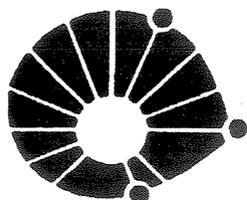


UNIVERSIDADE ESTADUAL DE CAMPINAS

INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOCIÊNCIAS - ÁREA DE METALOGÊNESE



UNICAMP

FERNANDO ROBERTO DE OLIVEIRA

CONTRIBUIÇÃO AO ESTUDO DA GEOLOGIA ESTRUTURAL E DA GÊNESE DO
DEPÓSITO AURÍFERO DE PASSAGEM DE MARIANA-MG.

Dissertação apresentada ao Instituto de Geociências
como parte dos requisitos para obtenção do título de
Mestre em Metalogênese.

Orientador: Prof. Dr. Alfonso Schrank

Este exemplar corresponde
à redação final da tese defendida
por Fernando Roberto de Oliveira
e aprovada pela Comissão Julgadora
em 16.10.3/98.

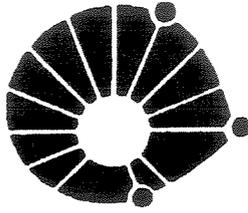
Alfonso Schrank
ORIENTADOR

CAMPINAS - SÃO PAULO

MARÇO-1998

OL4c

35248/BC



UNICAMP

UNIVERSIDADE ESTADUAL DE CAMPINAS

INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOCIÊNCIAS - ÁREA DE METALOGÊNESE

FERNANDO ROBERTO DE OLIVEIRA

**CONTRIBUIÇÃO AO ESTUDO DA GEOLOGIA ESTRUTURAL E DA GÊNESE DO
DEPÓSITO AURÍFERO DE PASSAGEM DE MARIANA - MG.**

Dissertação apresentada ao Instituto de Geociências como
requisito parcial para obtenção do título de Mestre em
Metalogênese.

Orientador: Prof. Dr. Alfonso Schrank - UNICAMP

Co-Orientador: Prof. Dr. Issamu Endo - UFOP

CAMPINAS - SÃO PAULO

MARÇO-1998

98.20395



FICHA CATALOGRÁFICA ELABORADA PELA
BIBLIOTECA I.G. - UNICAMP

O14c Oliveira, Fernando Roberto de
Contribuição ao estudo da geologia estrutural e da gênese do
depósito aurífero de Passagem de Mariana - MG / Fernando
Roberto de Oliveira - Campinas, SP: [s.n.], 1998.

Orientador: Alfonso Schrank
Dissertação (mestrado) Universidade Estadual de Campinas,
Instituto de Geociências.

1. Geologia Estrutural. 2. Ouro-Passagem de Mariana - MG
I. Alfonso Schrank. II. Universidade Estadual de Campinas,
Instituto de Geociências. III. Título.



UNIVERSIDADE ESTADUAL DE CAMPINAS

INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOCIÊNCIAS – ÁREA DE
METALOGÊNESE

AUTOR: Fernando Roberto de Oliveira

TÍTULO DA DISSERTAÇÃO: CONTRIBUIÇÃO AO ESTUDO DA GEOLOGIA
ESTRUTURAL E DA GÊNESE DO DEPÓSITO AURÍFERO DE PASSAGEM DE
MARIANA - MG

ORIENTADOR: Prof.Dr. Alfonso Schrank

CO-ORIENTADOR: Prof.Dr. Issamu Endo

Aprovada em: ____/____/____

PRESIDENTE: Prof.Dr. Alfonso Schrank

EXAMINADORES:

Prof. Dr. Alfonso Schrank

Alfonso Schrank - **Presidente**

Prof. Dr. Norberto Morales

Norberto Morales

Prof. Dr. Marco Antônio da Fonseca

Marco Antônio da Fonseca

Campinas, 16 de Março de 1998

AGRADECIMENTOS

Este trabalho foi realizado graças a colaboração de diversas pessoas, as quais o autor manifesta os mais profundos e sinceros agradecimentos:

- Prof. Dr. Alfonso Schrank, pela orientação dada e por valiosas sugestões;
- Prof. Dr. Issamu, pela orientação, acompanhamento no campo e por longas e interessantes discussões;
- Prof. Dr. Roberto Perez Xavier, pelo acompanhamento no laboratório e por suas brilhantes críticas construtivas e sugestões;
- Prof. Dr. Job Jesus batista, pelas sugestões apresentadas;
- Valdirene (Val), pelo auxílio a longa distância e amizade;
- Dailton, pela amizade;
- Guilherme, Neivaldo, Hector e Carla, pelas discussões e amizade;
- “Teinha”, pelo bate-papo;
- Alceni, pela compressão e apoio;
- Dona Francisca e Suzana pelo incentivo e apoio;
- A todas as pessoas que de uma forma direta ou indireta contribuirão com a realização do presente trabalho.

Agradeço de maneira especial a Universidade Estadual de Campinas, por intermédio do Instituto de Geociências/Departamento de Metalogênese e Geoquímica e a Universidade Federal de Ouro Preto, através do Departamento de Geologia pelo uso do Laboratório de Petrografia.

Não pode existir evolução sem problemas. Eles despertam, em cada ser, recursos maiores, e, depois, são eliminados pelo progresso, deixando um saldo de experiências compensadoras.

(Espírito Carlos)

SUMÁRIO

CAPÍTULO 1	01
INTRODUÇÃO	01
1.1- Apresentação.....	01
1.2- Localização da área de estudo	03
1.3- Objetivos.....	04
1.4- Metodologia	04
CAPÍTULO 2	06
GEOLOGIA REGIONAL.....	06
2.1- Localização geotectônica.....	06
2.2- Litoestratigrafia.....	06
2.2.1- Os Complexos Metamórficos	09
2.2.2- O Supergrupo Rio das Velhas	10
2.2.3- O Supergrupo Minas	10
2.2.4- O Grupo Itacolomi.....	11
2.3- Geocronologia e Metamorfismo.....	11
2.4- Geologia Estrutural.....	14
CAPÍTULO 3	17
A MINA DE PASSAGEM DE MARIANA	17
3.1- Síntese dos estudos prévios realizados sobre a Mina de Passagem.....	17
3.2- O cenário litoestratigráfico da Mina de Passagem.....	22
3.2.1- Principais litotipos.....	22
3.3-Discussão.....	45
3.3.1- Origem do boro	45
3.3.2-Posicionamento estratigráfico do conjunto litológico da Mina de Passagem no contexto regional	47
3.4- Litotipos hospedeiros da mineralização	49
3.4.1- Minerais de minério	49

CAPÍTULO 4	58
GEOLOGIA ESTRUTURAL DA MINA DE PASSAGEM	58
4.1- A Anticlinal de Mariana	58
4.2- Estruturas planares.....	61
4.2.1-Acamamento.....	61
4.2.2-Foliações S_1 e S_m	61
4.2.3-Clivagem S_2	65
4.3-Estruturas lineares.....	66
4.3.1-Lineação de estiramento mineral	66
4.3.2-Lineação de intersecção.....	67
4.3.3-Lineação de crenulação	67
4.3.4-Boudins.....	68
4.4-Dobras	75
4.4.1-Dobra F_1	75
4.4.2-Dobras F_2	75
4.4.3-Dobras F_3	76
4.4.4-Dobras F_4	77
4.5-Veios	77
4.5.1- Veios V_{n-1}	78
4.5.2- Veios V_n	80
4.5.3- Veios V_{n+1}	82
4.5.4- Veios V_{n+2}	92
4.5.5- Veios V_{n+3}	94
4.6-Falhas	94
4.6.1-Falhas de empurrão	95
4.6.2-Falhas normais	98
4.6.3-Falhas direcionais.....	98
4.7- Juntas /fraturas.....	99
4.8- Análise cinemática.....	100
4.8.1-Interpretações cinemáticas.....	101
 CAPÍTULO 5	 109
MINERALIZAÇÃO E EVOLUÇÃO ESTRUTURAL.....	109
5.1-Evolução paragenética da mineralização	109
5.2-Mineralização x evolução estrutural	111

CAPÍTULO 6	119
CONCLUSÕES.....	119
CAPÍTULO 7	122
REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	122

LISTA DE FIGURAS

Figura 1.1. Mapa de localização da área estudada, indicando as principais vias de acesso e cidades.	3
Figura 2.1. Localização geotectônica do Cráton do São Francisco (Almeida, 1977 e Marshak & Alkmim, 1989).	7
Figura 2.2. Mapa geológico modificado do Quadrilátero Ferrífero (Dorr, 1969 e Marshak & Alkmim, 1989).	8
Figura 2.3. Coluna estratigráfica do Quadrilátero Ferrífero, com limites temporais para a sedimentação (em Ma) (Renger <i>et al.</i> 1994 e Noce, 1995).	8
Figura 3.1. Seqüência litológica esquemática da área estudada.	23
Figura 3.2. Porfiroblasto de biotita que cresceu sobre a foliação S_1 crenulada. (MP-18 A ponto 09 - corte XZ).	27
Figura 4.1. Associação de zona de cisalhamento dúctil com dobras isoclinais, em biotita-xisto. O movimento é inverso de SE para NW (Pia nova N.174 P.40).	63
Figura 4.2. Diagrama de isofrequência de pólos da foliação S_1	64
Figura 4.3. Diagrama de isolinhas correspondente a lineação de estiramento mineral.	67
Figura 4.4. Diagrama de isolinhas correspondente a lineação de crenulação.	68
Figura 4.5. Diagrama de isolinhas correspondente as medidas de eixo(y) de <i>boudin</i>	70
Figura 4.6. Diagrama de isolinhas correspondente a RMD de veios.	77
Figura 4.7. Quadro relacionando os veios que ocorrem na área estudada.	78
Figura 4.8. Detalhe da zona de cisalhamento, da foto anterior, associada a falhamento de empurrão de empurrão. Observar as dobras isoclinais (F_2) desenvolvidas na lapa da falha. O deslocamento é de SE para NW. $S_m=148^{\circ}/33^{\circ}$ $F_2=225^{\circ}/07^{\circ}$ (Pia nova N.315 - gruta - corte XZ).	96
Figura 4.9. Diagrama de isolinhas correspondente a pólos de fraturas.	99
Figura 4.10. Estilolitos com arquitetura em cuspatas (a) e irregulares (b) (Mc Clay, 1987).	102
Figura 4.11. Veio V_{n+1} (tipo 2) cortando dobras isoclinais F_2 , mostrando a anterioridade das dobras F_2 em relação a esses veios. $F_2=190^{\circ}/10^{\circ}$ (Pia Nova N.315 - Perfil $95^{\circ} \leftrightarrow 275^{\circ}$).	105
Figura 4.12. Quadro relacionando grupos de estruturas contemporâneas com cinemática associada.	106
Figura 4.13. Bloco-diagrama esquemático sintetizando as principais estruturas que ocorrem na área estudada.	107
Figura 5.1. Quadro com a correlação de eventos deformacionais, estruturas associadas, metamorfismo e mineralização.	116

LISTA DE FOTOS

Foto 3.1. Grãos de quartzo do quartzito apresentando junções triplices (MP-26B luz polarizada 2,5x - corte XZ).	24
Foto 3.2. Trama milonítica (foliação S_m) do quartzito, mostrando textura do tipo <i>ribbon</i> nos grãos quartzo (MP-10B nicóis cruzados 2,5x - corte XZ).	25
Foto 3.3. Lineação de crenulação ($160^0/20^0$) desenvolvida em nível metapelítico do quartzito (Pia nova N.315 ponto 04).	25
Foto 3.4. Estauroлита (Es) fraturada suavemente crenulada localizada em nível metapelítico do quartzito (MP-8B luz polarizada cruzados 2,5x - corte XZ).	26
Foto 3.5. Foliação fortemente penetrativa do biotita-moscovita-xisto. Observar a superfície de cisalhamento, com movimento normal, separando os <i>boudins</i> . Sericita cresce na região do <i>neck</i> . Biotitas tardias ocorrem dispostas sobre a foliação S_1 (MP-1B luz polarizada 2,5x - corte XZ).	29
Foto 3.6. Disposição planar dos principais constituintes mineralógicos do biotita-moscovita-xisto (MP-1B luz natural 2,5x - corte XZ).	30
Foto 3.7. Detalhe da biotita tardia crescendo sobre a foliação S_1 , notar os halos pleocróicos em torno de inclusões (MP-1B luz natural - 10x - corte XZ).	30
Foto 3.8.A. Porfiroblásto de granada que cresceu sobre foliação S_1 crenulada. Observar a auréola de biotita em torno do mesmo (MP-3B luz polarizada 2,5x - corte XZ).	31
Foto 3.8.B. Porfiroblásto de granada que cresceu sobre foliação S_1 crenulada. Notar a concentração de sulfetos na borda da granada (MP-3B luz natural 2,5x - corte XZ).	31
Foto 3.9. Disposição das bandas do metachert carbonático sulfetado bandado: Banda de quartzo branco leitoso (Qu); banda esverdeada/bege de carbonato (Cb) e uma banda mais estreita em tons de amarelo escuro constituída por sulfeto maciço (Su) (pirrotita e arsenopirita) (Pia Nova - N.315 pilastra p.4).	32
Foto 3.10. <i>Boudinage</i> do metachert carbonático sulfetado bandado. Notar o movimento normal associado à <i>boudinage</i> (estrutura tipo <i>pull apart</i>) e a deflexão das encaixantes em direção à região do <i>neck</i> . Ocorre precipitação de quartzo nas extremidades da camada <i>boudinada</i> . A encaixante inferior sofreu dissolução por pressão, registrado pelo truncamento da foliação (Pia Nova - N.175 pilastra p.40 - orientação da foto $365^0 \leftrightarrow 165^0$).	33
Foto 3.11. Arranjo granulométrico do mármore esverdeado. A banda de granulometria fina encontra-se cisalhada (foliação milonítica S_m). Notar a nítida variação na granulometria e a maior quantidade de quartzo na banda de granulação maior (MP-7B luz polarizada 2,5x - corte XZ).	35
Foto 3.12. Nível turmalinitico (Tu) <i>boudinado</i> intercalado no mármore. Os limites retos do <i>neck</i> (fraturas extensionais) estão preenchidos por quartzo. Evidencia elevado contraste de viscosidade com a camada carbonática. A alternância desse nível com as bandas carbonáticas pode representar um S_0 (Pia Nova - N.315 "depósito" - orientação da foto $340^0 \leftrightarrow 160^0$).	36
Foto 3.13. Dobra de <i>boudinage</i> desenvolvida no mármore demonstrando o comportamento plástico dessa rocha quando submetida as condições tectono-metamórficas vigentes durante o processo de <i>boudinage</i> (Pia Nova - N.315 "depósito" - orientação da foto $70^0 \leftrightarrow 250^0$).	36

Foto 3.14. Detalhe da <i>boudinage</i> no mármore, mostrando o encurvamento da foliação milonítica (S_m) para a região do <i>neck</i> (MP-7B luz polarizada 2,5x - corte XZ).	37
Foto 3.15. Lineação mineral conferida pelo anfibólio ao itabirito (MP-2B luz natural 10x - corte XZ).	38
Foto 3.16. Presença pouco comum de k-feldspato (microclina) no itabirito (MP-2B luz natural 10x - corte XZ).	38
Foto 3.17. Rocha anfibolítica, onde se observam níveis com predomínio de minerais claros (quartzo e feldspato) e níveis de minerais escuros (hornblenda, biotita e ilmenita). Notar a orientação da biotita e hornblenda (Pia Nova - N.315 Setor SW - luz natural 10 x - corte XZ).	39
Foto 3.18. Turmalinito (Tu) encontra-se “flutuando” em veio de quartzo juntamente com pedaços da encaixante. Essa feição é condizente com fraturamento hidráulico denotando condições de elevada Pfl ($Pfl \geq Pl$) durante a colocação do veio. As lascas das encaixantes englobadas pelo veio mantém paralelismo com a orientação anterior à incorporação (Pia Nova - N.120 stop 1 - orientação da foto $120^\circ \leftrightarrow 300^\circ$).	40
Foto 3.19. Detalhe do nível de turmalinito, exibindo uma série de microfraturas subverticais preenchidas com quartzo. É clara a relação de anterioridade turmalinito em relação a colocação do veio de quartzo (Pia Nova - N.120 stop1 - orientação da foto $140^\circ \leftrightarrow 320^\circ$).	41
Foto 3.20. Fraturamento do turmalinito. Devido a elevada diferença de competência em relação às encaixantes, (i.e.) rocha carbonática e filito negro, o turmalinito reage de modo rúptil, enquanto as duas outras litologias respondem de modo mais dúctil com deflexões. No canto superior direito da foto observa-se que o veio de quartzo irregular transgride o veio de carbonato e sulfeto denotando um lapso de tempo na formação de ambos (Pia Nova - N.120 stop1 - orientação da foto $300^\circ \leftrightarrow 120^\circ$).	41
Foto 3.21. Vista microscópica do turmalinito maciço, notar que a granulometria é muito fina e a alternância de leitos onde o quartzo ocorre com maior (Qma) / menor (Qme) frequência. Os leitos estão dispostos paralelamente à foliação S_1 (MP-20B luz natural 2,5x - corte XZ).	42
Foto 3.22. Leitos de turmalina com granulometria mais grossa (TG), alternando-se com leitos de turmalina mais fina (TF). É notória a presença de sulfetos (arsenopirita) associados aos leitos com turmalina e quartzo mais grossos (MP-20B luz natural 2,5x - corte XZ).	43
Foto 3.23. Recristalização do turmalinito na região de contato com veio de quartzo gerando novos cristais de turmalina (NCT) com granulometria maior. Observar que o veio é concordante com a foliação do turmalinito (S_1). Os grãos de quartzo mostram extinção ondulante e retêm inclusões de turmalina (MP-20B luz natural 2,5x - corte XZ).	43
Foto 3.24. Turmalinito constituído por turmalinas de granulometria fina exibindo zoneamento de cor (verde oliva na borda passando para verde azulado no núcleo). Há poeira de opacos (PO) no núcleo das turmalinas alinhados segundo a foliação S_1 (MP-20B luz natural 20x - corte XZ).	44
Foto 3.25. Arsenopirita disposta concordante à ligeiramente discordante em relação à foliação S_1 do turmalinito. Veio de quartzo concordante com S_1 está em contato com as arsenopiritas (Pia Nova - N.120 stop1 - corte XZ).	45
Foto 3.26. Cristal de arsenopirita fraturado orientado segundo a foliação S_1 do filito negro grafitoso (MP-Fc luz natural 10x).	51
Foto 3.27. Fragmento de turmalinito alterado exibindo arsenopiritas (As) (minerais de cor amarelo latão) também alteradas, orientadas segundo a foliação S_1 , bem como secantes à mesma.	51

Foto 3.28. Relações de substituição entre arsenopirita (As), pirrotita (Pi), marcassita (Ma) e calcopirita (Ca). Observar auréola de marcassita em torno da arsenopirita e calcopirita. Essas fazem contatos serrilhados e retos com a marcassita Grãos de calcopirita estão alinhados segundo o limite serrilhado dos minerais da ganga (MP-fc luz natural 10x).	52
Foto 3.29. Pirrotita anédrica (Pi), disposta em bandas no metachert carbonático, paralelas à S ₁ . Ocorrem finos grãos de calcopirita associados à pirrotita (MP-5A luz natural 10x).	54
Foto 3.30. Pirrotita (Pi) preenchendo fraturas em porfiroblastos de granada do biotita-xisto superior (MP-12C luz natural 10x).	54
Foto 3.31. Inclusões de rutilo (Ru) na arsenopirita (As), observar que alguns cristais estão fraturados (AM-15 F-18 luz natural 10x).	55
Foto 3.32. Marcassita (Ma) localizada nas bordas de arsenopirita (As), resultante de substituição desta (AM-03 F-4 10 x luz natural).	56
Foto 3.33. Ouro (Au) localizado em fraturas da arsenopirita (As) (AM-15 F-18 luz natural 20x).	57
Foto 3.34. Ouro (Au) localizado na interface arsenopirita (As)/ganga (Ga) (AM-15 F-18 20 x luz natural).	57
Foto 4.1. Vista geral da Anticlinal de Mariana, olhando frontalmente na direção do seu eixo(55-35° NW/10-25°). À direita está o flanco Norte e à esquerda o flanco Sul, onde pode-se observar feições de antigas escavações.	60
Foto 4.2. Foliação milonítica em zona de cisalhamento dúctil, no contato biotita-xisto/mármore, marcada pela presença de sigmoides de veio de quartzo e associada a dobramento isoclinal de veios de quartzo com eixo=210°/25° e P.A.=169°/20°. Indica movimentação inversa de SE para NW(Pia nova P.40 -N.175 - orientação da foto 120°↔300°).	62
Foto 4.3. Dobras isoclinais em veios de quartzo associadas às zonas de cisalhamento dúcteis com movimento inverso de SE para NW, no contato biotita-moscovita-xisto/mármore (Pia nova -N.175 P.40 corte 120°↔300°).	63
Foto 4.4. Nível filossilicático do quartzito exibindo estrutura SC indicando movimento inverso (Mp 4Ia 2,5x luz polarizada - corte XZ).	64
Foto 4.5. Clivagem de crenulação S ₂ localizada em nível com moscovita e biotita no quartzito (MP-3B 2,5x luz natural - corte XZ).	65
Foto 4.6. Detalhe da clivagem de crenulação S ₂ em nível moscovítico do quartzito. Observar o domínio da clivagem (DC) marcado pela presença de filossilicatos e minerais opacos e o domínio do micróliton (DM) caracterizado por serícita e quartzo, mostrando que houve perda de material e concentração de fases opacas (MP-3B 20x luz polarizada - corte XZ).	66
Foto 4.7. <i>Boudins</i> em quartzito apresentando limites bruscos e irregulares (Pia Nova N.175 P.40B orientação da foto 275°↔95°).	69
Foto 4.8. <i>Boudins</i> de veios carbonato/quartzosos encaixados no mármore. Notar as terminações dos suaves (Pia Nova N.315 - "gruta" - orientação da foto 170°↔350°).	69
Foto 4.9. Veio de quartzo (VQ) com estrutura do tipo <i>pinch and swell</i> evidenciando baixo contraste de viscosidade em relação à encaixante (mármore esverdeado) (Pia Nova cruz. C/ N.315 orientação da foto 95°↔275°).	70
Foto 4.10. <i>Boudins</i> imprimindo forte deflexão no mármore, gerando dobras de <i>boudinage</i> com eixo paralelo ao eixo do <i>boudin</i> (Pia Nova N.275 - orientação da foto 330°↔150°).	71

