gerais, Anais, p. 17.
- Botelho N.F. & Silva D.V.G. 2005. Mineralizações de Au e PGE hospedadas em rochas graníticas peraluminosas de nordeste de Goiás: discussão sobre depósitos não convencionais de platinóides. *In*: Simpósio Brasileiro de Metalogenia, I, 2005, Resumo, Gramado, SBG.
- Botelho, N.F., Moura, M.A., Peterson, R., Stanley, C.J., Silva, D.G. 2006. Kalungaite, PdAsSe, a new platinum-group mineral from the Buraco do Ouro gold mine, Cavalcante, Goiás State, Brazil. *Mineralogical Magazine*, **70(1)**: p.123-130.

- Boyle. R.W. 1979. The geochemistry of gold and its deposits. Canadá: *Geol. Survey Bull.* n° 280: p. 584.
- Cunha L.M. & Botelho N.F. 2002. Petrologia de Granitos Peraluminosos Mineralizados em ouro, estanho e tântalo, na região Nordeste de Goiás – 8º Congresso de Iniciação Científica da Universidade de Brasília. Brasília : UnB/CNPq.
- Dardenne M.A. 2000. The Brasília Fold Belt. In: U.G. Cordani, E.J. Milani, A. Thomaz Filho, D.A. Campos (eds). *Tectonic Evolution of South America*. 31st Int. Geol. Congr., Rio de Janeiro, p. 231-263.
- Darnley A.G. 1985. High heat production (HHP) granites, hydrothermal circulation and ore genesis. *Trans. Instn. Min. Metall. (Sect. B: Appl earth sci.)* 95: B46-50.
- D'el-Rey Silva L.J.H. & Senna V.F. 1998. Ouro em sericita-quartzo hidrotermalitos controlados por cisalhamento conjugados brasileiros na região de Cavalcante, Goiás. *Revista Brasileira de Geociências*, 28 (3): p. 405-408.
- Desborough G.A. & Carpenter R.H. 1965. Phase relations of pyrrhotite. *Economic Geology*, 60: 1431-1450.
- Fuck R.A., Marini O.J., Dardenne M.A., Figueiredo A.N. 1988. Coberturas metassedimentares do Proterozóico Médio, os grupos Araí e Paranoá na região de Niquelândia-Colinas, Goiás. *Revista Brasileira de Geociências*, 18:54-62.
- Fuck R.A., Pimentel M.M., Silva L.J.H.D. 1994. Compartimentação tectônica da porção oriental da Província Tocantins. In: *Congresso Brasileiro de Geologia*, 38., Balneário Camboriú, 1994, *Boletim de Resumos Expandidos*, Camboriú, SBG, 1: p 215-216.
- Fuck R.A. 1994. A Faixa Brasília e a compartimentação tectônica na Província Tocantins. In: SBG, Simpósio de Geologia do Centro-Oeste, 4, Brasília, 1994. *Atas...*, Brasília, p. 184-187
- Fuck R.A., Dantas E.L., Pimentel M.M., Junges S.L., Hollanda M.H.B.M., Moraes R., Armstrong R.A. 2002. Crosta continental paleoproterozóica no embasamento da porção norte da Faixa Brasília: novos dados Sm-Nd e U-Pb. In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 41, João Pessoa, 2002. *Anais*, João Pessoa, p. 308.
- Groves D.I., Goldfarb R.J., Gebre-Mariam M., Hagemann S.G., Robert F. 1998. Orogenic gold deposits: A proposed classification in the context of their crustal distribution and relationship to other gold deposit types. *Ore Geology Reviews*. 13: p. 7-27
- Hart C.J.R., McCoy D., Goldfarb R.J., Smith M., Roberts P., Hulstein R., Bakke A.A., Bundtzen T.K. 2002. Geology, exploration and discovery in the Tintina gold province, Alaska and Yukon. *Society of Economic Geologist*. Publicação especial 9, p. 241-274.