Foto 4.11. <i>Boudins</i> em grande escala com comprimento de onda métrico. Eixo (y) do <i>boudin</i> = 190°/10° (Pia Nova N.275 orientação da foto 290°↔110°).	72
Foto 4.12. Preenchimento do <i>neck</i> de <i>boudin</i> (NB) com sulfetos (Su) provenientes do próprio veio (endógeno) (Pia Nova N.275).	73
Foto 4.13. <i>Boudins</i> nucleado por cisalhamento normal, em camada de metachert carbonático sulfetado bandado, apresentando movimento normal localizado, de NW para SE. S ₁ =150°/13° (Pia Nova N.275 orientação da foto 310°↔130° - corte XZ).	74
Foto 4.14. Veio de quartzo dobrado isoclinalmente, com flanco rompido indicando movimento inverso de SE para NW. Foliação S _m = 130°/25°, L _{min} = 140°/20°, eixo da dobra=210°/10° (Pia nova N.315 stop 8 - orientação da foto SE↔NW - corte XZ).	79
Foto 4.15. Veio de quartzo recristalizado, com junções triplices, dobrado isoclinalmente, com a zona da charneira espessada e flancos adelgaçados/rompidos. A foliação dominante na foto é S _m , entretanto na parte superior esquerda observa-se S ₂ . (MP-3B 2,5x luz polarizada - corte XZ).	79
Foto 4.16. Estreitos e curtos veios de quartzo (V _{n-1}), dispostos paralela à subparalela à foliação milonítica. Porfiroblastos de granada crescem sobre a foliação. S _m =163°/14° e V _{n-1} =160°/13° (Pia 3 N.265 - orientação da foto SE↔NW, - corte XZ).	80
Foto 4.17. Veio (V _n) subvertical cortando veios (V _{n-1}). Encontra-se ligeiramente rotacionado, com movimento inverso de SE para NW. V _n =335°/65°, S _m =128°/32°, L _{min} =143°/22° (Pia nova N.315 stop 8 - orientação da foto 140°↔320° - corte XZ).	81
Foto 4.18. Foliação apresentada pelo veio (V _n) em ângulo com S _m (128°/32°) (Pia nova N.315 stop 8 orientação da foto 140°↔320° - corte XZ).	81
Foto 4.19. Panorâmica geral da ocorrência dos veios de carbonato e sulfeto (V _{n+1} tipo 1). Encontram-se encaixados em rocha quartzo carbonática cinza escura. Nesta foto apresentam atitude semelhante àquela da foliação S ₁ . Encontram-se boudinados. S ₁ = 145°/23°, V _{n+1} tipo 1= 135°/25°, eixo boudin=100°/10° (Pia Nova N.315 P.09 - orientação da foto 170°↔350° - corte oblíquo a XZ).	83
Foto 4.20. Veio de quartzo V _{n+1} (tipo 1) encaixado em biotita-xisto, observar que este veio tem mergulho um pouco maior do que a da foliação S _m . Correspondem a <i>tension gashes</i> formados por distensão no sentido NW para SE. Veio (V _{n+1} tipo 1)=140°/40°, S _m = 139°/30°, eixo boudin=100°/10° (Pia Nova N.315 P.4a - orientação da foto 140°↔320° corte XZ).	83
Foto 4.21. Foto em detalhe macroscópico, de cristais de carbonato do veio V _{n+1} (tipo 1) encaixado no mármore esverdeado, envoltos por película (Pe) de sulfeto e turmalina, mostrando feições de dissolução (FD) evidenciadas pelo truncamento da foliação do mármore (parte central superior da foto) (Pia Nova N.120 stop 1 - corte XZ).	84
Foto 4.22. Vista microscópica da película (Pe) de sulfeto e turmalina em torno do cristais de carbonato (Cb) do veio V _{n+1} (tipo 1) (Am-15 F-19 luz natural 2,5 x - corte XZ).	84
Foto 4.23. Estilolitização dos carbonatos marcada por superfícies de dissolução sinuosas com morfologia endentada, em cristais de carbonato do veio V _{n+1} (tipo 1) (SDV), ou na interface desses veios com a encaixante (mármore) (SDE). As superfícies de estilolitização são subhorizontais, com ligeiro mergulho para SE (Pia Nova N.120 stop 1 - corte XZ).	85
Foto 4.24. Par de veios de carbonato V _{n+1} (tipo 1) (<i>tension gashes</i>) encaixados no mármore esverdeado, indicando movimento normal de NW para SE. Notar uma estreita superfície (S) apresentando movimento distensivo, paralela aos <i>tension gashes</i> , localizada no metachert carbonático bandado e sulfetado (Pia Nova N.315 P.4 - orientação da foto 120°↔300° - corte XZ).	86

Foto 4.25. Veio de carbonato V_{n+1} (tipo 1) (<i>tension gashes</i>) encaixado na rocha quartzo-carbonática cinza, com movimento normal de NW para SE. Se as extremidades desse veio forem observadas isoladamente, serão vistos apenas veios boudinados concordantes com a foliação S_1 , não mostrando aparentemente vínculo com os <i>tension gashes</i> , como se tem na foto 4.19 (Pia Nova N.315 P. 2F - orientação da foto $340^\circ \leftrightarrow 160^\circ$ - corte XZ).	86
Foto 4.26. Veio de quartzo (V_{n+1} tipo 2) com ramificações semelhantes à apófises. Observar fragmentos da encaixante incorporados pelo veio, denotando alta pressão de fluido (Pia nova 15m antes do N.315 - orientação da foto $15^\circ \leftrightarrow 195^\circ$ - corte oblíquo à XZ).	87
Foto 4.27. Fraturamento hidráulico gerado pela colocação do veio de quartzo (V_{n+1} tipo 2). Notar a incorporação de fragmento da encaixante (turmalinito) pelo veio (Pia nova N.315 P.2 - orientação da foto $140^\circ \leftrightarrow 320^\circ$ - corte XZ).	88
Foto 4.28. Aspecto geral do veio de quartzo (V_{n+1} tipo 2), exibindo grãos de quartzo, com extinção ondulante, massas de plagioclásio parcialmente sericitizados, turmalinas, carbonato e rutilo. É visível a macla polissintética do plagioclásio (AM-11 F-15 2,5x luz polarizada).	89
Foto 4.29. Foto mostrando a macla polissintética do plagioclásio e sua sericitização parcial. Observar inclusão de turmalina no plagioclásio (AM-11 F-15 10x luz polarizada).	90
Foto 4.30. Foto anterior em luz natural mostrando a continuidade do plagioclásio alterado e sua forma subédrica (AM-11 F-15 10x luz natural).	90
Foto 4.31. Foto ilustrando o contato do fragmento de turmalinito (turmalinas de granulometria fina) com veio de quartzo (V_{n+1} tipo 2), onde observa-se a presença de grandes cristais de turmalina no veio, crescidos na interface com o turmalinito (AM-11 F-15 10x luz polarizada).	91
Foto 4.32. Zoneamento de cor nos cristais de turmalina de granulometria grossa. Apresentam as mesmas cores que o turmalinito (AM-11 F-15 10x luz natural).	92
Foto 4.33. Veio de quartzo (V_{n+2}), com direção EW, localizado na região de <i>neck</i> de boudin, ornamentado com película (Pe) de sulfetos na borda (Pia nova N.315 P.4A orientação da foto $0^\circ \leftrightarrow 180^\circ$).	93
Foto 4.34. Veio de quartzo e carbonato (V_{n+2}) fazendo um ângulo de 70° com S_1 e V_{n+1} (tipo 2). Notar que o veio subvertical engloba massas de turmalina, mas não exibe nenhuma feição de recristalização das mesmas. A arsenopirita está concentrada junto às turmalinas recristalizadas e veios (parte superior da foto) (MP-20B luz natural 2,5x - corte XZ).	93
Foto 4.35. Auréola de turmalinização (Au T) associada ao veio (V_{n+2}), em biotita-xisto (largura do veio 20cm) (Pia nova N.315 setor NE - orientação da foto $200^\circ \leftrightarrow 20^\circ$ - corte XZ).	94
Foto 4.36. Zona de cisalhamento dúctil associada à falha de empurrão. Notar a descontinuidade angular da foliação do quartzito. No canto superior esquerdo da foto ocorre outra superfície de falha, só que de natureza rúptil, onde os indicadores cinemáticos não são suficientes para caracterizar o sentido do movimento. $S_m=148^\circ/33^\circ$ (Pia Nova N.315 “gruta” - orientação da foto $160^\circ \leftrightarrow 340^\circ$ corte XZ).	96
Foto 4.37. Falha de empurrão rúptil interceptando veios (V_{n+1}). A descontinuidade angular entre as foliações é da ordem de 35° . Notar a presença de diversos veios subverticais de quartzo ligeiramente rotacionados de SE para NW (Pia Nova N.315 P.08 - orientação da foto $160^\circ \leftrightarrow 349^\circ$ - corte XZ).	97
Foto 4.38. Falha de empurrão mostrando curvamento da foliação associada a movimentação de SE para NW (Pia Nova N.315 - orientação da foto $340^\circ \leftrightarrow 160^\circ$ - corte XZ).	97
Foto 4.39. Bandas de cisalhamento (BC) com movimento normal para SE, desenvolvidas no biotita-moscovita-xisto (Pia Nova N.315 - orientação das foto $340^\circ \leftrightarrow 160^\circ$).	98

Foto 4.40. Fratura ESE-WNW cortando itabirito preenchida com sulfetos. Há zoneamento no preenchimento da fratura, as bordas são constituídas por quartzo sacaróide e o núcleo por sulfetos. A lineação mineral, neste caso posiciona-se paralelamente ao ramo subsidiário da fratura principal. Vista de baixo para cima (Pia Nova N.275 - corte XY)..... 100

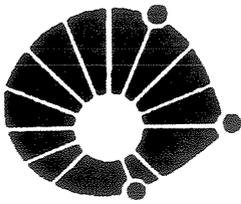
ABREVIATURAS

- RMD: Reta de máximo declive
- Pfl: Pressão de fluido
- Pl: Pressão litostática

UNIVERSIDADE ESTADUAL DE CAMPINAS

INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOCIÊNCIAS - ÁREA DE METALOGÊNESE



UNICAMP

CONTRIBUIÇÃO AO ESTUDO DA GEOLOGIA ESTRUTURAL E DA GÊNESE DO
DEPÓSITO AURÍFERO DE PASSAGEM DE MARIANA, SETOR SW. PASSAGEM
DE MARIANA-MG.

RESUMO

DISSERTAÇÃO DE MESTRADO

Fernando Roberto de Oliveira

A mina de ouro de Passagem de Mariana constitui-se em uma das mais antigas minas de ouro do País, já teve grande importância no cenário econômico nacional, tendo produzido até o início dos anos 80 cerca de 60 t de ouro. Neste trabalho foram abordadas questões relativas a estruturação e a gênese da mineralização aurífera, bem como condições metamórficas.

O cenário estrutural da mina de Passagem de Mariana foi desenvolvido em dois episódios orogênicos relacionados aos ciclos Transamazônico (2,2-1,8 Ga) e Brasileiro (0,6 - 0,5 Ga). Durante o ciclo Transamazônico foram desenvolvidas estruturas dúcteis e rúpteis em eventos extensionais e compressivo.

O evento extensional D_1 é marcado pelo desenvolvimento de veios de quartzo (V_{n-1}) paralelo à obliqua a foliação tectônica principal $S_{(1?)}$ sobre condições metamórficas anfíbolito baixo. O segundo evento tectônico D_2 compreende estruturas compressivas vergentes para NW representadas por falhamento de empurrão de baixo ângulo, dobras F_2 apertadas a isoclinal e veios de quartzo desenvolvidos sobre condições metamórficas de fácies xisto verde médio/alto. O último evento Transamazônico a atuar na área compreende estruturas de caráter extensional incluindo *tension gashes* (V_{n+1}), estruturas do tipo *pull-*

apart, *boudins* e bandas de cisalhamento normal, vergentes para SE. A mineralização aurífera principal está associada a este evento.

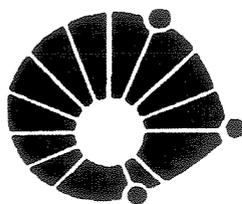
O evento tectônico D_4 está associado ao ciclo orogénico Brasileiro, compreendendo estruturas rúpteis-dúcteis, incluindo clivagem de crenulação, veios de quartzo (V_{n+2} e V_{n+3}) e intenso fraturamento. O metamorfismo associado a este evento é de fácies xisto verde baixo.

A mineralização aurífera é epigenética, estando o ouro associado principalmente a arsenopirita, e menos comumente ocorre de modo livre, neste caso associado a veios quartzosos.

O turmalinito da mina de Passagem ocorre sob três tipos distintos: **(1)** corpos maciços ricos em arsenopirita aurífera, próximos a veios; **(2)**- delgados níveis não sulfetados intercalados em mármore; **(3)**- filito turmalinizado.

UNIVERSIDADE ESTADUAL DE CAMPINAS

INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS



UNICAMP

PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOCIÊNCIAS - ÁREA DE METALOGÊNESE

CONTRIBUIÇÃO AO ESTUDO DA GEOLOGIA ESTRUTURAL E DA GÊNESE DO
DEPÓSITO AURÍFERO DE PASSAGEM DE MARIANA, SETOR SW. PASSAGEM
DE MARIANA-MG.

ABSTRACT

DISSERTAÇÃO DE MESTRADO

Fernando Roberto de Oliveira

The Passagem de Mariana mine of gold represent one of the oldest mines of gold in Brazil, having produced until the beginning of the eighties about 60 t. of gold. In this research were investigated the genesis of auriferous mineralizations and its structural controls as well as the metamorphic conditions.

The structural framework of the Passagem de Mariana area was *build up* by two orogenic episodes related to Transamazonian (2,2-1,8 Ga) and Brasiliano (0,6-0,5 Ga) cycle. During the Transamazonian cycle were developed ductil to brittle structures in extensional and compressional events.

The extensional D_1 event comprise the development of the quartz veins (V_{n-1}) paralell to oblique to the main $S_{(17)}$ tectonic foliation under low amphibolite metamorphic conditions. The second tectonic event D_2 comprise a NW vergent compressional structures represented by bedding paralell thrusting, tight to isoclinal F_2 folds and quartz veins developed under middle/high greenschist metamorphism. The late transamazonian event comprehends structures of extensional character including quartz-carbonate tension gashes (V_{n+1}), pull-apart structures, boudins and normal shear bands with southeastern vergence. The main gold mineralization phase are associated to this event.

The D_4 tectonic event associated to the Brasiliano orogenic cycle comprehends brittle-dúctil structures including N-S crenulation cleavage, quartz veins (V_{n+2} and V_{n+3}) and extensive fracturing. The metamorphism associated to this event reached low greenschist facies.

The auriferous mineralization is epigenetic commonly associated to the arsenopirite in V_{n+1} quartz veins and in tourmalinite layer and in minor degree represented by free gold hosted in quartz vein.

The tourmalinite of the Passagem de Mariana mine are classified in three different types: (1) rich massive bodies in auriferous arsenopirite, close to the quartz veins; (2) thin layers of the non-sulphide embedded in marbles; (3) tourmalinized phyllite.

CAPÍTULO 1

INTRODUÇÃO

1.1- APRESENTAÇÃO

Nos séculos XVIII e XIX o estado de Minas Gerais, especialmente a região que compreende o Quadrilátero Ferrífero foi uma das principais regiões produtoras de ouro aluvionar do mundo. Com o transcorrer do tempo essas jazidas, de fácil acesso, foram se esgotando e, paulatinamente aumentou a procura de ouro "primário". Hoje, a quase totalidade do ouro extraído provém de lavras subterrâneas.

O Quadrilátero Ferrífero, localizado na porção central do Estado de Minas Gerais, destaca-se como uma das regiões mais ricas do Brasil quanto aos recursos minerais, sendo responsável por grande parte da produção nacional de minério de ferro, ouro, manganês e topázio. A participação na produção mineral vem decaindo nos últimos anos, tanto pela exaustão das reservas como pela descoberta de novas áreas de grande potencial (e.g. Serra dos Carajás e *Greenstone Belt* do Rio Itapicuru).

A produção atual de ouro no Quadrilátero Ferrífero está muito distante do que foi no passado, embora seja ainda uma das regiões mais ricas do País neste metal, as mineralizações "primárias" de maior destaque alojam-se nas litologias neo-arqueanas do Supergrupo Rio das Velhas (um *Archean Greenstone Belt*), embora também sejam encontradas, em menor escala, na cobertura plataformal paleoproterozóica, representada pelo Supergrupo Minas, especialmente na Formação Moeda (depósitos do tipo Witwatersrand), e depósitos no itabirito da Formação Cauê (Jacutinga), além do depósito de Passagem de Mariana, o qual constitui um tipo específico.

A mina de Passagem de Mariana é umas das mais antigas minas de ouro do Brasil. Suas atividades iniciaram a partir da segunda metade do século XVII, e sua produção é estimada em 60 t de ouro. Entretanto, apesar de sua importância histórica e econômica para a

região e para o País, essa mina ainda desperta questões geológicas relevantes, dentre as quais se destacam: i)- o(s) controle(s) estrutural(is) da mineralização e ii)- o posicionamento da mineralização dentro do contexto tectônico regional.

1.2- LOCALIZAÇÃO DA ÁREA DE ESTUDO

A área estudada situa-se na porção sudeste do Quadrilátero Ferrífero, 8 km a leste da cidade de Ouro Preto e 3 km a sudoeste da cidade de Mariana, na localidade de Passagem de Mariana (Figura 1.1). A principal via de acesso, a partir de Belo Horizonte, é a BR 040 em direção ao Rio de Janeiro, por onde é necessário percorrer cerca de 30 km até atingir a Rodovia dos Inconfidentes e a seguir mais 80 km, para alcançar a Mina de Passagem.

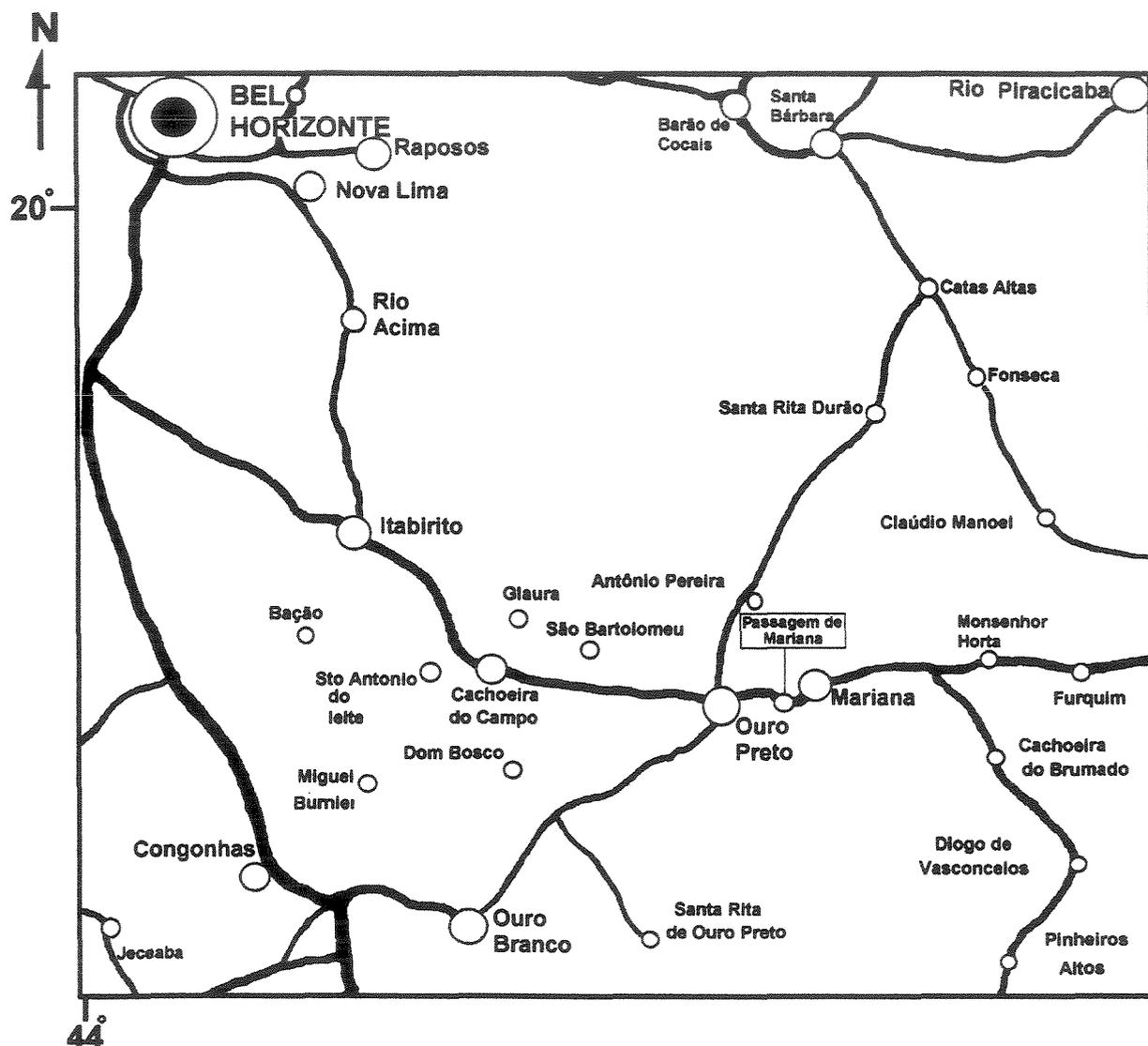


Figura 1.1- Mapa de localização da área estudada, indicando as principais vias de acesso e cidades.

1.3- OBJETIVOS

O presente trabalho teve por objetivo fornecer informações acerca da concepção estrutural do depósito aurífero de Passagem de Mariana, através da abordagem dos seguintes temas: i)- estudo da estruturação do depósito onde busca caracterizar a natureza das estruturas relacionadas com a mineralização aurífera, bem como situá-las em termos cronológicos relativos/absolutos em relação às estruturas não mineralizadas. Esse estudo foi realizado através de mapeamento geológico-estrutural do setor -Pia Nova -Fundão, Nível 315 e levantamento estrutural nos Níveis 120, 175, 260 e 275; ii)- Com base em levantamentos bibliográficos, análise petrográfica e de dados geocronológicos recentes procura-se enquadrar os litotipos que ocorrem na Mina de Passagem na coluna estratigráfica regional do Quadrilátero Ferrífero; iii)- Da descrição dos corpos mineralizados a ouro (veios e turmalinitos sulfetados) se visa construir um panorama genético para a mineralização em conformidade com a sua estruturação.

1.4- METODOLOGIA

Os métodos utilizados foram os usuais em levantamentos geológicos e foram desenvolvidos em 4 etapas, assim discriminadas:

Revisão bibliográfica

- Compilação do acervo bibliográfico da área em estudo e as ligadas ao tema do estudo.

Trabalho de campo

- Mapeamento geológico de detalhe, na escala 1:100 de galeria da mina de Passagem;
- Realização de perfis geológicos regionais nas proximidades da mina;
- Descrição dos litotipos;

- Levantamento detalhado do acervo estrutural e descrição das relações das tramas planares e lineares, especialmente para os veios;
- Coleta sistemática de amostras orientadas para estudos de laboratório.

Atividades de laboratório

- Descrição de laminas delgadas;
- Descrição dos minerais de minério;
- Análise microestrutural.

Tratamento e interpretação dos dados

- Confecção e interpretação de diagramas estereográficos dos dados estruturais, utilizando o programa computacional Stereonet;
- Análise dos dados estruturais tanto daqueles coletados em campo como daqueles provenientes dos estudos de microtrama;
- Confecção do mapa geológico/estrutural;
- Elaboração da dissertação de mestrado.

CAPÍTULO 2

GEOLOGIA REGIONAL

2.1- LOCALIZAÇÃO GEOTECTÔNICA

O Quadrilátero Ferrífero situa-se na porção meridional do Cráton São Francisco (Figuras 2.1 e 2.2) (Almeida, 1977). Esta província geotectônica representa uma crosta estabilizada desde ou após o Proterozóico Inferior e fazia parte de um bloco crustal mais extenso denominado de Cráton Paramirim (Almeida, 1981). Os ciclos Transamazônico e Brasileiro, constituem os dois principais ciclos tectônico-metamórficos que balizaram a estruturação da região, sendo o primeiro bem expresso nas porções granito-gnáissicas infracrustais, enquanto o segundo é bem evidenciado nas unidades metassedimentares supracrustais, especialmente nos cinturões dobrados que margeiam o Cráton do São Francisco.

2.2- LITOESTRATIGRAFIA

O Quadrilátero Ferrífero compreende quatro grandes unidades litoestratigráficas que são os Complexos metamórficos, formados por terrenos granito-gnáissicos, localmente migmatizados, de composição tonalítica a granítica, o Supergrupo Rio das Velhas, representado por seqüências vulcano-sedimentares constituindo um *Archean Greenstone Belt*; o Supergrupo Minas e o Grupo Itacolomi, formados por metassedimentos plataformais; além de corpos intrusivos comumente de caráter básico que ocorrem como corpos nas formas de

sill ou diques nas unidades anteriores (Figura 2.3), esses corpos podem se apresentar com ligeira foliação em sua borda ou desprovidos desta.

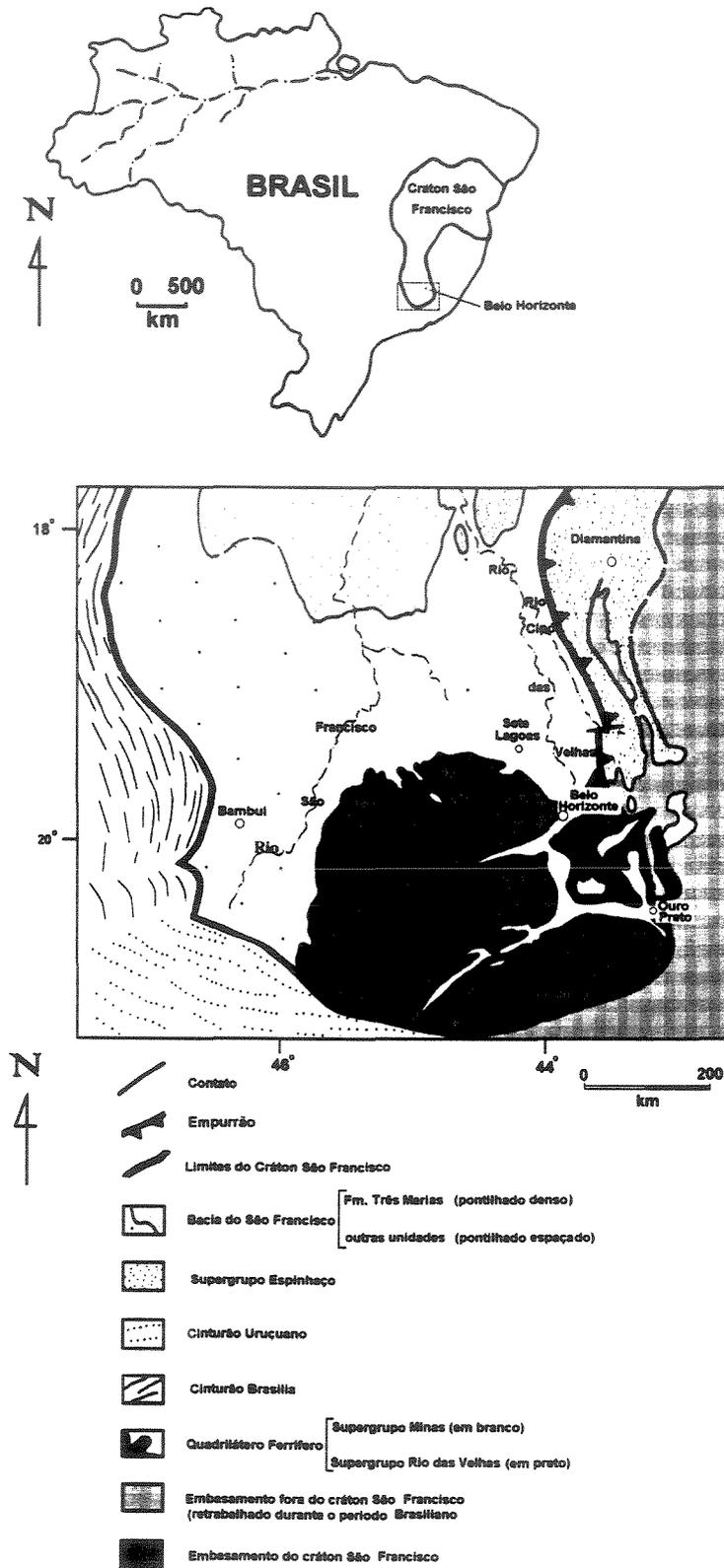


Figura 2.1- Localização geotectônica do Cráton do São Francisco (Almeida, 1977, Marshak & Alkmim, 1989).

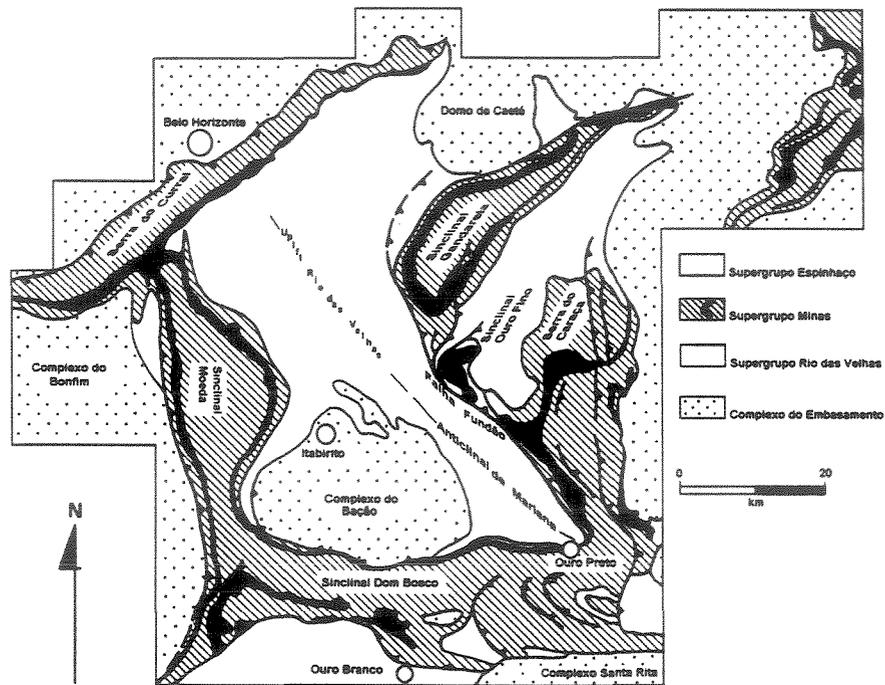


Figura 2.2- Mapa geológico do Quadrilátero Ferrífero (Dorr, 1969 e Marshak & Alkmim, 1989).

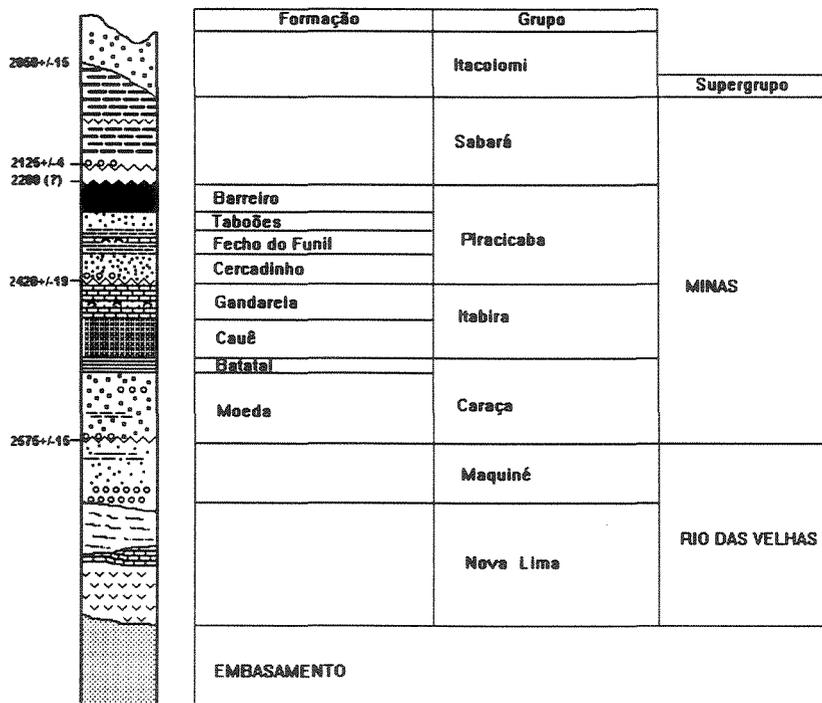


Figura 2.3- Coluna estratigráfica do Quadrilátero Ferrífero, com limites temporais para a sedimentação (em Ma) (Renger *et al.* 1994 e Noce, 1995).

2.2.1- Os Complexos Metamórficos

Os Complexos Metamórficos situam-se principalmente às margens do Quadrilátero Ferrífero, sendo representados por diversos corpos gnáissicos de composição tonalítica a granítica e, subordinadamente, por granitos, granodioritos, anfibolitos, intrusões máficas e ultramáficas (Herz, 1970; Cordani *et al.*, 1980; Evangelista & Müller, 1986 e Carneiro, 1992).

Os representantes de maior importância dessa unidade são: o Complexo do Bação, que é o único a ocupar posição central no Quadrilátero Ferrífero, o Complexo Bonfim, a oeste; o Complexo Congonhas, a sudoeste; o Complexo Santa Rita, a sudeste; o Complexo Caeté, a nordeste, e o Complexo Belo Horizonte, a norte e o Complexo Metamórfico Santa Bárbara, a leste da Serra do Caraça (Figura. 2.2).

Dorr (1969) não considerou esses corpos granito-gnáissicos como representantes do embasamento cristalino local, mas sim como corpos intrusivos. Posteriormente, Almeida (1978), Cordani *et al.* (1980), Teixeira (1982), Ladeira (1983) e Evangelista & Müller (1986), consideraram os complexos granito-gnáissicos como representantes de porções de um antigo embasamento, que foi retrabalhado em eventos posteriores. Carneiro (1992), em estudo detalhado na porção norte do Complexo Bonfim, atesta a existência de embasamento arqueano remobilizado.

2.2.2- Supergrupo Rio Das Velhas

As rochas metavulcânicas e metassedimentares mais antigas identificadas no Quadrilátero Ferrífero foram inicialmente definidas como sendo a base da “Série” Minas (Derby, 1906). Posteriormente, Dorr *et al.* (1957) propuseram a denominação de “Série” Rio das Velhas, (hoje, Supergrupo) subdividindo-o em dois grupos nomeados, da base para o topo, Nova Lima e Maquiné.

O Grupo Nova Lima foi interpretado por Almeida (1976), Schorscher (1976), Pires (1977) e Ladeira (1980), como uma seqüência vulcano-sedimentar do tipo *Greenstone Belt*.

Ladeira (*op. cit*) propõe a subdivisão deste Grupo, da base para o topo, em três unidades: unidade metavulcânica, constituída por serpentinitos, esteatitos, talco-xistos, anfíbolitos, metatufos e komatiitos com estruturas tipo *spinifex*; unidade metassedimentar química composta por xistos carbonáticos, metacherts e formação ferrífera bandada e unidade metassedimentar clástica, representada por quartzo-xistos, quartzo-filitos, quartzitos impuros e metaconglomerados.

Não existe um consenso quanto ao empilhamento do Grupo Nova Lima; diversos modelos têm sido propostos na literatura, entretanto este assunto não é objeto de análise do presente trabalho. Para uma revisão detalhada do tema consultar Schrank & Silva (1993) e os resultados do Projeto Rio das Velhas (CPRM, 1996).

Acima do Grupo Nova Lima assenta-se o Grupo Maquiné, caracterizado por O'Rourke (1957) como sendo constituído por quartzitos sericíticos, quartzo xistos e filitos.

2.2.3- Supergrupo Minas

O Supergrupo Minas, originalmente definido como "Série" Minas por Derby (1906) e Harder & Chamberlin (1915), foi subdividido por Dorr (1969) em quatro grupos, da base para o topo: Tamanduá, Caraça, Itabira e Piracicaba. O Supergrupo Minas está sobreposto às unidades do Supergrupo Rio das Velhas e dos Complexo Metamórficos em discordância (Dorr, 1969; Ladeira & Viveiros, 1984).

O Grupo Tamanduá, constituído por quartzitos, filitos, xistos quartzosos e argilosos, itabiritos e dolomitos, não tem um posicionamento estratigráfico definido. Inicialmente Simmons & Maxwell (1961) o consideraram como pertencente à "Série" Rio Das Velhas, posteriormente Dorr (*op. cit.*) o incluiu na "Série Minas. Ladeira & Viveiros (*op. cit.*) o correlacionaram ao Supergrupo Espinhaço. Machado *et al.* (1996) demonstraram que partes do Grupo Tamanduá pertencem ao Grupo Caraça, enquanto outras pertencem ao Grupo Itacolomi.

Na classificação de Ladeira & Viveiros (*op. cit.*) o Supergrupo Minas é constituído, da base para o topo, pelo Grupo Caraça (unidade clástica basal), pelo Grupo Itabira (unidade

clasto-química intermediária) e, por último, pelo Grupo Piracicaba (unidade químico-clástica superior).

O Grupo Caraça é composto pelas Formações Moeda (basal) e Batatal (topo). A primeira é constituída por conglomerado basal, quartzitos puros e filitos, enquanto a segunda é representada por filitos sericíticos prateados, podendo apresentarem-se também grafitosos (Dorr, 1969).

O Grupo Itabira compreende, da base para o topo, a Formação Cauê e a Formação Gandarela, sendo a primeira composta principalmente por itabiritos, localmente carbonáticos e a segunda por dolomitos (Dorr *op.cit.*).

O Grupo Piracicaba é subdividido em cinco formações, da base para o topo :Formação Cercadinho (quartzitos e filitos, que podem ser ferruginosos); Formação Fêcho do Funil (filitos e dolomitos, com suas variações); Formação Taboões (quartzitos finos); Formação Barreiro (filitos e filitos grafitosos) e Formação Sabará (filitos, clorita- xistos, grauvacas e, localmente, metatufos e cherts) (Dorr *op. cit.*).

2.2.4- Grupo Itacolomi

O Grupo Itacolomi, originalmente “Série” Itacolomi, foi dividido por Guimarães (1931) em três unidades: basal (quartzitos e metaconglomerados), média (filitos) e superior (quartzitos).

Alkmim (1987) propõe uma correlação entre os metassedimentos desse grupo e os da Formação Moeda e do Grupo Tamanduá, representando uma mesma unidade faciológica.

2.3- GEOCRONOLOGIA E METAMORFISMO

Nos últimos 15 anos o conhecimento geocronológico do Quadrilátero Ferrífero teve sensíveis progressos, período no qual foram desenvolvidos dezenas de trabalhos visando esclarecer a complexa evolução geológica desta região, acumulando assim uma quantidade apreciável de dados.

Cordani *et al.* (1980) propõem a existência de três eventos tectono-metamórficos principais para a região: durante o primeiro evento, pré-Minas, há 2.700 Ma, teriam se formado as rochas gnáissicas e migmatíticas; no segundo e principal evento de cristalização sintectônica (diastrofismo Minas), há 2.000 Ma, portanto transamazônico, houve metamorfismo regional atingindo fácies anfíbolito inferior; e no terceiro evento de 500 a 600 Ma, Brasileiro, houve metamorfismo regional regressivo e tectônica compressiva, além de fraturamento em escala regional.

Teixeira (1985) considera que o período mais importante de formação crustal ocorreu entre 3.000 Ma e 2.600 Ma, enquanto de 2.400 a 2.100 Ma teria ocorrido o Evento Transamazônico causando reativação crustal.

Machado *et al.* (1989) baseados em geocronologia de U-Pb concluem que: i)- as rochas félsicas do Grupo Nova Lima têm idade de 2.776 \pm 10 Ma; ii)- os granitóides Moeda e Caeté não são parte do embasamento do Grupo Nova Lima, mas contemporâneos à atividade vulcânica félsica do Grupo Nova Lima; iii)- o último evento termal importante registrado no Complexo Metamórfico do Bação situa-se entre 2.059 \pm 6 e 2.022 Ma.

As litologias do Supergrupo Minas e do Supergrupo Rio das Velhas foram submetidas a um metamorfismo regional dinamo-termal, tipo barroviano, geralmente na fácies xisto-verde, denotado pela distribuição regional de cianita nas rochas ricas em alumínio. Evangelista (1992) observa, de modo geral, que o metamorfismo diminui de leste para oeste.

Nas zonas adjacentes aos domos granito-gnáissicos, Herz (1978) observou aureólas de grau metamórfico mais elevado que o metamorfismo regional, sendo mineral e texturalmente compatíveis com metamorfismo de contato. Estas aureólas são consideradas como argumentos favoráveis à origem intrusiva de domos granito-gnáissicos, por Dorr (1969) e Herz (*op. cit.*). Entretanto esses domos as vezes são mais antigos do que as “encaixantes” e portanto, não podem ser considerados como intrusivos, nos trabalhos de Roeser (1977), Almeida, (1978), Cordani *et al.* (1980), Ladeira (1980) e Ladeira *et al.* (1983) *apud* Alkmim *et al.* 1989 são demonstrados que essas rochas “ graníticas intrusivas “ representam na realidade o Complexo do Embasamento local, a não ser que tenham sido remobilizados.

Carneiro (1992) através de estudos geocronológicos do Complexo Metamórfico Bonfim Setentrional nos sistemas U/Pb, Rb/Sr e K/Ar, demonstra a existência de três fases principais de reequilíbrio isotópico, assim estabelecidas: i)- entre 2.780-2.772 Ma, no Arqueano Superior, ocorreu o principal evento de recristalização metamórfica e/ou cristalização ígnea local (evento tectôno-termal Rio das Velhas), com condições metamórficas de fácies anfíbolito; ii)- entre 2.100-1.900 Ma tem lugar o segundo evento tectôno-termal responsável pelo metamorfismo e deformação do Supergrupo Minas (evento Transamazônico); iii)- as idades entre 1.200-1.000 Ma seriam decorrentes, provavelmente de um evento do Proterozóico Médio.

Olivo (1994) estudando a mineralização aurífera associada aos itabiritos da Formação Cauê, no distrito de Itabira, nordeste do Quadrilátero Ferrífero, conclui que o principal evento de mineralização foi contemporâneo com o pico do metamorfismo regional termal (600°C) cuja idade é estimada por datações Pb-Pb em 1.900 ± 200 Ma, concordante com o metamorfismo do Supergrupo Minas (evento Transamazônico).

Noce (1995) durante estudos geocronológicos no Complexo Belo Horizonte conclui que o mesmo é um segmento de crosta arqueana. Análises isotópicas de U-Pb em zircões de mobilizado migmatítico do Complexo fornecem idade de 2.860 ± 10 Ma. Titanitas deste mobilizado e de gnaisses, do mesmo Complexo, apresentam um intercepto inferior em 2.041 ± 5 Ma, idade esta interpretada como de retrabalhamento no Evento Transamazônico do Complexo Belo Horizonte. Datação U-Pb em rutilos de uma zona de cisalhamento mineralizada a ouro, cortando o Grupo Nova Lima, com resultado embora discordante, tem idade mínima de 2.580 Ma. O autor também encontrou monazitas em veios quartzo-feldspáticos na Falha do Engenho, com idade U-Pb de 596 Ma, tendo interpretado a colocação dos veios, além de rejuvenescimento isotópico, como reflexo da reativação de estruturas pre-existentes (Falha do Engenho) durante a deformação Brasileira.

Até a poucos anos atrás acreditava-se que o Evento Brasileiro era o principal evento tectono-termal modelador do Quadrilátero Ferrífero, especialmente na sua porção leste. Entretanto trabalhos mais recentes (e.g. Machado *et al*, 1989; Olivo 1994; Noce 1995) têm demonstrado que grande parte das idades agrupam-se em torno 2.000 Ma (Evento Transamazônico), indicando assim para uma influência tectôno-termal mais importante durante o Evento Transamazônico e não durante o Brasileiro.

Atualmente tem-se um enquadramento geocronológico satisfatório das principais unidades litoestratigráficas do Quadrilátero Ferrífero. O Supergrupo Rio das Velhas apresenta idades em torno de 2.772 e 2.776 Ma, enquanto para o Supergrupo Minas, embora não tendo o seu limite basal (Formação Moeda-Grupo Caraça) bem demarcado, o início de sua sedimentação é estimado em torno de 2.575 +/-15 Ma, (e.g. Renger *et al.*, 1995, Noce, 1995). O topo da porção intermediária (Formação Gandarela-Grupo Itabira) têm idade em torno de 2.420 +/-25 Ma (Babinski *et al.*,1991), e o topo do Grupo Piracicaba tem idade mínima de deposição em torno de 2.125 Ma (Babinski *et al. op. cit.*). O Grupo Sabará, de posicionamento litoestratigráfico incerto, tem um intervalo de deposição, sugerido por Noce (1995), entre 2.125 e 2.035 Ma. Este autor também acredita que se a deposição do Grupo Itacolomi foi contínua à deposição do Grupo Sabará a sua idade máxima estaria balizada pelo evento (colisional) Transamazônico, entre 2.065-2035 Ma (figura 2.3).

Uma ampla revisão dos dados geocronológicos do Quadrilátero Ferrífero pode ser encontrada nos trabalhos de Teixeira (1993) e Machado *et al.* (1996).

2.4- GEOLOGIA ESTRUTURAL

O Quadrilátero Ferrífero é uma das áreas de geologia clássica do Pré-Cambriano no mundo e, apresenta uma evolução geológica extremamente complexa, a qual já foi tema de inúmeros trabalhos, entretanto ainda restam muitas questões a serem resolvidas.

Entre os vários estudos realizados sobre a evolução geológica do Quadrilátero Ferrífero ressaltam-se aqui aqueles de maior destaque na literatura.

Barbosa (1961) analisou as grandes estruturas existentes no Q.F. e chegou à seguinte proposta de evolução tectônica: numa primeira fase, após a deposição da Sequência Rio das Velhas, houve uma intrusão generalizada de granitos, dando origem a grandes estruturas dômicas; na segunda fase ocorreu a sedimentação das unidades do Supergrupo Minas e, posteriormente, do Grupo Itacolomi. O diastrofismo principal, ocorre na terceira fase, sob ação de esforços orientados principalmente segundo W-E e, em seguida, segundo N-S.

Os trabalhos realizados pelo convênio USGS-DNPM, durante o final dos anos cinquenta e início dos anos sessenta, visando a pesquisa de minério de ferro, foram compilados por Dorr(1969), constituindo-se em um estudo modelo do Q.F., pois trouxe importantes contribuições para a conhecimento da evolução tectônica e do empilhamento estratigráfico da região. O autor propõe três eventos de deformação: o primeiro, pós-Rio das Velhas e pré-Minas, com transporte tectônico de E para NW; o segundo, pós-Minas e pré-Itacolomi de difícil identificação; o terceiro e principal evento, pós-Itacolomi envolveu todas as litologias pré-cambrianas, com transporte tectônico para WNW.

Ladeira & Viveiros (1984), afirmam que a evolução da deformação no Q.F. teria se dado em seis eventos sucessivos. O mais antigo D_1 afetaria apenas o Supergrupo Rio das Velhas e seria marcado por dobramentos, com geração de dobras em todas as escalas, vergentes para NE. O evento D_2 , afetaria principalmente o Supergrupo Minas, caracterizando-se por dobramentos isoclinais recumbentes associados à foliação S_2 , a mais proeminente no Q.F., “mullions” EW e vergência para S. Os eventos D_3 e D_4 , coaxiais, gerariam dobras em todas as escalas, vergentes para N. O evento D_5 teria produzido estruturas transversais a todos os demais, com orientação predominante NS, e por último, o evento D_6 causaria fraturamento generalizado.

Marshak & Alkmim (1989) propõem a atuação de quatro eventos tectônicos, de idade pós-Minas para explicar a evolução estrutural do Quadrilátero Ferrífero. O primeira evento (D_1), de caráter contraccional, gera *fold-thrust belts* e zonas de cisalhamento associadas, com vergência para NW. O segundo (D_2), também compressivo e em condições crustais rasas, gera dobras com direção E-W a WNW-ESE e falhas reversas, em resposta a uma compressão NS. O terceiro evento (D_E), diferente dos anteriores é de natureza extensional, manifestado por falhamentos normais e intrusões de diques máficos. O evento terminal (D_3), também de caráter compressional, resulta em *fold-thrust belts* vergentes para W.