- Hart C.J.R. 2005. Classifying, Distinguishing and Exploring for Intrusion-Related Gold Systems. *The Gangue*. CIM – GAC **87**: p. 1-10.
- Ishihara S. 1981. The granitoid series and mineralization. *Economic Geology*. 75th anniversary vol. p. 458-484.
- Joralemon P. 1960. Gold deposits at Aurumina State os Goiás, Brazil. Inédito. Relatório interno Mineração Barro Alto S/A.
- Kretschmar U. & Scott S.D. 1976. Phase relations involving arsenopyrite in the system Fe-As-S and their application. *Canadian Mineralogist*. **14**: p.364-386.
- Maniar, P.D. & Piccoli, P.M. 1989. Tectonic discrimination of granitoids. *Geol. Soc. Am. Bull.* **101**: p. 635-643.
- Marini O.J., Liberal G.S., Reis L.T., Trindade C.A.H., Souza S.L. 1978. Nova unidade litoestratigráfica do Pré-Cambriano do Estado de Goiás. In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 30, Recife, 1978. *Anais*, Recife, **1**: p. 126-127.
- Marini O.J., Fuck R.A., Dardenne M.A., Danni J.C.M. 1984. Província Tocantins: setores central e sudeste. In: F.F.M. de Almeida, Y. Hasui (eds). *O Pré-cambriano do Brasil*. Blücher, São Paulo, p. 205-264.
- Marini O.J. & Botelho N.F. 1986. A província de granitos estaníferos de Goiás. *Revista Brasileira de Geociências*. **16(1)**: p. 119-131.
- Miller C.F., Stoddar E.F., Bradfish L.J., Dollase W.A. 1981. Composition of plutonic muscovite: genetic implications. *Can. Mineral.* **19**: p. 25-34.
- Moura L.H.A. & Silva N.G.C. 2005. Projeto Nova Roma – Porto Real, Subárea IX. *Trabalho Final de Graduação – 2005*. IG-UnB, p.147.
- Nachit H. 1986. *Contribution à l'étude analytique et expérimentale des biotites des granitoides. Applications typologiques*. Tese de Doutorado, Université de Bretagne Occidentale, Brest.
- Parada J.M. 1953. Relatório Final de Pesquisa Mineral, Protocolo n^o 6735/48. *Departamento Nacional de Produção Mineral (DNPM)*.
- Pearce, J.A.; Harris, N.B.W.; Tindle, A.G. 1984. Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. *Journal of Petrology*, **25**: p.290-300.
- Pimentel M.M., Heaman L., Fuck R.A., Marini O.J. 1991. U-Pb zircon geochronology of Precambrian tin-bearing continental-type acid magmatism in central Brazil. *Precambrian Research*, **52**: p.321-335.
- Pimentel M.M., Fuck R.A., Jost, H., Ferreira-Filho C.F., Araújo S.M. 2000. The basement of the Brasília Belt and the Goiás Magmatic Arc. In: U.G. Cordani, E.J. Milani, A. Thomaz Filho, D.A. Campos (eds). *Tectonic Evolution of South America*. 31st Int. Geol. Congr., Rio de Janeiro, p. 195-229

- Pimentel M.M., Jost H., Fuck R.A. 2004. O embasamento da Faixa Brasília e o Arco Magmático de Goiás. *In: Mantensso-Neto, V., Bartorelli, A., Carneiro, C.D.E., Brito-Neves, B.B., (eds) 2004. Geologia do Continente Sul-Americano: Evolução da Obra de Fernando Marques de Almeida, p. 355-369.*
- Postal F.C. 1984. Relatório das atividades de pesquisa até o momento na região de Aurumina. *Relatório interno da Mineração Barro Alto – MIBASA*. Inédito.
- Rodrigues J.B., Gioia S.M.L.C., Pimentel M.M. 1999. Geocronologia e geoquímica de rochas ortognáissicas da região entre Iporá e Firminópolis: implicações para a evolução do Arco Magmático de Goiás. *Rev. Bras. Geoc.*, **29**(2):207-216.
- Rose A.W. & Burt D.M. 1979. Hydrothermal alteration. *In: Santana M.M.U., 2004. Caracterização da mineralização do tipo Au ± Cu pófiro do Setor La Unión, Província de Camaguey, Cuba*. Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências, Universidade de Brasília, 93 p.
- Sillitoe R.H. 1991. Intrusion-related gold deposits. *In: Foster R.P., ed Metallgeny and exploration of gold*. London: Blackie. P. 164-209.
- Sparrenberger I. & Tassinari C.C.G. 1998. Idade da mineralização estanífera na Subprovíncia do Rio Paranã (GO) através de datações U-Pb em cassiterita. *In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 40, Belo Horizonte, 1998. Anais*, Belo Horizonte, p. 143.
- Stone M. & Exley C.S. 1986. High heat production granites of southwest England and their associated mineralization: a review. *Trans. Instn. Min. Metall. (Sect. B: Appl earth sci.)* **95**: B25-36.
- Streckeisen A.L. 1967. Classification and nomenclature of igneous rocks. *Jb. Min. Abh.* **107**: n 2/3, p. 144 – 240.
- Takagi T. & Tsukimura K. 1997. Genesis of oxidized and reduced type granites. *Economic Geology.*, **92**: 81-86.
- Thompson J.F.H.; Sillitoe R.H.; Baker T.; Lang J.R.; Mortensen J.K. 1999. Intrusion-related gold deposits associated with tungsten-tin provinces. *Mineralium Deposita* **34**, p. 323-334.
- Turekian K.K. & Wedepohl K.H. 1961. Distribution of the Elements in some Major Units of the Earth's Crust. *Geological Society of America Bulletin.* **72**: p.175-192.
- Zen E-AN. 1986. Aluminum enrichment in silicate melts by fractional crystallization: Some mineralogic and petrographic constrainta. *Journal of Petrolog.* **27**: p. 1095-1117.
- Zen E-AN. 1988. Phase relations of peraluminous granitic rocks and their petrogenetic implications: *Annual Review of Earth and Planetary Sciences.* **16**: p. 21-51.