Chemale *et al.* (1992 e 1994) propuseram a estruturação do Q.F. através da interação de dois grandes grupos de estruturas. O primeiro grupo é gerado por um evento extensional, no Transamazônico, enquanto o segundo grupo é formado pela ação de um evento compressivo, no Brasileiro, com transporte tectônico de E para W.

Marshak *et al.* (1992) fazem correções ao modelo de Marshak & Alkmim (1989), e sugerem um evento tectônico extensional responsável pela geração de estruturas tipo domos e calhas. A justaposição de rochas quentes dos domos e das rochas supracrustais mais frias

proporcionou o desenvolvimento de auréolas de metamorfismo de contato, especialmente nas rochas do Grupo Sabará no contato com as rochas do Complexo Metamórfico Belo Horizonte. Alkmim *et al.* (1994) dataram a idade de geração desta auréolas em 2.100 Ma, pelo sistema isotópico Sm/Nd em granadas, moscovitas e rocha total. Estas auréolas foram geradas, portanto no ciclo Transamazônico.

Chauvet *et al.* (1994) propõem dois eventos tectônicos para a deformação do Quadrilátero Ferrífero, um primeiro Transamazônico, de caráter extensional, e um segundo, Brasileiro, de natureza compressiva, que geraria estruturas extensionais quando de seu relaxamento.

CAPÍTULO 3

A MINA DE PASSAGEM

3.1- SÍNTESE DOS ESTUDOS PRÉVIOS REALIZADOS SOBRE A MINA DE PASSAGEM

As primeiras informações acerca da geologia da região, que compreende Ouro Preto e Mariana, são referidas a Eschwege (1815 *apud* Eschwege, 1833), quando o autor chama a atenção para a associação ouro-"carvoeira" (turmalinito). Posteriormente, em 1833, Eschwege apresenta a primeira coluna geológica para a área, onde reconheceu da base para o topo: xisto argiloso, quartzito itacolomito, itabirito, xistos argilosos acinzentados, calcário, xisto argiloso e, por último, uma segunda camada de quartzito itacolomito.

Ferrand (1894), apresenta uma coluna geológica mais detalhada para a mina, onde observa, da base para o topo: mica-xistos quartzosos; quartzitos xistosos - onde encaixa-se o veio mineralizado, à quartzito leitoso, turmalina e arsenopirita; xisto negro grafitoso; xisto criptocristalino e finalmente itabirito.

Hussak (1898) conclui que algumas litologias da mina são resultantes de metamorfismo de contato, principalmente os xistos à estauroлита, e seriam o reflexo de intrusões graníticas, às quais os veios de quartzito auríferos estariam associados. O autor cita um afloramento de rocha granítica no morro de São Sebastião, afloramento este nunca reencontrado.

Derby (1911) adere às idéias de Hussak *op. cit.*, também atribuindo uma origem pegmatítica para a mineralização, dividindo sua gênese em três etapas: i)- extensivo fraturamento nas litologias mais competentes (quartzitos), encapsulado entre rochas dúcteis. As fraturas são preenchidas com minerais característicos de granitos e interpretados como veios de pegmatitos; ii)- novo fraturamento ocorre afetando os pegmatitos formados anteriormente, os quais são preenchidos com soluções ricas em SiO_2 , B, $\text{H}_2\text{O}_{(v)}$, CO_2 e F; iii)-

no final da segunda etapa ocorre novo fraturamento, com posterior ação pneumatolítica e a entrada de S, Sb, óxidos metálicos, Au e Ag. Estas idéias de Derby (*op. cit.*) são também compartilhadas por Oliveira (1926).

Guimarães (1935) aceita a coluna estratigráfica proposta por Ferrand (*op. cit.*), entretanto postula que dolomitos constituem o litotipo principal.

Legraye (1937) compara o depósito de Passagem com o de Salsigne, na França, observando semelhanças, entre as quais, a presença precoce de arsenopirita e desenvolvimento posterior de calcopirita, bismuto e ouro. Propõe que o depósito de Passagem seria de natureza ígnea, tal qual o de Salsigne, sendo que este teria se formado no início da atividade pegmatítica-pneumatolítica, enquanto o de Passagem ter-se-ia formado no final desta fase. Entretanto a característica mais marcante do depósito de Passagem, a presença de turmalinito, não ocorre em Salsigne (!).

Lacourt (1938) acredita que existe íntima relação entre a Anticlinal de São Bartolomeu-Passagem e a mineralização na região de Ouro Preto e Mariana. Descreve a mineralização em Passagem como um veio camada, situando-o na crista da anticlinal.

Barbosa *et al.* (1948) baseados em estudos petrográficos atribuem uma origem ígnea para o depósito de Passagem, de modo semelhante ao proposto por Hussak (*op. cit.*) e Derby (*op. cit.*). Ponderam que os veios são aproximadamente concordantes com a foliação dobrada e localizados na porção intermediária do Supergrupo Minas. Observam também veios de ligação transversais às camadas. Concluem que a colocação das soluções mineralizantes seria controlada por fraturas transversais e por zonas de brechação paralelas as camadas. Para estes autores, a mineralização ocorreu após o último período orogenético que afetou o Supergrupo Minas, em condições variando de hipotermiais até mesotermiais (deposição do ouro). Dobras parasíticas exerceriam o controle estrutural da mineralização.

Maia (1950) caracteriza a mineralização em Passagem como hipotermal, embora não descarte a presença de diques pegmatíticos, representativos de apófises graníticas, que se encontrariam abaixo do nível 720 m, portanto, inacessíveis atualmente. Classifica os veios em dois tipos: i)- de fissura, preenchendo fraturamento; e ii)- de substituição (metassomáticos), com a formação de turmalina nos contatos dos veios com pelitos. Os veios seriam grosseiramente lenticulares, sendo paralelos a foliação, embora também possam seccioná-la.

Rolf (1952) inicialmente refuta uma gênese ígnea para o depósito da Passagem, com base na pequena quantidade de feldspato e sericita existente, entretanto ao final admite uma

fase pegmatítica. Para o autor a mineralização situa-se no horizonte médio do Supergrupo Minas, representado localmente por itabiritos, filitos e dolomitos.

Guimarães (1965) sugere que a mineralização ocorreu em porções dolomíticas do Supergrupo Minas. Concorda com as idéias de Hussak (*op. cit.*) e Derby (*op. cit.*), quanto à gênese e as etapas de mineralização, associando-as a três épocas: i)- injeção pegmatítica (granitização Huroniana, metamorfismo de contato - condições de catazona); ii)- movimentação tectônica, com fissuramento do pegmatito formado anteriormente e posterior metassomatose pneumatolítica, originando a mineralização (diastrofismo Penoqueano - condições de mesozona); iii)- tectônismo, sucedido por metassomatose hidrotermal (diastrofismo Caledoniano - condições de epizona).

Barbosa (1968) afirma que a mineralização é constituída por um veio camada concordante com a foliação e é condicionada majoritariamente por duas estruturas. A primeira representada por uma falha de empurrão de grande dimensão, geralmente concordante com a foliação, que possibilita a omissão e variação significativa na espessura de camadas, notadamente do Grupo Caraça. A segunda estrutura, representada pelo arqueamento em domo do anticlinal São Bartolomeu-Passagem (Anticlinal de Mariana), durante o seu soerguimento provocaria a reabertura do plano da falha de empurrão nucleada anteriormente, nessa etapa ocorreria a mineralização.

Guimarães (1970) faz uma revisão sobre a gênese do ouro na porção central de Minas Gerais, onde aborda a Mina da Passagem, mas não adiciona nenhuma mudança significativa ao seu modelo anterior (Guimarães, 1965).

Fleischer (1971) propõe uma concepção inteiramente nova para o depósito da Passagem de Mariana, caracterizando-o como singenético ao filito cinza grafitoso da Formação Batatal, sendo que suas variações laterais representariam mudanças de fácies, portanto haveria um forte controle paleogeográfico. O autor propõe que o depósito tenha sido afetado por duas fases deformacionais sendo que o turmalinito ter-se-ia formado no máximo na primeira fase de deformação do Supergrupo Minas. A repetição de camadas na área seria reflexo de dobramentos.

Fleischer & Routhier (1973) fazem uma síntese do trabalho de Fleischer (*op. cit.*), acrescentando que a Formação Batatal apresenta uma concentração de boro acima do *background* regional.

Barbosa *et al.* (1974) divergem frontalmente das proposições de Fleischer & Routhier (1973) quanto a gênese do depósito de Passagem, reafirmando uma origem epigenética, associando a falhamentos de empurrão e afirmando que na região da mina não existem dobras recumbentes, como proposto pelos autores precedentes.

Suszczynski (1977 e 1978), concordando em parte com Fleischer & Routhier (*op. cit.*), propõe uma origem singenética-sinsedimentar para o depósito de Passagem, enfatizando um papel relevante das transgressões e regressões marinhas sobre a gênese da mineralização aurífera de Passagem. Localiza o depósito no topo de uma seqüência transgressiva e na base de uma regressiva e sugere que a extensão natural da mineralização dá-se em direção ao Pico do Itacolomi.

Ladeira (1984), questiona as idéias de Fleischer & Routhier (*op. cit.*) sobre a rocha hospedeira da mineralização como sendo o filito da Formação Batatal, em função dos seguintes argumentos: i)- grande complexidade da área; ii)- há filitos semelhantes no Grupo Nova Lima, nas proximidades; iii)- a paragênese de Passagem é semelhante àquela de Morro Velho, exceto quanto aos turmalinitos e minerais de Sb, sendo esta considerada como singenética e hospedada no Grupo Nova Lima.

Heineck *et al.* (1986) estudando a mina de Mata Cavalos, em continuidade lateral com a mina de Passagem, observaram que naquela não ocorrem nem o filito grafitoso da Formação Batatal, nem o dolomito que ocorre entre esta e o itabirito Cauê. Propõem que a mineralização aurífera principal posiciona-se entre o quartzito Moeda e o itabirito Cauê, na forma de um veio-camada (hidrotermalito), constituído por quartzo, turmalina e sulfetos. Associam a mineralização epigenética a falhamentos de empurrão e descartam uma gênese singenética.

Fleischer & Vial (1986) apresentam seus modelos genéticos para o depósito de Passagem. O primeiro autor retorna as idéias singenéticas já abordadas em Fleischer (1971) e Fleischer & Routhier (1973), enquanto o segundo, partidário de um modelo epigenético, faz considerações favoráveis a esse modelo.

Duarte *et al.* (1987) fazem uma análise petrográfica de um dos setores do depósito (Pia Nova), onde distinguem oito litotipos.

Vial (1988) a partir de mapeamento da mina distingue dez unidades litológicas. Correlaciona o itabirito, que constitui a capa da mineralização, com a Formação Cauê e um quartzo-carbonato-biotita-sericita-xisto, da base da seqüência, ao Grupo Nova Lima. O autor

acredita que as unidades localizadas entre o itabirito e o xisto basal constituam um complexo tectônico imbricado, com litologias de formações distintas agrupadas. Defende também que a região foi submetida a quatro fases deformacionais, sendo a segunda fase a mais proeminente na área. Nesta fase desenvolveram-se falhas de empurrão, às quais a mineralização estaria associada, que colocaram diferentes litologias em contato com o itabirito Cauê. Na sua proposta o Anticlinal de Mariana ter-se-ia formado na quarta e última fase deformacional. Defende ainda que a mineralização em Passagem é epigenética com os seguintes argumentos: i)- a mineralização é tabular, grosseiramente concordante com o bandamento; ii)- vários tipos litológicos servem como encaixantes da mineralização; iii)- os corpos de minério interceptam a xistosidade e os contatos em baixo ângulo; iv)- o ouro associa-se principalmente a sulfetos, especialmente à arsenopirita.

Duarte (1991) com base em trabalho de mapeamento e petrografia, conclui que a mineralização tem uma contribuição epigenética maior que a singenética. As principais conclusões da autora são: i)- a capa da mineralização é representada por uma formação ferrífera bandada; ii)- as rochas carbonáticas existentes na porção intermediária da seqüência litológica da porção SW do depósito pertencem ao Grupo Nova Lima; iii)- a área estudada foi afetada por três fases deformacionais, sendo que a segunda fase corresponde a uma tectônica horizontal, ao passo que a terceira é do tipo vertical, com amplo fraturamento e associada ao arqueamento dômico que gerou a Anticlinal de Mariana; iv)- o metamorfismo é progressivo, com pico tardi- a pós- D_2 ; v)- os turmalinitos ocorrem espacialmente associados a veios de quartzo e carbonato; vi)- "os turmalinitos da porção SW da Mina da Passagem formaram-se a partir da mobilização metamórfica sofrida pelas rochas hospedeiras, desde após a primeira fase de deformação até o final da segunda"; vii)- o ouro depositou-se tardi- e pós D_2 ; viii)- o ouro hospeda-se na arsenopirita e esta, por sua vez, aloja-se em turmalinito, veios de quartzo e veios de quartzo e carbonato; ix)- a mineralização no setor SW do depósito de Passagem está associada a intenso hidrotermalismo (geração de veios de quartzo e, quartzo e carbonato) e substituição (formação de turmalinitos) que acompanharam a evolução tectono-metamórfica da área.

Chauvet *et al.* (1993) e Chauvet *et al.* (1994) em estudos referentes a evolução estrutural do Quadrilátero Ferrífero e baseados principalmente em análise microestrutural, propõem que as mineralizações auríferas na região de Ouro Preto, incluindo-se aí o depósito da Passagem de Mariana, situam-se no contato da base do Supergrupo Minas com o topo do

Supergrupo Rio das Velhas. Diferente de todos os estudos realizados até então sobre o depósito de Passagem, os autores concluem que a mineralização esta associada a um *late gravity sliding*, que ocorre nos estágios tardios do empurrão Brasileiro, vergente para WNW, como resposta ao relaxamento das forças compressivas. Esse deslizamento gravitacional reutilizaria a superfície da foliação como pista principal de deslocamento e seria evidenciado por *drag folds*, de eixo NS, com movimentação normal para Leste. Interpretam os veios mineralizados como fraturas de extensão do tipo "T", que estariam associadas ao mesmo *late gravity sliding*, sendo portanto a mineralização tardia (epigenética).

Os modelos propostos para mineralização aurífera de Passagem de Mariana podem ser reunidos em quatro grandes grupos, em função da gênese e/ou estilo estrutural, considerado(s) para a mesma (Oliveira *et al.* 1994 e 95).

O primeiro grupo de modelos tem em comum a proposta de que a mineralização estaria relacionada direta ou indiretamente a atividade ígnea, além de ser epigenética. Derby (1911) e Guimarães (1965) estão entre os defensores desse modelo.

O segundo grupo, compreende a hipótese de que a mineralização é epigenética mas relacionada a falhamentos de empurrão, com vergência para WNW. Entre seus defensores estão Barbosa (1968), Vial (1988) e Duarte (1991).

O terceiro grupo, compreende o modelo proposto por Fleischer & Routhier (1973) e traz como característica fundamental a interpretação da mineralização como singenética à deposição do filito Batatal.

As propostas recentes de Chauvet *et al.* (1993/94) constituem o quarto grupo, propondo que a mineralização é controlada por estruturas de escorregamento tardias (*late gravity sliding*) vergentes para ESE. Portanto o depósito seria epigenético e associado a estruturas de escorregamento.

3.2- O CENÁRIO LITOESTRATIGRÁFICO DA MINA DE PASSAGEM DE MARIANA

3.2.1- Principais Litotipos

A seqüência litológica da área estudada compreende, esquematicamente, da base para o topo: por quartzito, filito negro/acinzentado, rochas quartzo-carbonáticas, mármore, biotita-moscovita-xisto, turmalinito, itabirito e rocha anfibolítica (Figura 3.1). No anexo I a seqüência é apresentada em projeção obtida do mapeamento de galerias e aparece com mais riqueza de detalhes.

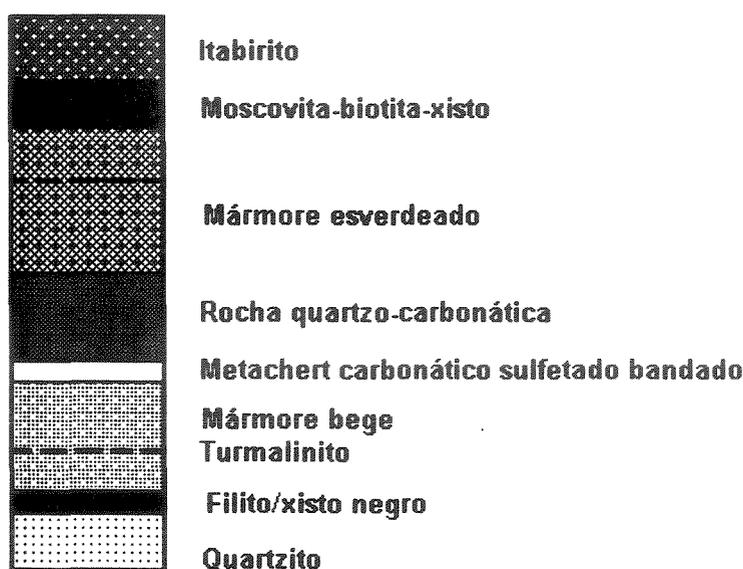
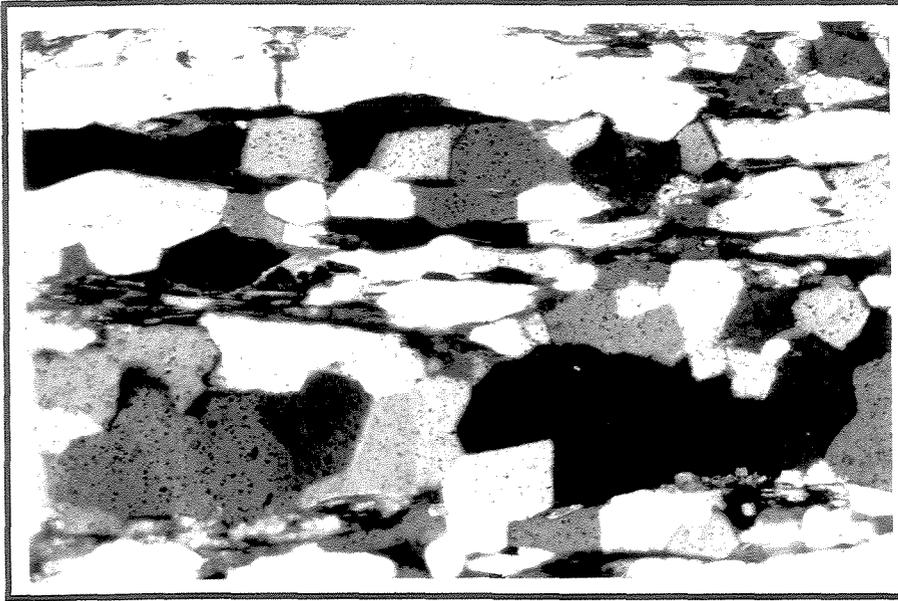


Figura 3.1. Seqüência litológica esquemática da área estudada.

Quartzito

O quartzito constitui a lapa da mineralização, sendo distribuído em praticamente toda a porção estudada. Apresenta variações na textura e na mineralogia, mudando lateral e verticalmente, passando de maciço a bandado com o aumento de filossilicatos em relação ao quartzo. O quartzito tem granulometria fina a média, com texturas granoblástica e granolepidoblástica. Localmente a quantidade de filossilicatos aumenta bastante, onde o quartzito passa gradativamente para um xisto com predomínio da textura lepidoblástica. Sua espessura não é mensurável em função dos trabalhos mineiros não terem prosseguido abaixo do mesmo. Tem exposição vertical de até 8m.

A parte maciça do quartzito tem coloração esbranquiçada e é composta basicamente por quartzo (90%) e minerais micáceos (10%). Nesta parte o quartzo encontra-se recristalizado, exhibe junções triplíceis (Foto 3.1), com tênue extinção ondulante e limites regulares a semi-regulares.



555um

Foto 3.1. Grãos de quartzo do quartzito apresentando junções triplices (MP-26B luz polarizada 2,5x - corte XZ).

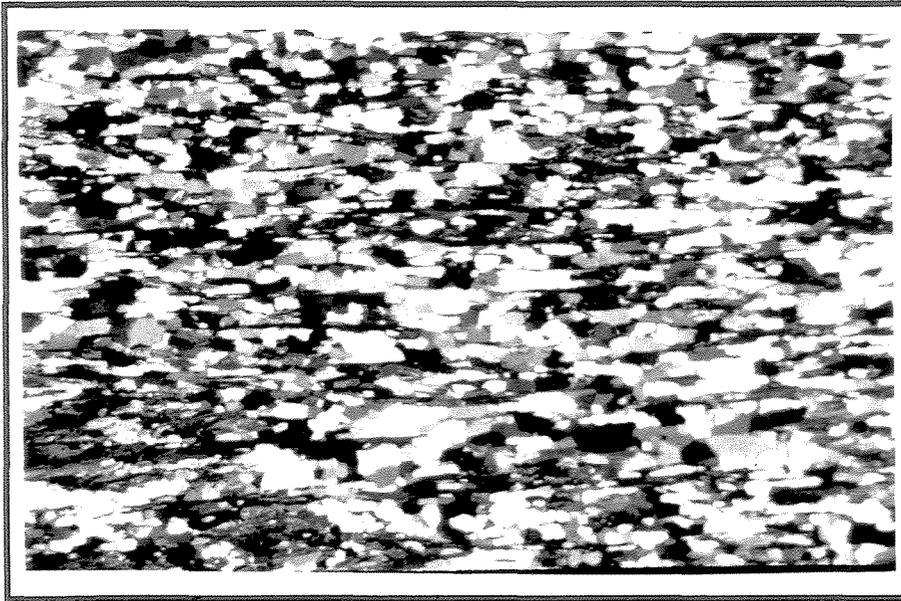
A parte laminada tem coloração acastanhada e composição mineralógica mais variada, representada por quartzo (40-65%), biotita (15-30%), moscovita (10-35%), carbonato, estauroлита, cianita, sillimanita, granada, cloritóide, turmalina, opacos (rutilo e pirita), zircão e monazita. Comumente o quartzito laminado é bastante deformado, exibindo foliação milonítica com desenvolvimento de textura do tipo *ribbon* (Foto 3.2).

A moscovita ocorre como cristais tabulares dispendo-se paralelamente à foliação, imprimindo uma textura lepidoblástica à rocha. Estruturas do tipo *mica fish*, indicando movimento inverso, são encontradas na moscovita. Quando a moscovita concentra-se em níveis milimétricos é comum a presença de estauroлита.

Lineação de crenulação é bem desenvolvida nos níveis moscovíticos (metapelíticos) do quartzito (Foto 3.3).

A estauroлита ocorre nos níveis moscovíticos como porfiroblastos fraturados e está suavemente crenulada, ou seja, é pré-crenulação (Foto 3.4). A granada ocorre como porfiroblastos poiquiloblásticos repletos de inclusões de quartzo.

S_m



555 μm

Foto 3.2. Trama milonítica (foliação S_m) do quartzito, mostrando textura do tipo *ribbon* nos grãos de quartzo (MP-10B nicóis cruzados 2,5x - corte XZ).

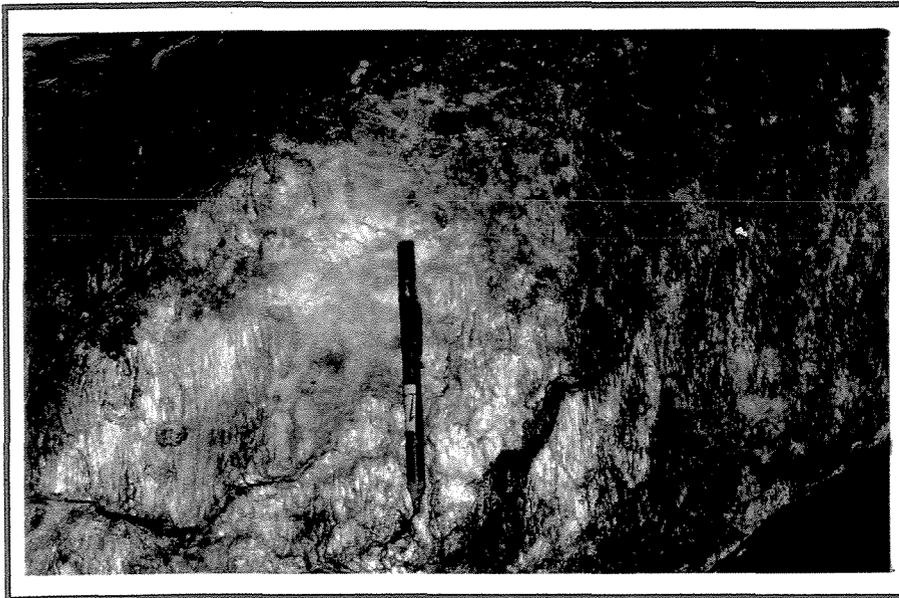


Foto 3.3. Lineação de crenulação ($160^\circ/20^\circ$) desenvolvida em nível metapelítico do quartzito (Pia Nova N.315 ponto 04).

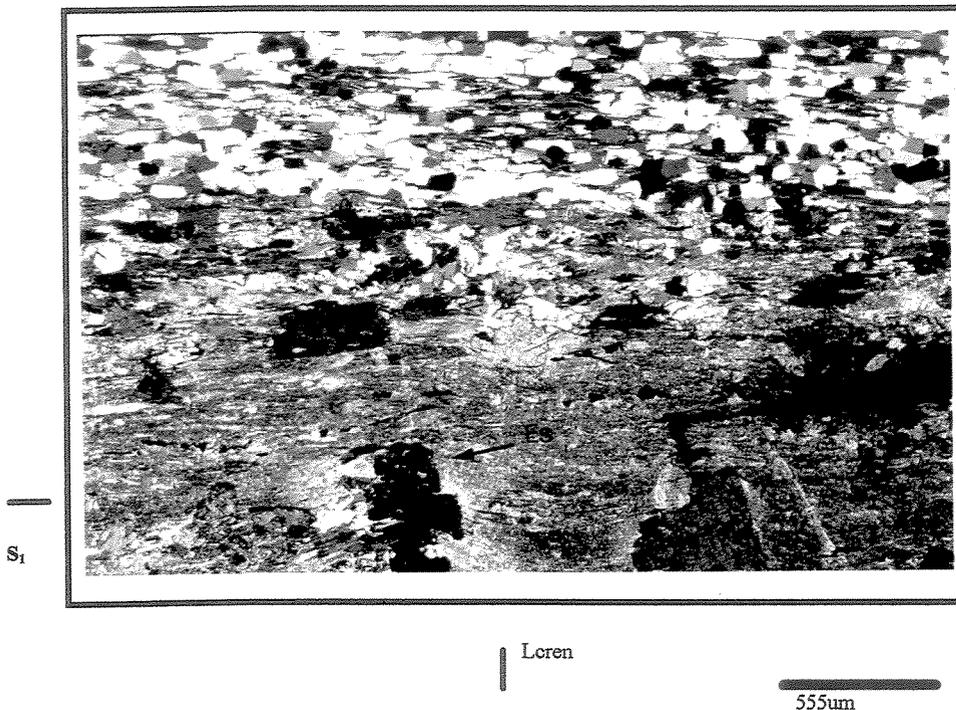


Foto 3.4. Estauroлита (Es) fraturada e suavemente crenulada, localizada em nível metapelítico do quartzito (MP-8B luz polarizada 2,5x - corte XZ).

Filito negro/acinzentado carbonoso e xistos

Os filitos e xistos negros assentam-se sobre os quartzitos, além de ocorrerem como lentes intercaladas com outras litologias em níveis estratigráficos superiores. São pouco espessos, alcançando de 0,15 m e 0,90 m (Figura 3.1). Apresentam coloração variando do cinza ao negro, exibem estrutura laminada/bandada, com foliação penetrativa e crenulação bem desenvolvidas. As intercalações desses litotipos são descontínuas e apresentam terminações laterais em forma de cunha.

Ao microscópio os filitos e xistos negros tem a aparência “suja”, com quantidades elevadas de opacos e material carbonoso. Exibem granulometria fina, entretanto localmente ocorrem níveis internos com granulometria média (xistos).

Os filitos/xistos são constituídos por quartzo (30%), biotita (35%), moscovita (15%), grafita (5%) carbonatos (0-10%), sulfetos (5%), turmalina, granada, estauroлита, cianita e zircão. O quartzo e os minerais micáceos apresentam-se orientados segundo a foliação da rocha imprimindo texturas granoblástica e lepidoblástica.

O quartzo ocorre como grãos finos agrupados nos níveis biotíticos formando, por seu arranjo, uma textura granoblástica poligonal. Ocorre também como estreitos veios, paralelos à

foliação e *boudinados*, apresentando granulometria média, com grãos bastante deformados, mostrando extinção ondulante e contatos serrilhados entre si.

A biotita ocorre de dois modos distintos: i)- como finas palhetas orientadas segundo o plano da foliação; ii)- como porfiroblastos não orientados, que crescem sobre a foliação crenulada (Figura 3.2). Esses porfiroblastos apresentam uma delgada auréola de alteração onde passam para clorita.

A moscovita ocorre como finíssimas palhetas, orientadas segundo a foliação com abundante poeira de opacos e material carbonoso.

O carbonato ocorre de modo bem discreto, sendo constituído por cristais de granulometria média, com arranjo poligonal, dispostos em estreitos níveis na rocha.

Os sulfetos ocorrem no plano da foliação e em alguns locais é possível observar uma lineação de estiramento, notadamente da arsenopirita. Entretanto, também ocorrem sulfetos mais tardios que interceptam a foliação em ângulos variados.

Em alguns locais nota-se a turmalinização desta camada, quando em contato com veios de quartzo. Localmente os filitos passam a xistos muito ricos em granada poiquiloblástica, na qual o quartzo ocorre como principal inclusão, além de opacos. A granada apresenta-se intensamente fraturada e é preenchida por sulfetos (pirrotita e pirita), além de alterar para biotita.

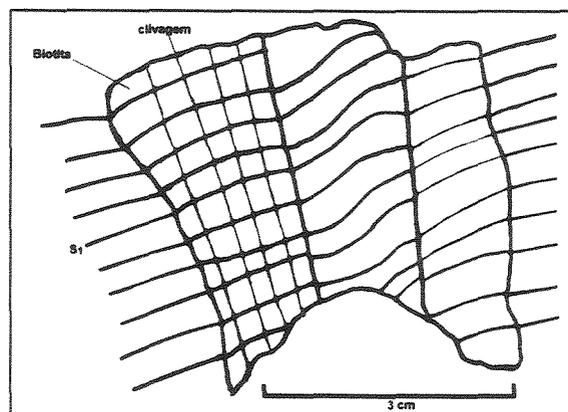


Figura 3.2. Porfiroblasto de biotita que cresceu sobre a foliação S_1 crenulada (MP-18 A ponto 09 - corte XZ).

Rocha quartzo-carbonática

A rocha quartzo-carbonáticas tem coloração cinza-escura e granulometria fina a média, sendo comumente bandada. O bandamento é manifestado pela alternância de leitos carbonáticos cinza-escuros com leitos de quartzo branco. É comum ocorrer sulfetos dispostos paralelamente a essas bandas. As rochas quartzo-carbonáticas apresentam ainda intercalações de metachert carbonático sulfetado bandado e de mármore esverdeado claro. A espessura do pacote é de no máximo 2,50 m.

Ao microscópio observa-se além do carbonato e quartzo, moscovita, biotita, sulfetos (pirrotita e arsenopirita) e os seguintes minerais acessórios: turmalina, rutilo e grafita. Nos pares de bandas ocorrem carbonato e quartzo, mas há um predomínio de um mineral sobre o outro, dependendo da banda observada. Nas bandas onde predomina sobre o carbonato, o quartzo apresenta granulometria média a grossa e encontra-se *boudinado*. O carbonato ocorre em duas faixas granulométricas distintas. Uma fina, onde os grãos portam inclusões de opacos, imprimindo uma textura granoblástica à rocha, e outra média a grossa onde o mineral constitui vênulas, dispendo-se próximo a veios de quartzo mostrando feições de dissolução e concentração de opacos em suas bordas.

Em meio ao carbonato, o quartzo ocorre como finos grãos, com suave extinção ondulante, gerando uma textura granoblástica na rocha com arranjo em junções tríplexes.

Veios *boudinados* de carbonato são comuns nesse litotipo. O carbonato desses veios ocorre na forma de grandes porfiroblastos que moldam a foliação local.

Biotita-moscovita-xistos

Os biotita-moscovita-xistos exibem coloração cinza-escura, com foliação fortemente penetrativa. Ocorrem como lentes, seguramente em mais de uma posição estratigráfica na mina: i)- encaixados na forma de delgadas lentes na rocha quartzo-carbonática, ii)- situados abaixo do itabirito (Figura 3.1), principalmente no setor sudoeste da Pia Nova, nível 315. Têm pouca espessura, não ultrapassando 0,50 m. Esse litotipo comumente encontra-se com *microboudinage*, sendo que localmente ocorrem estreitas superfícies de cisalhamento separando *boudins* (Foto 3.5). Sericita comumente preenche a região dos *necks* desses *boudins*.

Os biotita-moscovita-xistos são compostos por quartzo (30%), biotita (30%), moscovita (20%), granada (2%), além de turmalina, grafita e zircão (Foto 3.6).

A biotita ocorre em duas gerações: os cristais mais antigos, de granulometria fina dispõem-se de acordo com a orientação da foliação local, enquanto a segunda geração apresenta granulometria média com arranjo oblíquo à foliação (Foto 3.7), e são ricas em halos pleocróicos, oriundos de inclusões de minerais radioativos (zircão ?, monazita ?).

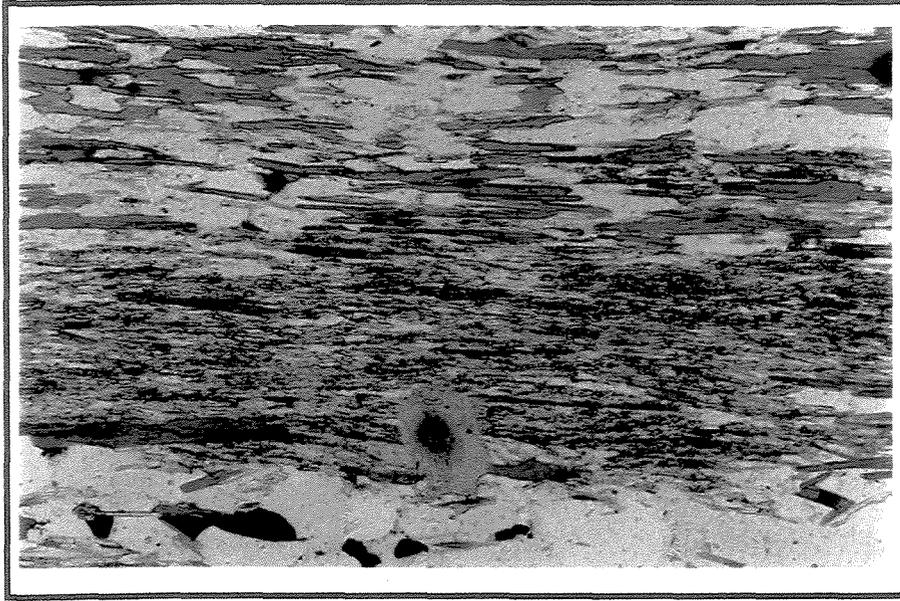
A rocha apresenta texturas granoblástica e lepidoblástica, a primeira impressa pelos grãos de quartzo recristalizados enquanto a segunda é manifestada pelo arranjo planar das micas. Nas porções mais deformadas da rocha ocorrem *ribbons* de quartzo orientados segundo a lineação de estiramento local.

A granada ocorre na forma de grandes porfiroblastos que cresceram sobre a foliação crenulada (Fotos 3.8 A e B).

Localmente este litotipo é muito rico em granada poiquiloblástica, onde domina o quartzo como principal inclusão, além de opacos. A granada apresenta-se intensamente fraturada sendo preenchida por sulfetos (pirrotita e pirita) e alterando para biotita.

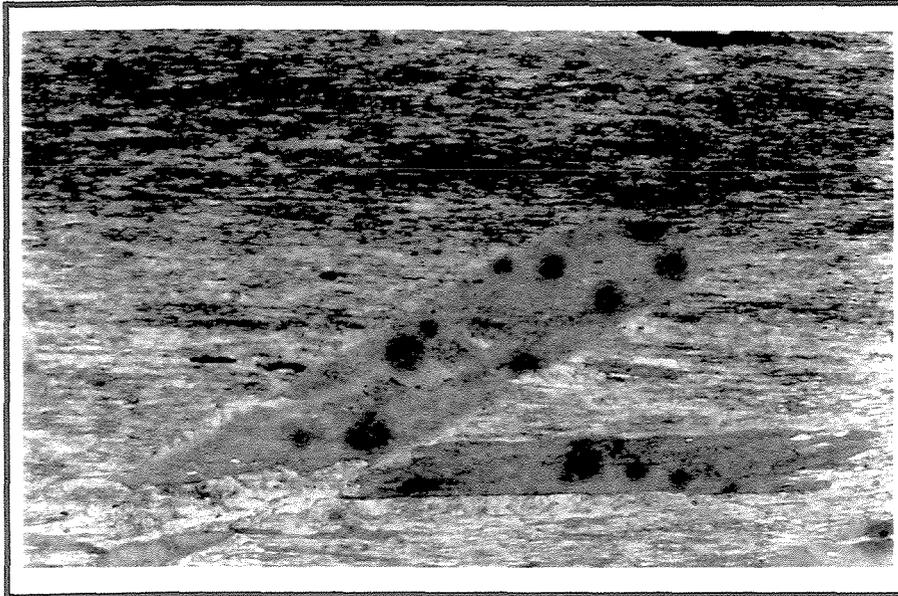


Foto 3.5. Foliação fortemente penetrativa do biotita-moscovita-xisto. Observar a superfície de cisalhamento, com movimento normal, separando os *boudins*. Sericita cresce na região do *neck*. Biotitas tardias ocorrem dispostas sobre a foliação S_1 (MP-1B luz polarizada 2,5x - corte XZ).



555um

Foto 3.6. Disposição planar dos principais constituintes mineralógicos do biotita-moscovita-xisto (MP-1B luz natural 2,5x - corte XZ).



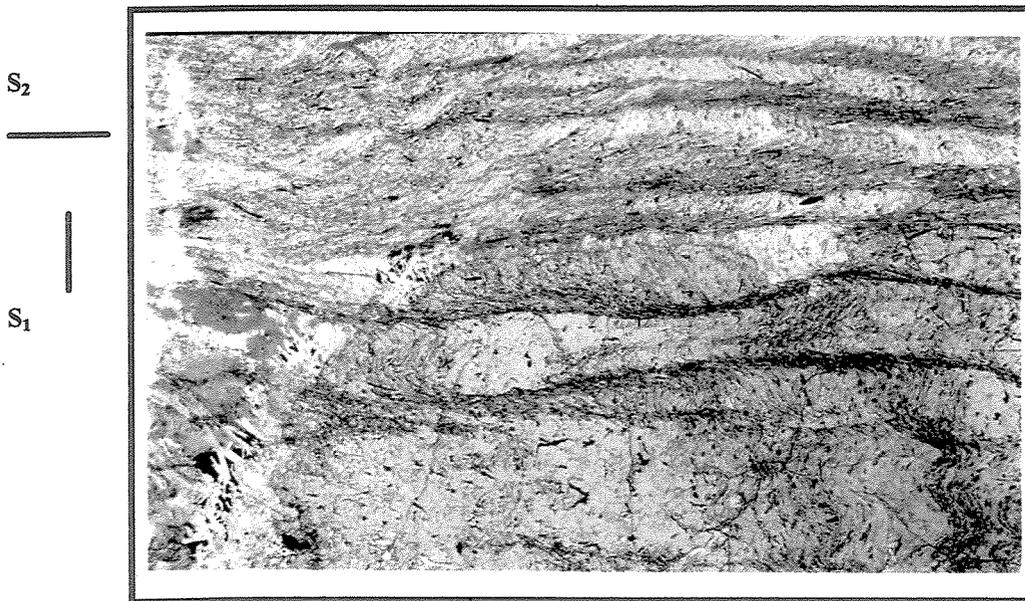
139 um

Foto 3.7. Detalhe da biotita tardia crescendo sobre a foliação S_1 , notar halos pleocróicos em torno de inclusões (MP-1B luz natural 10x - corte XZ).



555um

Foto 3.8 A. Porfiroblasto de granada que cresceu sobre foliação S_1 crenulada. Observar a auréola de biotita em torno do mesmo (MP-3B luz polarizada 2,5x - corte XZ).



555um

Foto 3.8 B. Porfiroblasto de granada que cresceu sobre foliação S_1 crenulada. Há concentração de sulfetos na borda da granada (MP-3B luz natural 2,5x - corte XZ).

Metachert carbonático sulfetado bandado

O metachert carbonático sulfetado bandado constitui um litotipo de fácil distinção na área estudada, servindo localmente como uma camada guia. Tem coloração variada devido ao bandamento, sendo bege-clara, rosada e verde escuro (Foto 3.9). É caracterizado por um bandamento pronunciado que representa leitos alternados de quartzo (60%), carbonato (30%), sulfeto maciço (5-10%), estes constituídos principalmente por pirrotita e, mais subordinadamente, pirita e calcopirita. Sericita e turmalina são os principais minerais acessórios. Esse litotipo além de ocorrer como um nível individualizado, também ocorre na forma de pequenas e delgadas lentes intercaladas na rocha quartzo-carbonática cinza. Sua espessura máxima é de 0,60 m.

O contraste de viscosidade deste litotipo com as litologias que o envolvem (i.e. rocha quartzo-carbonática e lentes de biotita-moscovita-xisto) é grande, proporcionando amplo desenvolvimento de *boudins*, os quais encerram movimentação normal (estruturas do tipo *pull apart*)

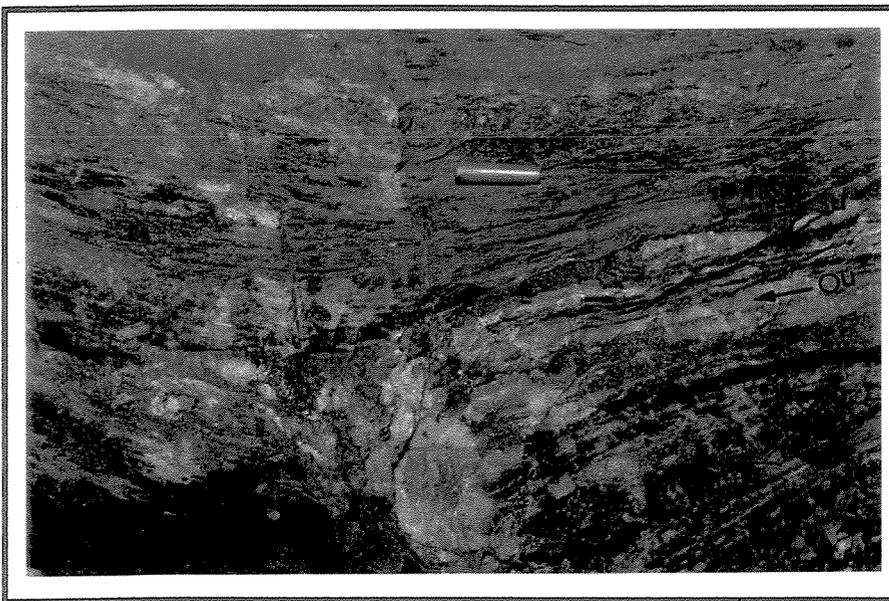


Foto 3.9. Disposição das bandas do metachert carbonático sulfetado bandado: Banda de quartzo branco leitoso (Qu); banda esverdeada/bege de carbonato (Cb) e uma banda mais estreita em tons de amarelo escuro constituída por sulfeto maciço (Su) (pirrotita e arsenopirita) (Pia Nova - N.315 pilastra P.4).

S₁



Foto 3.10. *Boudinage* no metachert carbonático sulfetado bandado. Notar o movimento normal associado à *boudinage* (estrutura do tipo *pull apart*) e a deflexão das encaixantes em direção à região do neck. Ocorre precipitação de quartzo nas extremidades da camada *boudinada*. A encaixante inferior sofreu dissolução por pressão, registrado pelo truncamento da foliação (Pia Nova - N.175 pilastra p.40 - orientação da foto $365^{\circ} \leftrightarrow 165^{\circ}$).

O carbonato desse litotipo ocorre em duas faixas granulométricas distintas: Cristais de granulometria fina, são os dominantes e imprimem uma textura granoblástica a granoblástica poligonal à rocha. Quando a granulometria é grossa os cristais ocorrem inclusos nos leitos de sulfeto maciço, onde a pirrotita é o principal constituinte.

Nas porções onde o carbonato tem granulometria grossa observa-se um nítido aumento de tamanho em direção aos sulfetos. É como se os cristais houvessem crescido perpendicularmente às paredes de uma fratura sendo posteriormente rotacionados.

O quartzo tem granulometria média, com arranjo poligonal e é poiquiloblástico, com inclusões de carbonato. Ocorrem alguns grãos maiores com extinção ondulante, mas no geral são grãos estáveis dispostos em forma de mosaico.

Mármore bege/esverdeado

O mármore bege/esverdeado ocorre sob a forma de duas camadas distintas na coluna litológica da área estudada, apresentando algumas variações composicionais. Uma das camadas (inferior) localiza-se entre o filito-xisto negro/acinzentado (contato basal) e o metachert carbonático sulfetado bandado (contato de topo) e a outra (superior) encontra-se

assentada sobre a rocha quartzo-carbonática cinza-escura e faz contato superior com o biotita-moscovita-xisto do topo (Figura 3.1).

Os mármore são constituídos por carbonato (85%), turmalina (0-10%) e biotita (0-5%). São finamente recristalizados com grãos mostrando arranjo granoblástico poligonal. Quando em contato com veios de carbonato e quartzo essas rochas apresentam amplas massas de porfiroblastos de carbonato com granulometria grossa, geralmente impregnados de sulfetos.

O mármore inferior tem coloração bege clara, é bandado, onde alternam-se leitões de coloração bege claro/esverdeado e bege escuro. As bandas mais escuras apresentam granulometria ligeiramente mais desenvolvida do que as claras.

Níveis centimétricos de turmalinito, de coloração negra ocorrem no mármore (inferior), são constituídos por turmalina e quartzo. As turmalinas têm granulometria muito fina e estão repletas de opacos dispersos internamente, sendo de difícil observação. É oportuno observar que o turmalinito encaixado nesses mármore, aparentemente não apresenta nenhum vínculo com veios, ou seja a sua geração não parece estar relacionada com veios.

A biotita aparece em níveis milimétricos, ocorrendo de modo esparsos dispostos paralelamente à superfície da foliação.

O mármore superior também é bandado, tem coloração em tons de verde claro a bege, apresenta granulometria fina e está intensamente recristalizado, com textura granoblástica poligonal, como na camada inferior. Em alguns locais apresenta-se rico em material pelítico conferindo à rocha uma aspecto ligeiramente pulverulento. O carbonato é o principal constituinte mineralógico (80%). Contém ainda quartzo, turmalina, moscovita, biotita, grafita e rutilo.

O mármore esverdeado é constituído pela alternância de bandas de carbonato de granulometria fina e grossa (Foto 3.11). As bandas de granulometria fina estão intensamente cisalhadas formando uma foliação milonítica (S_m), na qual se observa nítido estiramento de cristais de carbonato, que são os principais constituintes dessa banda juntamente com sulfetos. Biotita ocorre de modo subordinado, estando concentrada nas bandas de granulometria mais grossa.