ANEXO 1

**QUÍMICA MINERAL
MICAS**

BIOTITA

BIOTITA-MUSCOVITA GRANITO						
	AU15/BIO/B	AU15/BIO/B	AU15/BIO/B	AR22C/BIO/C	AR22C/BIO/B	AR22C/BIO/B
SiO2	34,364	35,595	35,904	32,627	34,039	34,086
TiO2	1,715	1,624	1,696	2,284	2,2	2,165
Al2O3	15,254	15,417	15,295	15,926	16,465	16,288
MgO	5,62	5,647	6,118	5,279	5,362	5,178
CaO	0,065	0,01	0	0	0,017	0,024
MnO	0,078	0,094	0,073	0,228	0,176	0,175
FeO	23,733	25,397	25,447	26,809	25,934	26,274
Na2O	0,026	0,015	0	0,158	0,114	0,026
K2O	8,565	9,443	9,413	9,493	9,123	9,007
Rb2O	0,058	0	0	0	0,011	0,124
H2O	3,598	3,718	3,756	3,637	3,705	3,702
Cl	0,013	0,026	0,006	0,011	0,033	0,008
O=Cl						
TOTAL	93,089	96,986	97,708	96,452	97,179	97,057
Fórmula estrutural na base de 22 O equivalentes						
#Si	5,72	5,73	5,73	5,37	5,49	5,52
AlIV	2,28	2,27	2,27	2,63	2,51	2,48
Sítio T	8	8	8	8	8	8
#AlVI	0,71	0,65	0,61	0,47	0,62	0,63
Ti	0,21	0,20	0,20	0,28	0,27	0,26
Fe(t)	3,30	3,42	3,40	3,69	3,50	3,56
Mn	0,01	0,01	0,01	0,03	0,02	0,02
Mg	1,39	1,35	1,45	1,30	1,29	1,25
Sítio M	5,64	5,63	5,67	5,77	5,70	5,72
#K	1,82	1,94	1,92	1,99	1,88	1,86
Na	0,01	0,00	0,00	0,05	0,04	0,01
Ca	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Rb	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01
Sítio I	1,85	1,94	1,92	2,05	1,92	1,89
OH	4,00	3,99	4,00	4,00	3,99	4,00
Cl	0,00	0,01	0,00	0,00	0,01	0,00
Sítio A	4	4	4	4	4	4

OH+F= 4

B=borda

C=centro

MUSCOVITA

ANEXO 2

**QUÍMICA MINERAL
OURO E SULFETOS**

OURO

	AU1a19	AU1a20	AU1a21	AU1a22	AU1a23	AU1a24	AU3c34	AU3c35	AU3c36	AU3c37
Au	73,09	73,07	69,48	72,64	72,55	72,03	78,81	78,17	69,14	66,16
Ag	25,2	25,18	28,15	26,1	26,75	27,29	20,63	20,71	30,66	33,76
Sb	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0,1
Fe	0,05	-	0,18	0,04	0,07	-	-	-	-	-
Pb	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
As	-	-	0,04	0,07	0,03	-	-	-	0,02	0,03
Hg	-	0,15	-	-	-	-	-	0,14	-	-
Cu	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Total	98,34	98,4	97,85	98,86	99,4	99,32	99,44	99,02	99,82	100,05

	AU3c40	AU6a25	AU6a27	AU6a29	AU6a30	AU6a31	AU6a32	AU6a33	AU6a33	AU6a34
Au	73,72	75,05	74,74	72,56	73,55	73,64	72	76,42	74,93	75,6
Ag	25,76	24,97	25,3	26,74	26,02	26,74	28,2	24,35	24,78	25,03
Sb	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Fe	-	-	-	-	0,03	-	-	-	-	-
Pb	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
As	0,03	-	0,04	-	-	-	0,04	-	0,03	-
Hg	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Cu	-	-	-	0,09	-	-	-	-	-	-
Total	99,51	100,02	100,08	99,39	99,6	100,38	100,24	100,77	99,74	100,63

	AU6a35	AU6a36	AU6a37	AU6a38	AU6a39	AU6a40	AU6a42	AU6a43	AU6a45	AU6a48
Au	76,72	74,11	74,45	73,55	74,58	72,18	73,17	73,2	73,88	74,26
Ag	24,53	27,35	26,15	27,09	26,72	27,4	27,65	27,06	26,22	26,11
Sb	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Fe	-	-	-	-	-	-	0,07	0,12	-	-
Pb	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
As	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Hg	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Cu	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Total	101,25	101,46	100,6	100,64	101,3	99,58	100,89	100,38	100,1	100,37

	AU6a49	AU6a50	AU6a51	AU6a52	AU6a53	AU6a54	AU6a56	AU6b38	AU6b39	AU6b44
Au	74,1	73,72	74,21	73,63	72,73	73,55	73,99	73,89	73,17	71,4
Ag	25,62	26,32	27,07	26,61	27,06	26,84	26,08	25,91	26,09	28,03
Sb	-	-	-	-	0,09	-	-	-	-	-
Fe	0,15	0,11	-	-	-	-	-	-	0,03	-
Pb	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
As	-	-	-	-	-	-	-	0,05	-	0,04
Hg	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Cu	-	-	-	-	-	-	-	-	0,03	-
Total	99,87	100,15	101,28	100,24	99,88	100,39	100,07	99,85	99,32	99,47

SULFETOS