Nas bandas de granulometria mais grossa o carbonato apresenta-se em grãos com limites retos (junção tríplex), textura granoblástica e algumas inclusões de opacos. O quartzo

encontra-se em grãos xenoblásticos, de limites irregulares (saturados), com extinção ondulante e contém inclusões de opacos e carbonato.

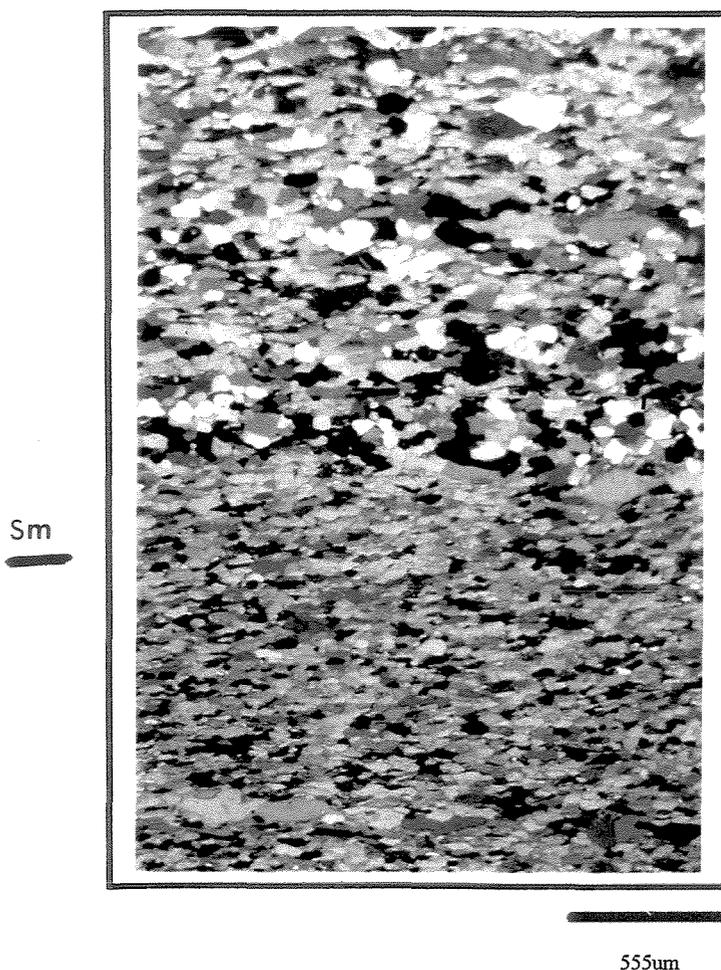


Foto 3.11. Arranjo granulométrico do mármore esverdeado. A banda de granulometria fina encontra-se cisalhada (foliação milonítica Sm). Notar a nítida variação na granulometria e a maior quantidade de quartzo na banda de granulação maior (MP-7B luz polarizada 2,5x - corte XZ).

Como intercalações nos mármoreos ocorrem níveis de turmalinito, de espessura média de 3 cm, boudinados, com limites retos, e região de *neck* preenchida por veios de quartzo subverticais (Foto 3.12).

Veios de carbonato com quartzo estão amplamente distribuídos nesses mármoreos, normalmente *boudinados*. Na região do *neck* ocorre encurvamento da foliação gerando dobras de *boudinage* (Fotos 3.13 e 3.14).

Superfícies de dissolução por pressão são comumente encontradas nesses mármoreos, onde observa-se o truncamento da foliação por porfiroblastos de carbonatos de veios e por estilolitos que interceptam tanto os porfiroblastos de carbonato como o mármore.

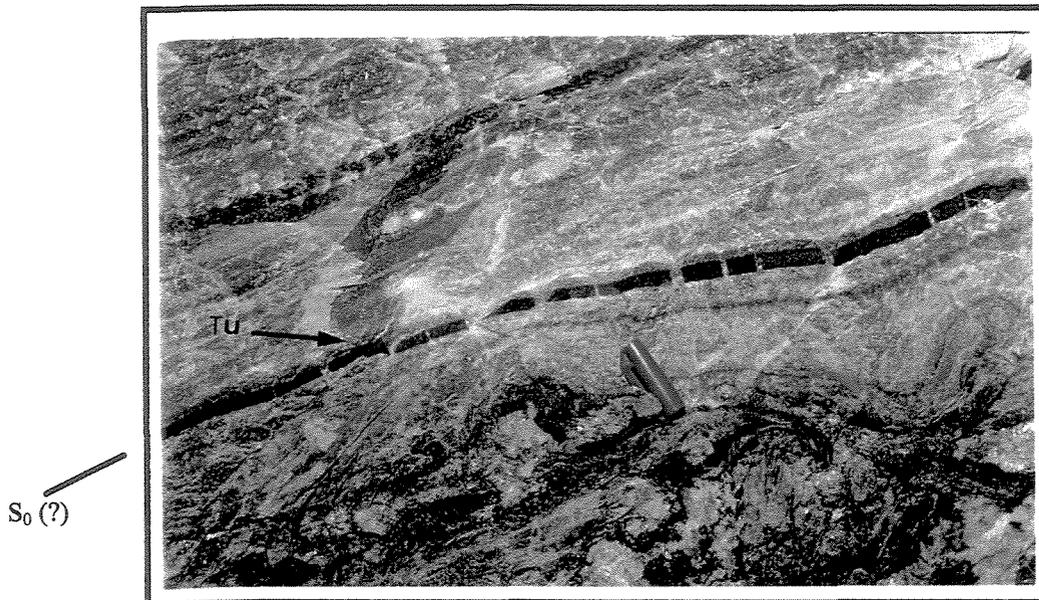


Foto 3.12. Nível turmalínico (Tu) *boudinado* intercalado no mármore. Os limites retos do *neck* (fraturas extensionais) estão preenchidos por quartzo, evidenciando elevado contraste de viscosidade com a camada carbonática. A alternância desse nível com as bandas carbonáticas pode representar um S_0 (Pia Nova - N 315 “depósito” - orientação da foto $340^{\circ} \leftrightarrow 160^{\circ}$).

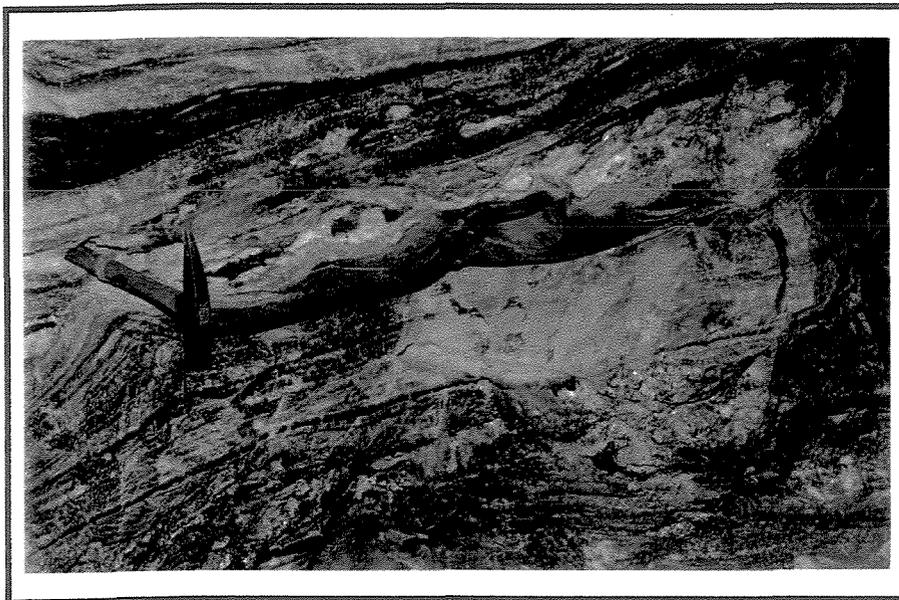
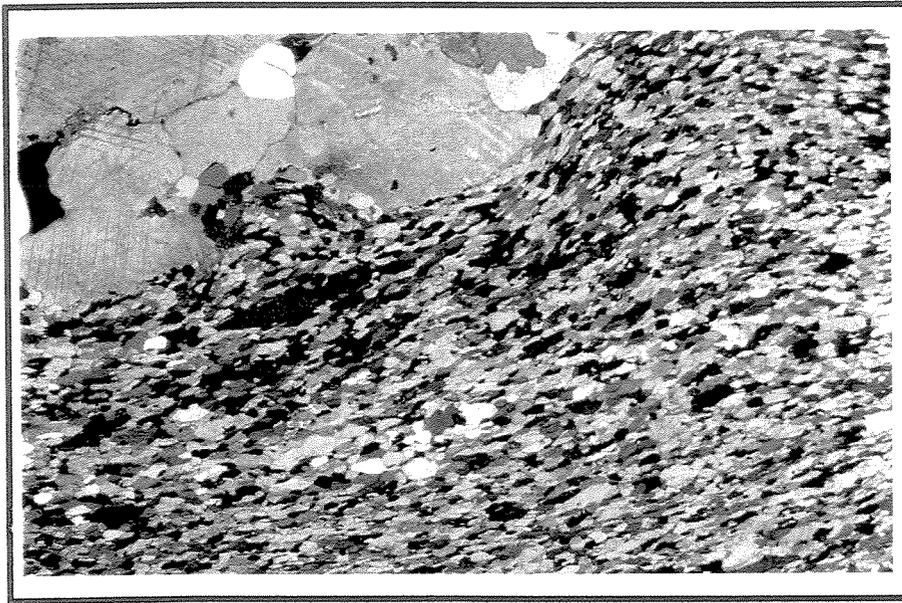


Foto 3.13. Dobra de *boudinage* desenvolvida no mármore demonstrando o comportamento plástico dessa rocha quando submetida às condições tectono-metamórficas vigentes durante a *boudinage* (Pia Nova - N 315 “depósito” - orientação da foto $70^{\circ} \leftrightarrow 250^{\circ}$).



555um

Foto 3.14. Detalhe da boudinage no mármore, mostrando o encurvamento da foliação milonítica (S_m) para a região do *neck* (MP-7B luz polarizada 2,5x - corte XZ).

Análises de microsonda realizadas por Duarte (1991) nesses carbonatos mostraram que os mesmos constituem soluções sólidas entre siderita e magnesita.

Itabirito

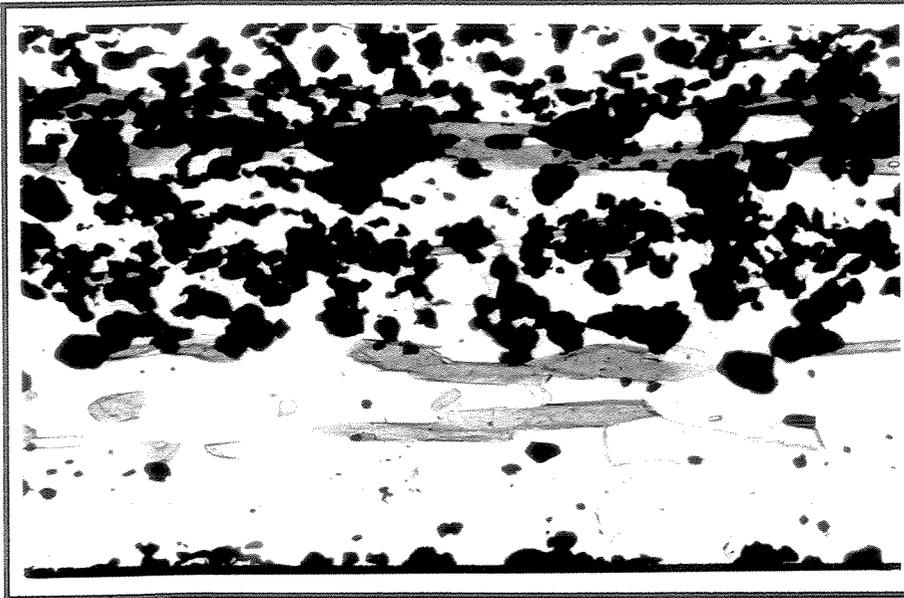
O itabirito constitui a capa da mineralização na área estudada. Maia (1950), descreve um corpo de anfibólio-xisto pirrotítico (corpo *Jopling*), mineralizado a ouro, localizado no interior do itabirito. Esse corpo não será abordado neste trabalho por se encontrar completamente submerso e não constituir a mineralização principal.

Os itabiritos são rochas de coloração cinza metálica, quando frescos, passando para tons esbranquiçados quando alterados. São marcados pela alternância de bandas milimétricas de quartzo (50%) e óxido de ferro (15-30%) (magnetita). Contém também carbonato (10-15%), cumingtonita (5-15%), biotita, turmalina e mais raramente k-feldspato. Apresentam texturas grano-nematoblástica e poiquiloblástica. Uma pronunciada lineação mineral é estabelecida pelo anfibólio, muito comum nesta litologia (Foto 3.15).

O quartzo tem granulometria fina e encontra-se recristalizado, comumente formando junções triplíceis. As principais inclusões são representadas por magnetita e anfibólio.

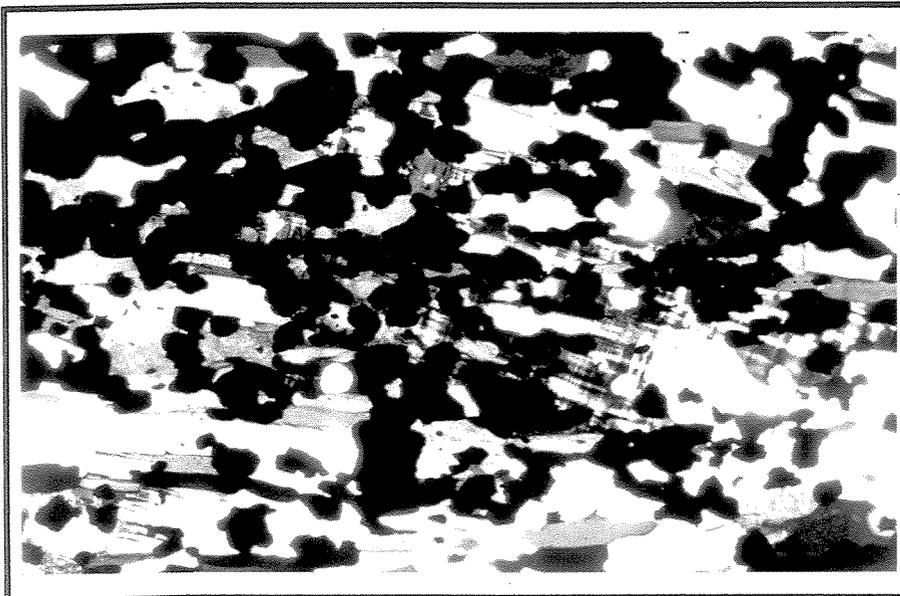
O óxido de ferro (magnetita) tem granulometria fina e varia de subidioblástico a idioblástico.

Alguns cristais de microclina, com granulometria média e limites regulares, portando inclusões de opacos e carbonato, ocorrem no itabirito (Foto 3.16). O aparecimento de k-feldspato é pouco comum em itabiritos. É possível que neste caso esteja relacionado à atividade hidrotermal(?). Pode, também ser formado por reações de *breakdown* a partir da biotita (Pires, 1995).



139um

Foto 3.15. Lineação mineral conferida pelo anfibólio ao itabirito (MP-2B luz natural 10,x - corte XZ).



139um

Foto 3.16. Presença pouco comum de k-feldspato (microclina) no itabirito (MP-2B luz natural 10x - corte XZ).



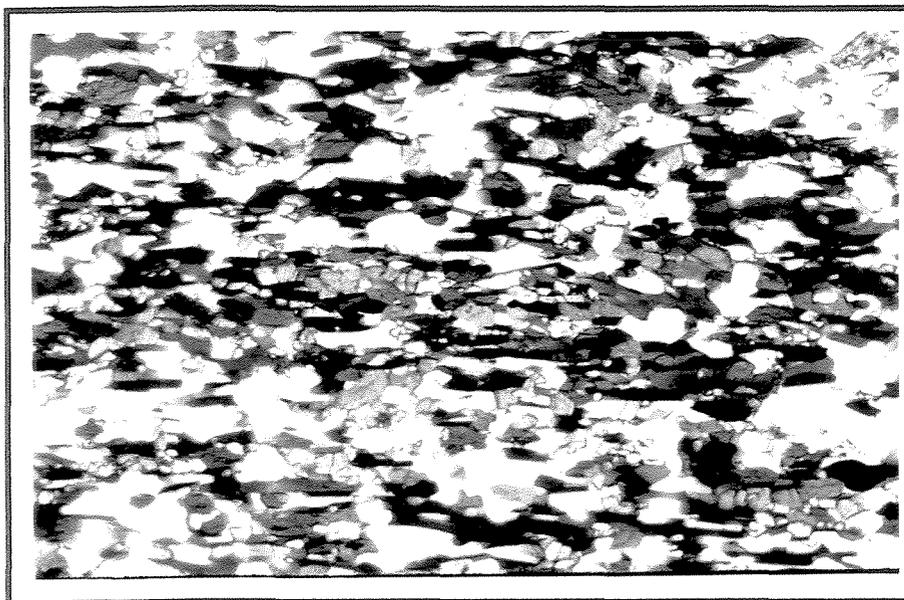
Rocha anfibolítica

É uma rocha de coloração cinza-escuro a negra. Por vezes, quando não maciça, apresenta uma incipiente xistosidade. Ocorre abaixo do itabirito e acima do veio de quartzo principal. Tem espessura em torno de 0,50 m e terminação em cunha, adelgaçando-se quando se caminha em direção a NE. É constituída por quartzo (30%), biotita (20%), hornblenda (20%), plagioclásio (5-10%), granada, epidoto, opacos, carbonato, rutilo, ilmenita e turmalina (Foto 3.17).

Os cristais de hornblenda e biotita conferem a incipiente xistosidade à rocha, exibindo respectivamente texturas nematoblástica e lepidoblástica, predominando a primeira. O quartzo, por sua vez imprime uma textura granoblástica.

Essa rocha foi descrita por Vial (1988) como um anfibolito sendo o plagioclásio representado por andesina.

É possível que essa rocha seja de caráter ígneo e tenha parentesco (cronológico/composicional) com os anfibolitos intrusivos que ocorrem na região, mas também é possível, dado o grau metamórfico vigente, que corresponda a intercalações de margas. A presença de quantidades importantes de ilmenita nos leva a optar pela primeira possibilidade.



139um

Foto 3.17. Rocha anfibolítica, onde se observam níveis com predomínio de minerais claros (quartzo feldspato) e níveis de minerais escuros (hornblenda, biotita e ilmenita). Notar a orientação da biotita e hornblenda (Pia Nova - N.315 Setor SW - luz natural 10 x - corte XZ).

Turmalinito

Este litotipo ocorre sob três formas distintas: 1)- corpos maciços localizados nos contatos de veios de quartzo e/ou carbonato com filito/xisto negro carbonoso, rochas carbonáticas e quartzito, (Fotos 3.18 e 3.19); 2)- como estreitos níveis intercalados nos mármores (Foto 3.12); 3)- ou finamente foliado, representando um processo de turmalinização do filito/xisto negro acinzentado. Esses três tipos de ocorrência apresentam associações mineralógicas distintas, embora, em todos os tipos as turmalinas sejam da série das dravitas (Vial, 1987). O turmalinito associado aos veios (1) e o resultante da turmalinização do filito negro (3) têm granulometria maior do que aqueles encaixados nos mármores (2). A arsenopirita comumente ocorre junto ao turmalinito associado a veios (1).

O turmalinito associado a veios de quartzo e/ou carbonato (1), de modo geral, é maciço e concordante com a foliação local. Por ser mais competente relativamente às sua encaixantes (i.e. filito/xistos, veios de quartzo e mármores) é comum apresentar-se intensamente fraturado, onde os fragmentos “flutuam” (fraturamento hidráulico) nos veios de quartzo, bem como ampla boudinagem (Foto 3.20).

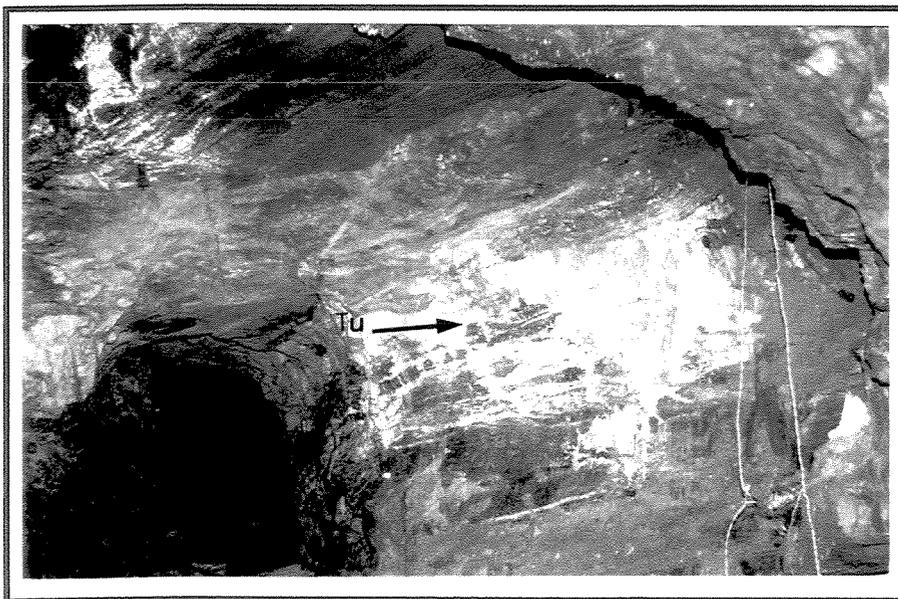


Foto 3.18. Turmalinito (Tu) encontra-se “flutuando” no veio de quartzo juntamente com fragmentos da encaixante. Essa feição é condizente com fraturamento hidráulico denotando condições de elevada P_{fl} ($P_{fl} \geq P_l$) durante a colocação do veio. As lascas das encaixantes englobadas pelo veio mantêm paralelismo com a orientação anterior à incorporação (Pia Nova - N.120 stop 1 - orientação da foto 120° - 300°).



Foto 3.19. Detalhe do nível de turmalinito, exibindo uma série de microfaturas subverticais preenchidas com quartzo (Pia Nova - N.120 stop1 - orientação da foto $140^{\circ} \leftrightarrow 320^{\circ}$).



Foto 3.20. Fraturamento do turmalinito. Devido a elevada diferença de competência em relação às encaixantes, (i.e.) rocha carbonática e filito negro, o turmalinito reage de modo rúptil, enquanto as duas outras litologias respondem de modo mais dúctil com deflexões. No canto superior direito da foto observa-se que um veio de quartzo irregular transgride o veio de carbonato e sulfeto denotando um lapso de tempo na formação de ambos (Pia Nova - N.120 stop1 - orientação da foto $300^{\circ} \leftrightarrow 120^{\circ}$).

O turmalinito maciço (1) é constituído por turmalina (40-90%), quartzo (0-15%) e sulfetos (5-10%). Os sulfetos são, principalmente, arsenopirita e pirrotita. O rutilo e a moscovita são acessórios comuns.

O turmalinito em escala de lâmina apresenta-se bandado, com leitos de turmalinas e quartzo. Os leitos variam essencialmente na quantidade relativa de quartzo (Foto 3.21). Mais subordinadamente, ocorrem leitos estreitos e intercalados com os leitos espessos, constituídos por turmalina de granulometria média a grossa e quartzo com granulometria mais grossa (Foto 3.22). Os leitos de turmalina grossa parecem associar-se com a proximidade de microveios de quartzo/carbonato.

O conjunto de observações anteriores torna-se mais claro quando se observa a região de contato do turmalinito com veios de quartzo. Neste local ocorre intensa recristalização de grãos de turmalina muito finos, passando para novos cristais com granulometria maior (Foto 3.23), ocorrendo ainda cristais de arsenopirita tardios bem desenvolvidos, indicando uma ação térmica para a recristalização destas turmalinas, bem como para a formação das arsenopiritas.

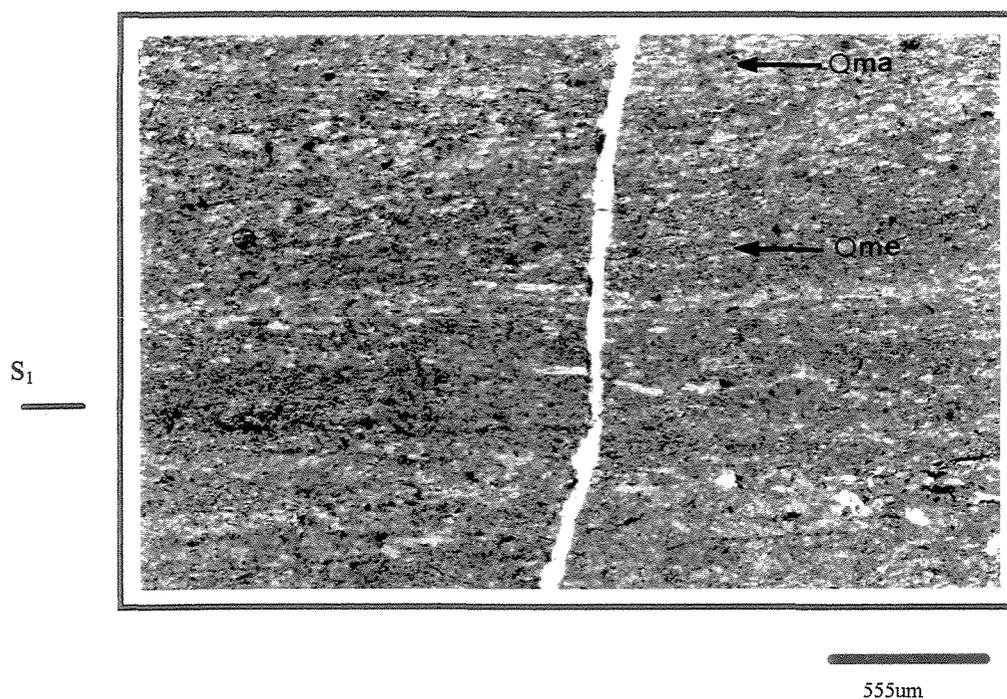
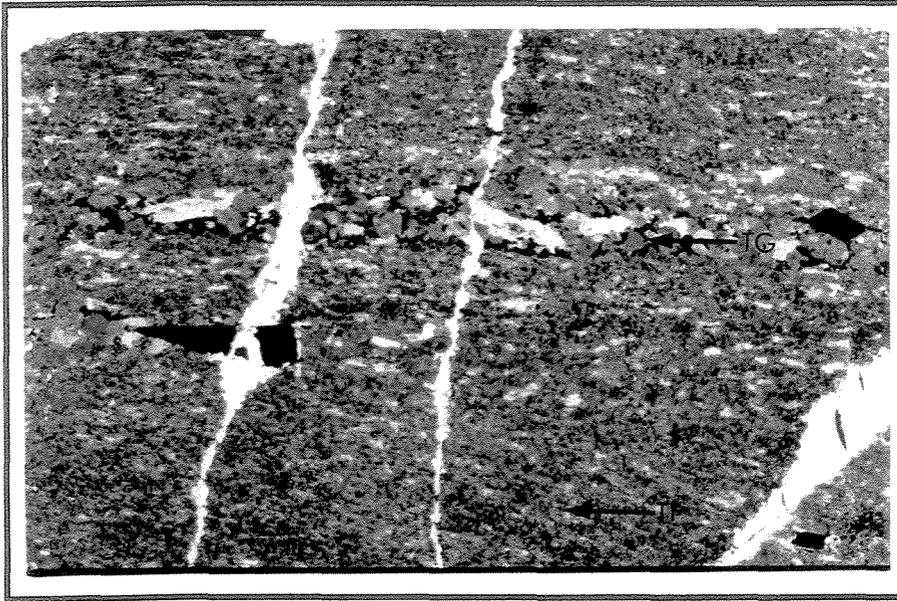
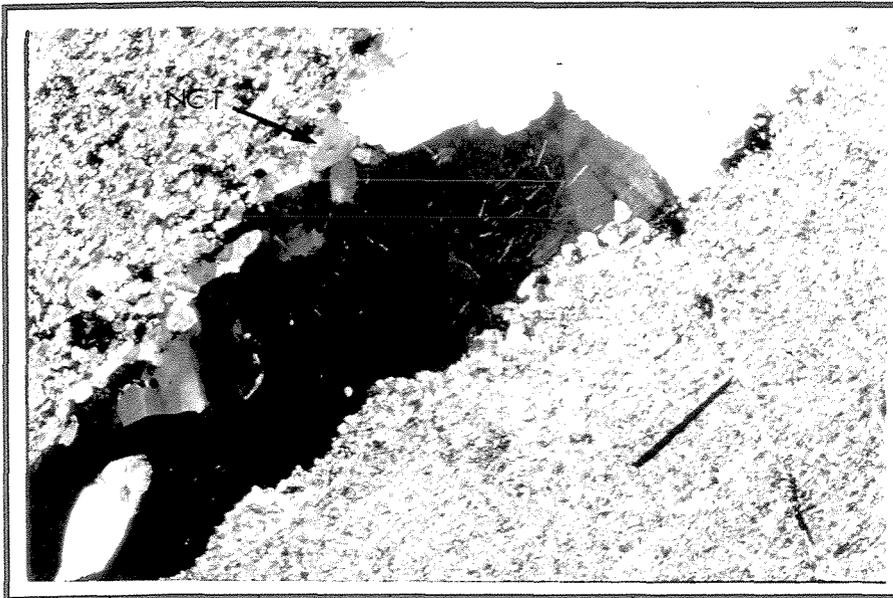


Foto 3.21. Vista microscópica do turmalinito maciço. Notar a granulometria muito fina e a alternância de leitos onde o quartzo ocorre com maior (Qma) / menor (Qme) frequência. Os leitos estão dispostos paralelamente à foliação S_1 (MP-20B luz natural 2,5x - corte XZ).



555um

Foto 3.22. Leitões de turmalina com granulometria mais grossa (TG), alternando-se com leitões de turmalina mais fina (TF). É notória a presença de sulfetos (arsenopirita) associados aos leitões com turmalina e quartzo mais grossos (MP-20B luz natural 2,5x - corte XZ).



555um

Foto 3.23. Recristalização do turmalinito no contato com veio de gerando novos cristais de turmalina (NCT) com granulometria maior. Observar que o veio é concordante com a foliação do turmalinito (S_1). Os grãos de quartzo mostram extinção ondulante e retêm inclusões de turmalina (MP-20B luz natural 2,5x - corte XZ).

A turmalina tem cor ocre esverdeada, exibindo zoneamento de cor, passando gradativamente de verde oliva (borda) para verde azulado (núcleo) (Foto 3.24). Os núcleos comumente apresentam poeira de minerais opacos e encontram-se alinhados.

Os turmalinitos exibem textura nematoblástica conferida pelo arranjo das turmalinas. Esses cristais orientam-se segundo o plano da foliação. Esta foliação, às vezes, encontra-se ligeiramente curva, podendo mesmo estar dobrada, como descrito por Fleischer (1973). Segundo este autor, as dobras no turmalinito são relativas a um primeiro episódio de dobramento, tendo portanto, o turmalinito formado-se no máximo sin-dobramento.

A arsenopirita ocorre na forma de grandes cristais idiomórficos a subdiomórficos, concordantes a discordantes da foliação (Foto 3.25), estando sempre associada às bandas/leitões de turmalina mais grossas e/ou a veios de quartzo e/ou carbonato. Exibe inclusões de turmalina, quartzo e moscovita.

Os estreitos níveis de turmalinitos inclusos nos mármore (2) apresentam coloração negra, têm granulometria muito fina sendo de difícil observação ao microscópio e não contém sulfetos. Sua espessura no geral não passa de 4 cm.

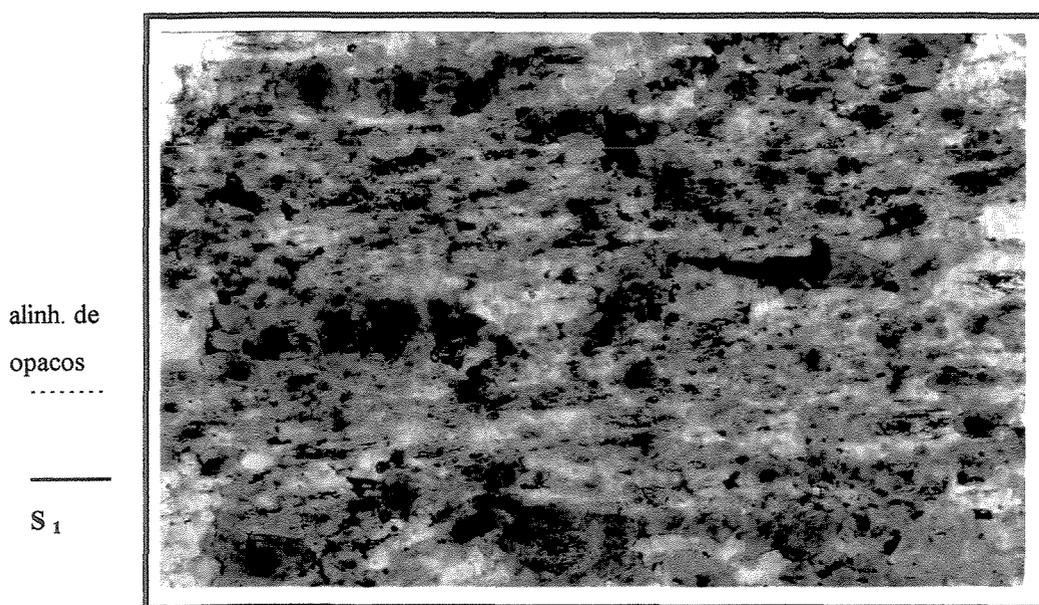


Foto 3.24. Turmalinito constituído por turmalinas de granulometria fina exibindo zoneamento de cor (verde oliva na borda passando para verde azulado no núcleo). Poeira de opacos (Po) no núcleo das turmalinas e alinhada segundo a foliação S₁ (MP-20B luz natural 20x - corte XZ).

O turmalinito resultante da turmalinização do filito negro (3) ocorre sempre associado e/ou nas proximidades de veios, denotando nítida associação do processo de turmalinização

com veios. A turmalinização do filito negro corresponde temporalmente ao desenvolvimento das turmalinas grossas na interface do turmalinito maciço (1) com veios.

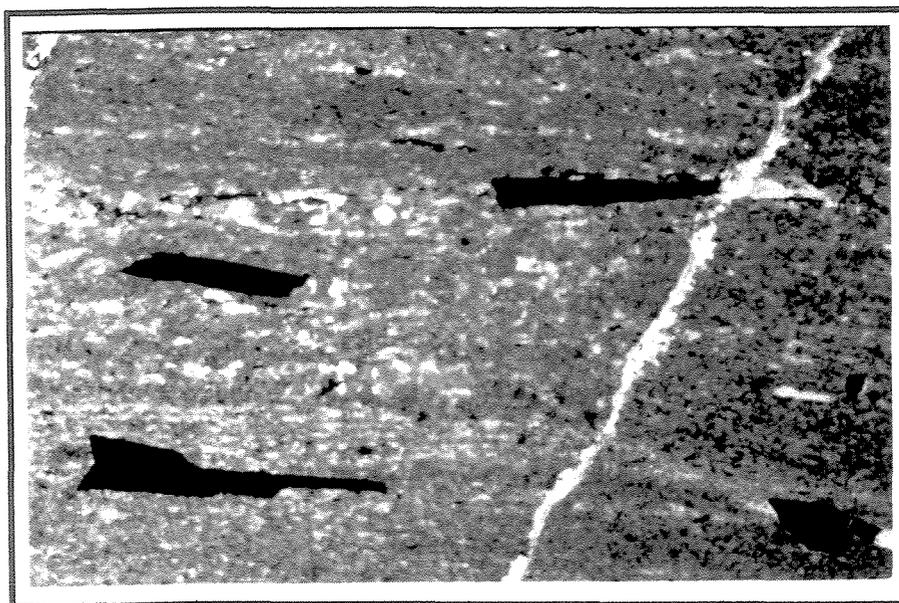


Foto 3.25. Arsenopirita disposta concordante a ligeiramente discordante em relação à foliação S_1 do turmalinito. Veio de quartzo concordante com S_1 está em contato com as arsenopiritas (Pia Nova - N.120 stop1 - corte XZ).

3.3- DISCUSSÃO

3.3.1- Origem do boro

A origem do boro para os três tipos de ocorrência de turmalina (i.e.; (1) turmalinito maciço rico em sulfetos e ouro; (2) níveis de turmalinito estreitos e maciços, sem sulfetação, intercalados nos mármores e (3) turmalinito com foliação fortemente penetrativa, sulfetado, associado à turmalinização do filito negro/cinza e auréolas de turmalinização no biotita-moscovita-xisto) pode ser relacionada com: i)- o boro representa fases hidrotermais mais tardias, associadas à líquidos de caráter ácido, ou seja, o boro é externo às encaixantes; ii)- ocorreu apenas ação termal sobre o filito negro/cinza remobilizando o boro contido

anteriormente nesta rocha (boro adsorvido na estrutura de argilominerais durante a sedimentação pelítica - origem sinsedimentar).

Os seguintes argumentos são pertinentes a uma origem sinsedimentar para o boro presente na mina de Passagem:

- O turmalinito intercalado com os mármore, em muitas situações, não apresenta vínculo com os veios de quartzo. Nesta situação o boro estava presente quando da formação do sedimento, adsorvido nas estruturas de argilo-minerais e de carbonatos. A illita consegue adsorver até 600 ppm de boro em sua estrutura (Either & Campbell, 1977). Argilo-minerais podem adsorver boro na ordem de 1000 ppm (Appel, 1995) e até 2.000 ppm segundo Slack *et al.* (1984 e 1993). Esses argilominerais submetidos a metamorfismo gerariam os turmalinitos.
- Ocorre intensa recristalização de turmalinas no contato turmalinito/veios, demonstrando que o turmalinito é pré-colocação a pelo menos uma geração de veios. Nessa situação o turmalinito é maciço (1), distinto daquele finamente foliado(3).
- Os resultados de geoquímica obtidos por Fleischer (1971) de análises de boro no filito Batatal, que corresponde ao filito negro/cinza deste trabalho, são pertinentes a uma origem sinsedimentar para o boro (pico superior > 10.000 ppm , pico inferior = 130 ppm e média= 2.340ppm).

Os seguintes argumentos são pertinentes a uma origem externa para o boro:

- Neste trabalho são descritos veios quartzo feldspáticos, veios estes já mencionados por outros autores na mina (e.g Derby, 1911 e Guimarães, 1965, 1970). Estes veios são fortes candidatos à veículos transportadores do boro, devido ao seu parentesco com litotipos eminentemente ácidos (pegmatitos).

- Diversos pegmatitos intrusivos no Complexo Metamórfico do Bação ocorrem acerca de 15 km a oeste da mina. Esses pegmatitos são ricos em turmalina negra sugerindo que os fluidos geradores desses pegmatitos eram geoquimicamente férteis em boro. Não pode ser descartada uma relação espacial/genética dos mesmos com veios quartzo-feldspáticos de Passagem.

- Seria improvável se formarem turmalinitos com 40 a 50 % de turmalina a partir do metamorfismo de argilas em função de sua baixa concentração de boro (Apple *op. cit.*). Em Passagem os turmalinitos contém de 40 a 90% de turmalina.

A partir das considerações anteriores sugerimos os seguintes cenários para a geração de turmalinito na Minas de Passagem:

- O turmalinito disposto em estreitos níveis, não sulfetados, de granulometria muito fina, maciço e intercalado nos mármores(2), tem mais afinidade com uma gênese sinsedimentar a partir do metamorfismo de argilo-minerais, do que uma geração a partir de fluidos ácidos;
- O turmalinito maciço, rico em arsenopirita e ouro (1) antecede a formação de parte dos veios. Sua geração, em princípio, é mais próxima de um modelo sinsedimentar metamórfico, mas permanece o problema relativo ao elevado teor de boro no sedimento, o qual é insuficiente para gerar uma rocha com até 90% de turmalina; iii)- As porções de turmalinito finamente folheado (3) estão mais próximas de uma geração associada aos veios quartzo-feldspáticos do que ao metamorfismo de argilo-minerais. Caso contrário as turmalinas deveriam ser formadas no tempo de um metamorfismo anterior, e não dispendo-se apenas nos contato/proximidades dos veios, como é o caso das auréolas de turmalinização.

3.3.2- Posicionamento estratigráfico do conjunto litológico da Mina de Passagem no contexto regional

A mineralização aurífera de Passagem tem sido posicionada na coluna geológica regional tanto no Supergrupo Minas (Formação Batatal) como no Grupo Nova Lima. Fleischer (1973) e Barbosa (1968) estão entre os autores que inserem a mineralização no Supergrupo Minas, enquanto Vial (1987) e Duarte (1993) a consideram em parte, associada a rochas pertencentes ao Grupo Nova Lima, principalmente as rochas carbonáticas e xistos, sendo que o quartzito que ocorre na base seria parte do Grupo Maquiné.

No presente trabalho considera-se o conjunto litoestratigráfico da mina como pertencente ao Supergrupo Minas, com as seguintes correlações:

- O quartzito, que representa a lapa da mineralização, pertence a Formação Moeda, especialmente ao topo desta, por seu elevado conteúdo de filossilicatos, bem como por seu contato superior com o filito negro/acinzentado, esta passagem gradual de sedimentação detrítica para sedimentação pelítica é comum na transição de uma unidade de caráter eminentemente detrítico, como é o caso do quartzito Moeda para uma unidade de sedimentação de natureza pelítica. Ademais Schrank & Machado (1996) dataram zircões detríticos, pelo método LA-ICPMS, contidos nesse quartzito, encontrando idade mínima de 2.606+/- 47 Ma, o que se harmoniza com o panorama geocronológico que se tem atualmente para a Formação Moeda, enquanto os quartzitos do Grupo Maquiné apresentam idade mínima de 2.877 +/- 3 Ma (Machado *et al.* 1996)

- O Filito negro/acinzentado, bem como os biotita-moscovita-xistos, enquadram-se dentro das litologias descritas para o Filito Batatal (Dorr, 1969).

- A rocha quartzo-carbonática cinza, os mármore e o metachert carbonático sulfetado bandado, que suscitam as maiores dúvidas, podem pertencer tanto a Formação Batatal, onde constituiriam fácies mais distais, com predomínio de sedimentação química, quanto à Formação Gandarela, representando uma camada, colocada nessa posição por falhamento de empurrão, de baixo ângulo. A presença de sulfetos (arsenopirita e pirrotita, principalmente) nessas rochas é o principal argumento para alguns autores inseri-las no Grupo Nova Lima. Não foram encontrados argumentos satisfatórios para essa consideração. Tais sulfetos poderiam ser formados em ambientes restritos de plataforma carbonática, além do que existe sulfetação em várias localidades de ocorrência da Formação Gandarela, como por exemplo na Pedreira de Antônio Pereira. Outro ponto que se salienta em relação a estas rochas carbonáticas é o fato das mesmas não terem sido encontradas na porção NE da mina, especificamente em Pia Gongo, Barril e Pia 3, o que mostra que a mineralização ocorre de modo independente destas. O turmalinito ocorre nestas outras áreas, na ausência de rochas carbonáticas, de modo que a gênese do turmalinito vinculada aos carbonatos proposta por Duarte (1991) não se verifica.

- O itabirito pertence à Formação Cauê, não havendo dúvidas quanto a sua localização estratigráfica, a não ser pelo fato da inversão com a Formação Gandarela, que normalmente lhe é sotoposta.

-A rocha anfíbolítica que ocorre na área estudada possivelmente corresponde aos anfíbolitos intrusivos que existem na região (e.g. corpos básicos concordantes intrusivos no itabirito da Formação Cauê (Endo, 1988).

3.4- LITOTIPOS HOSPEDEIROS DA MINERALIZAÇÃO

Na área estudada a mineralização aurífera é hospedada em quatro litotipos, que são os seguintes:

- Mineralização hospedada em turmalinitos (1), sendo que o ouro ocorre também associado à arsenopirita e mais subordinadamente a outros sulfetos;
- Mineralização hospedada em veios quartzo-carbonáticos ricos em sulfetos, onde o ouro ocorre associado a arsenopirita;
- Mineralização hospedada em veios quartzosos, nos quais o ouro ocorre comumente na forma livre, ou associado a sulfetos;
- Mineralização hospedada em rocha quartzo-carbonática, sendo que o ouro e os sulfetos ocorrem de modo disseminado.

Quantitativamente os veios quartzo/carbonáticos representam o principal minério, com teores na faixa de 5-8 g. Esse minério é constituído por quartzo (60%), ankerita(5-45%), arsenopirita (10%), pirrotita (4%), pirita, calcopirita. Marcassita, loelingita e galena ocorrem em menores quantidades. Os teores e composições do minério são fornecidos por Vial (1988). O turmalinito (1) é o minério mais rico, alcançando teores de até 200 g.

3.4.1- MINERAIS DE MINÉRIO

Arsenopirita

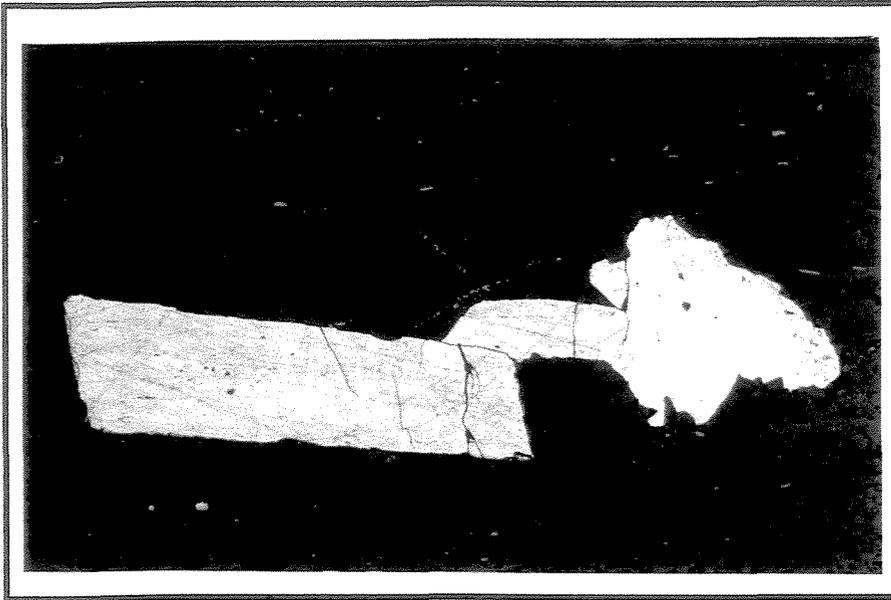
A arsenopirita é o principal mineral ao qual o ouro está associado, aparecendo de dois modos distintos no minério:

- Na forma de cristais euédricos a subédricos de granulometria média a grossa, podendo atingir até um centímetro em sua dimensão maior (Foto 3.26). Os cristais estão dispostos paralelamente à superfície da foliação do turmalinito (1) (Foto 3.27), ou do filito negro turmalinizado (turmalinito 3). Mais raramente apresentam-se arranjados de forma discordante em relação à foliação. São relativamente pobres em inclusões, e quando presentes, são nódulos de turmalinito arredondados e pouco fraturados.

- Na forma de agregados de cristais subédricos a anédricos de granulometria média, intensamente fraturados, podendo estar cimentados por carbonato e calcopirita. Às vezes preenche microfaturas nesses minerais e mostra inclusões de turmalina, turmalinito, rutilo e ganga. Duarte (1991) descreve também inclusões de plagioclásio sericitizado na arsenopirita, feição esta descrita por Barbosa *et al.* (1944) como sulfetos (arsenopirita) que penetram através de fraturas no quartzo e englobam/secionam núcleo de plagioclásio sericitizado. Estas feições não foram encontradas, mas sugerem a possibilidade de mais uma geração de arsenopirita, que seria formada, no mínimo sin-veios quartzo-feldspáticos. Alguns cristais de arsenopirita estão envolvidos por pirrotita e marcassita (Foto 3.28). A loelingita substitui parcialmente as inclusões de ganga na arsenopirita.

A arsenopirita pode apresentar contato serrilhado com pirrotita indicando instabilidade entre ambas, entretanto quando arsenopirita ocorre como inclusão na pirrotita os limites são regulares. Finos veios de pirrotita associados com calcopirita atravessam cristais de arsenopirita.

O fraturamento da arsenopirita ocorreu em pelo menos duas etapas haja visto que algumas fraturas não atingem as inclusões, enquanto outras as cortam.



139um

Foto 3.26. Cristal de arsenopirita fraturado orientado segundo a foliação S₁ do filito negro grafitoso (MP-Fc luz natural 10x).

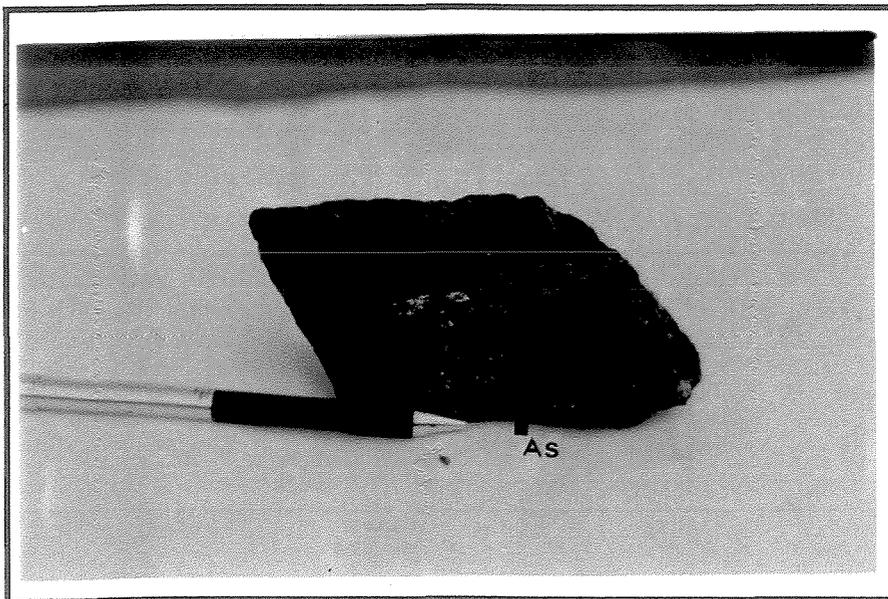


Foto 3.27. Fragmento de turmalinito alterado exibindo cristais de arsenopirita (As) (minerais de cor amarelo latão), também alterado, orientados segundo a foliação S₁, bem como secantes à mesma.



139um

Foto 3.28. Relações de substituição entre arsenopirita (As), pirrotita (Pi), marcassita (Ma) e calcopirita (Ca). Observar auréola de marcassita em torno da arsenopirita e calcopirita. Essas fazem contatos serrilhados e retos com a marcassita. Grãos de calcopirita estão alinhados segundo o limite serrilhado dos minerais da ganga (MP-Fc luz natural 10x).

Pirrotita

Após a arsenopirita, a pirrotita é o sulfeto mais freqüente, atingindo 4% do total do minério. Ocorre de três formas distintas:

- como cristais anédricos a subédricos, com limites curvos associados especialmente a arsenopirita e mais subordinadamente a outros sulfetos e óxidos, especialmente o rutilo. A pirrotita contém inclusões de carbonato, granada e turmalina e quando fraturada pode apresentar-se preenchida por carbonato. A pirrotita retém inclusões de arsenopirita que podem ser euédricas. É substituída freqüentemente por calcopirita, sendo esta localizada na interface da pirrotita com os minerais que fazem contato com a mesma.
- constituindo um nível maciço, individualizado, no metachert carbonático sulfetado bandado, representado por cristais anédricos fraturados (Foto 3.29), que se dispõem paralelamente ao bandamento desta rocha. Neste caso é freqüente a associação com a calcopirita.
- preenchendo fraturas em porfiroblastos de granadas (Foto 3.30), estando estas associadas ao biotita-xisto, do topo da coluna litológica da mina.

Pirita

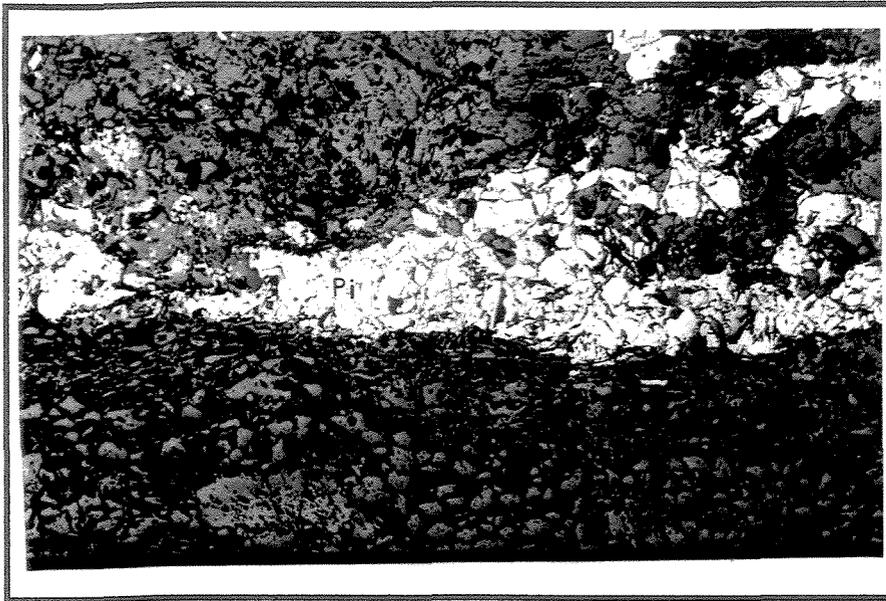
A pirita não é um mineral muito freqüente no minério, não perfazendo mais de 1%. Comumente encontra-se como cristais de granulometria média, euédricos podendo, mais raramente, ser subédricos. Faz contato com arsenopirita mostrando interfaces com contatos regulares. Inclusões de quartzo são freqüentes na pirita. Apresenta-se fraturada com preenchimento feito por carbonatos e calcopirita.

Loelingita

A loelingita também é um mineral pouco freqüente (<1%). Ocorre como cristais anédricos de granulometria média, geralmente associada à arsenopirita. Exibe contatos serrilhados com os minerais da ganga, usualmente quartzo e carbonato. Pode substituir a ganga inclusa na arsenopirita e, neste caso, mostra contatos retos com arsenopirita. Quando fraturada, as fraturas estão preenchidas por calcopirita e carbonato ou são secas. Tem inclusões de turmalina e encontra-se como inclusão na pirrotita, o contrário não foi observado.

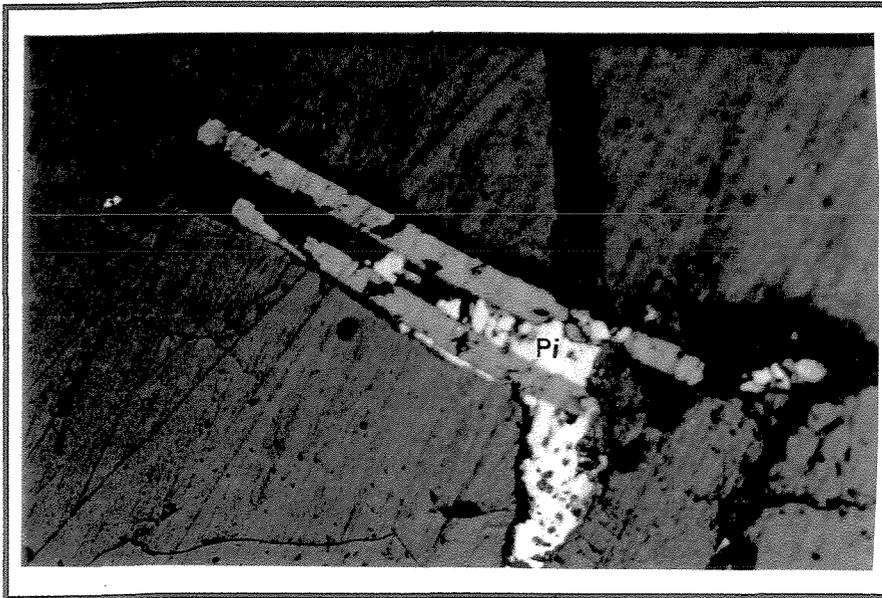
Calcopirita

A calcopirita é pouco freqüente no minério (<1%). Encontra-se na forma de grãos anédricos a subédricos portando elevado volume de inclusões de ganga. Substitui a pirrotita, sendo encontrada geralmente nas bordas desta, fazendo limites ondulados ou mesmo ligeiramente serrilhados com a mesma. Normalmente não se apresenta fraturada, sendo um dos sulfetos que se formaram mais tardiamente, entretanto às vezes é atravessada por veios de carbonato. É comum encontrá-la na forma de pequenos grãos subédricos com limites retos, localizados na interface de minerais da ganga (quartzo e carbonato), sendo que estes apresentam limites suturados entre si (Foto 3.28).



555um

Foto 3.29. Pirrotita anédrica (Pi), disposta em bandas no metachert carbonático sulfetado bandado, paralelas à S_1 . Ocorrem finos grãos de calcopirita associados à pirrotita (MP-5A luz natural 10x).



139um

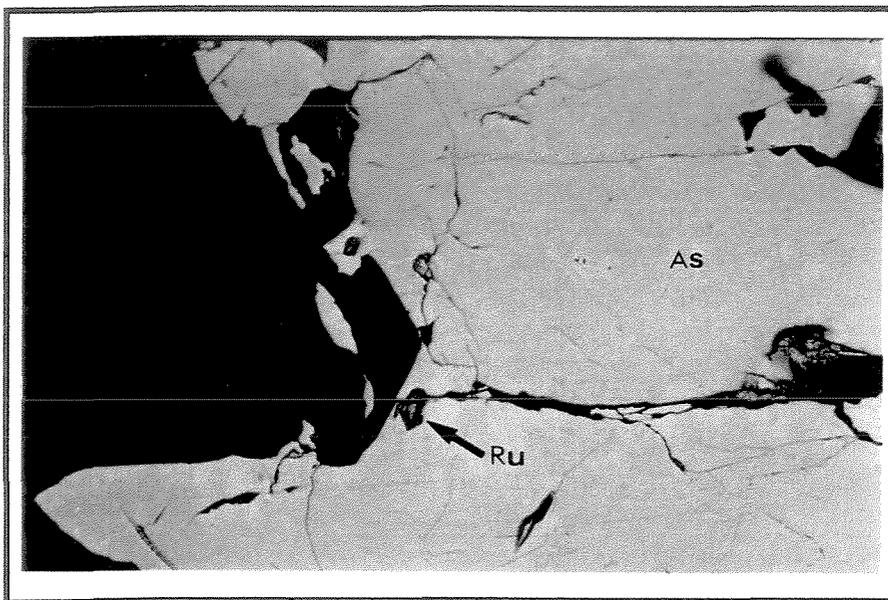
Foto 3.30. Pirrotita (Pi) preenchendo fraturas em porfiroblastos de granada do biotita-moscovita-xisto superior (MP-12C luz natural 10x).

Outros sulfetos

O rutilo é representado por cristais de granulometria fina, subédricos, comumente mostram reflexões internas, encontrando-se associado com a arsenopirita sob a forma de inclusões nesta (Foto 3.31).

A marcassita é um sulfeto pouco comum, ocorre como grãos alongados, com aspecto farináceo, substituindo pirrotita/arsenopirita (Foto 3.32).

Na literatura (Fleischer, 1971; Vial, 1988; Duarte, 1991) são ainda descritos galena, bertierita, tungstenita e bismuto como minerais componentes do minério.



139µm

Foto 3.31. Inclusões de rutilo (Ru) na arsenopirita (As), observar que alguns cristais de rutilo estão fraturados (AM-15 F-18 luz natural 10x).



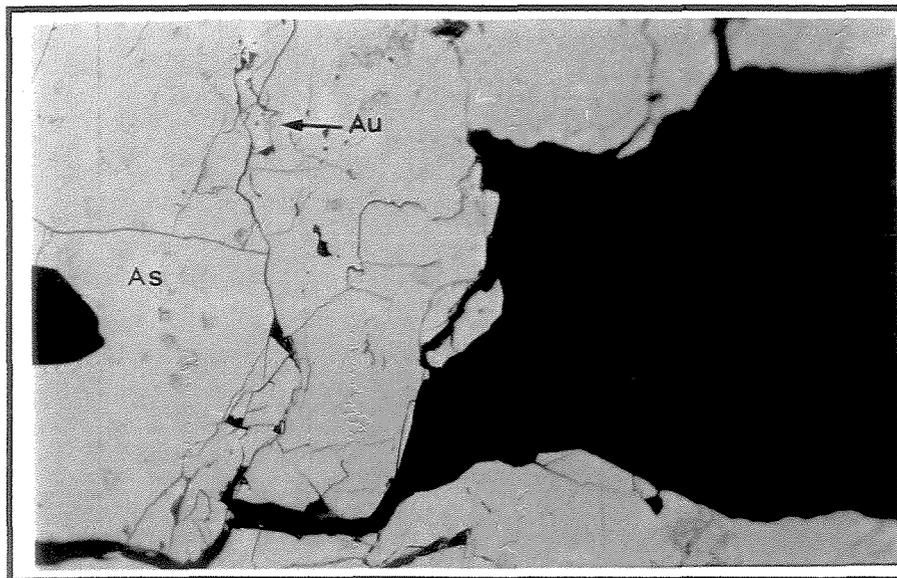
Foto 3.32. Marcassita (Ma) localizada nas bordas da arsenopirita (As), resultante da substituição desta (AM- 03 F-4 10 x luz natural).

Ouro

De modo geral o ouro quase sempre guarda uma relação com a arsenopirita, pois quase sempre está em contato com esta, ou muito próximo, exceto quando encontra-se ocorrendo de modo disperso em veios quartzosos.

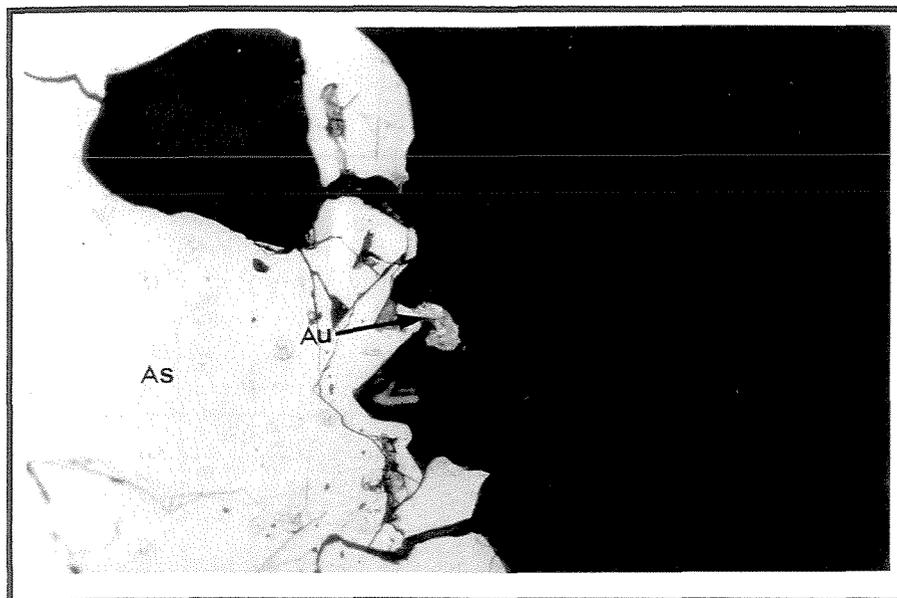
O ouro ocorre preenchendo fraturas na arsenopirita (Foto 3.33), ou encontra-se na interface deste sulfeto com o carbonato e o quartzo da matriz (Foto 3.34).

Há um mineral de bismuto associado ao ouro, mineral este que acarretou grandes problemas de recuperação no concentrado nos anos 30 e 40. Fleischer (1973) o descreve como Bismutinina, entretanto não foi encontrado nas seções estudadas.



92um

Foto 3.33 Ouro (Au) localizado em fraturas da arsenopirita (As) (AM-15 F-18 luz natural 20x).



139um

Foto 3.34. Ouro (Au) localizado na interface arsenopirita (As)/ganga (Ga) (AM- 15 F-18 20 x luz natural).

CAPÍTULO 4

GEOLOGIA ESTRUTURAL DA MINA DE PASSAGEM

4.1- A ANTICLINAL DE MARIANA

A Anticlinal de Mariana localizada a sudeste do Quadrilátero Ferrífero, representa uma das estruturas proeminentes e mais complexas da região (Figura 2.2, Foto 4.1). Seu eixo tem direção aproximada de 55° NW e mergulho de $10-20^{\circ}$ SE, com uma inflexão, na altura de Passagem para 30° NW e mergulho de 15 a 25° SE (Lacourt, 1938). Essa estrutura é uma das raras em forma de anticlinal na região, onde dominam amplamente grandes sinclinais (e.g. Sinclinal Moeda, Dom Bosco).

A estruturação da Anticlinal de Mariana começou a ser estudada a partir de Gorceix (1881) e, desde então, muitos trabalhos versaram sobre o tema. (ver revisão em Nalini Jr., 1992). Os modelos propostos para sua geração podem ser tentativamente agrupados em duas linhas gerais: 1- Oliveira (1933), Gair (1962), Barbosa (1968), Chemale *et al.* (1991) basicamente associam o arcabouço da estrutura ao soerguimento de corpos granito-gnáissicos. 2- Lacourt (1935), Ladeira & Viveiros (1984), Marshak & Alkmim (1988) postularam a atuação de vários esforços compressivos superpostos, envolvendo ou não o embasamento.

A Anticlinal de Mariana foi, no passado, possivelmente a estrutura mais lavrada para ouro em toda região. Lacourt (1935) visitou cerca de 350 galerias de extração e prospecção de ouro, somente no trecho entre Taquaral e Veloso, no seu flanco sul. Na região periclinal dessa estrutura localiza-se a mina de Passagem de Mariana, com uma produção histórica de ouro estimada em 60 t. No flanco nordeste também existem diversas ocorrências/minas tais como Morro de Santana e Antônio Pereira).

A Anticlinal de Mariana encontra-se profundamente erodida, exibindo relevo negativo na região de crista, onde nasce o Rio das Velhas. Nos flancos o desgaste foi um pouco menor,

mas também significativo, especialmente no flanco sul, entre as cidades de Ouro Preto e Mariana, onde a atividade antrópica, em busca do ouro, foi a principal geradora da erosão recente.

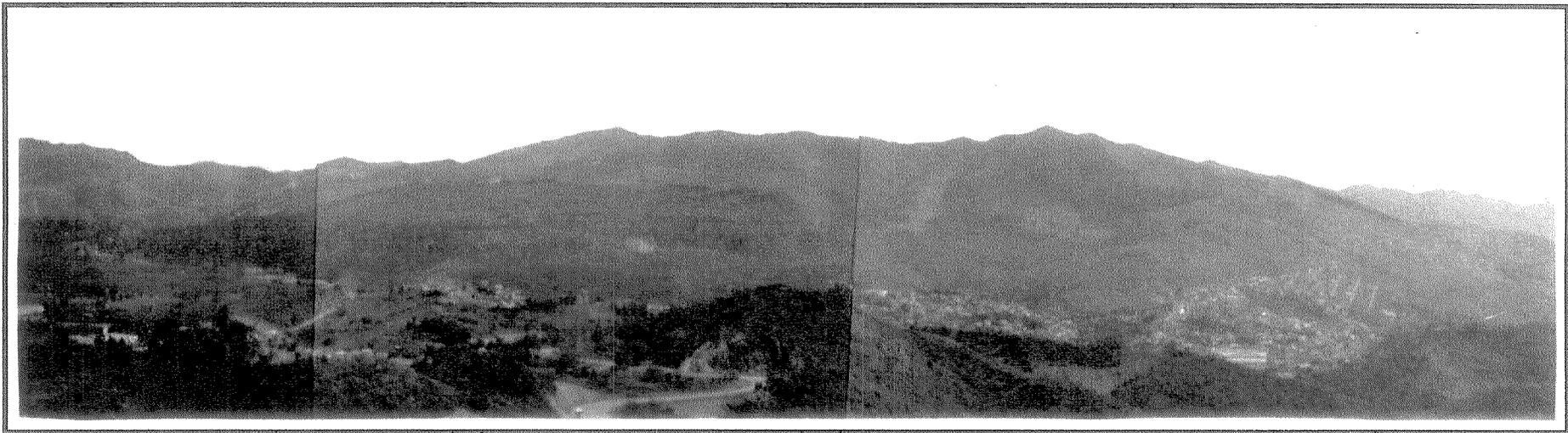
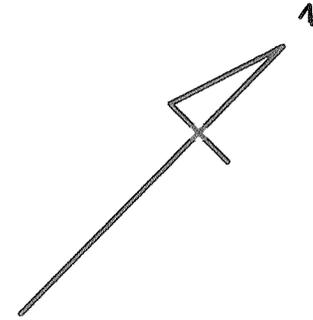


Foto 4.1- Vista panorâmica da Anticlinal de Mariana, olhando frontalmente na direção do seu eixo ($55-35^{\circ}$ NW/ $10-25^{\circ}$). À direita está o flanco Norte e à esquerda o flanco Sul, onde pode-se observar feições de antigas escavações.

4.2-ESTRUTURAS PLANARES

4.2.1- Acamamento

Na área estudada a identificação do acamamento original é bastante dificultada em virtude da deformação e metamorfismo superpostos, além da entrada de material (veios) resultando em uma mudança completa da trama sedimentar original. As feições de S_0 intercamadas foram todas obliteradas e/ou transpostas plano-paralelamente à S_0 .

Apesar do S_0 intracamadas ser totalmente obliterado é possível delineá-lo pela superfície intercamadas, pois estas refletem sua orientação.

4.2.2- Foliações S_1 e S_m

A foliação S_1 representa a estrutura planar mais notável na área da mina, sendo penetrativa em todas as escalas. Esta foliação constitui a envoltória da Anticlinal de Mariana, e posiciona-se paralela a subparalelamente ao acamamento S_0 , quando este é materializado segundo as superfícies intercamadas, como colocado anteriormente. S_1 é uma foliação de caráter tectônico (metamórfico), marcada pela orientação planar ou curvilinear de minerais com hábito micáceo (micas) ou lamelares como, quartzo e carbonato, mas que guarda relação de co-planariedade com o acamamento original.

No biotita-moscovita-xisto, encontram-se dobras intrafoliais isoclinais, com a região da charneira espessada e flanco rompido, com mergulho do plano axial fazendo pequeno ângulo com S_1 . Entretanto as dobras são estruturas pouco desenvolvidas na área estudada. De modo que não foi possível obter um quadro de dados amplos para uma análise mais pormenorizada. Entretanto, Nalini (1992) descreve, localmente, na região externa à mina, dobras do mesmo tipo inseridas no mesmo contexto litológico e com atitudes semelhantes,

onde descreve uma xistosidade ligeiramente discordante de S_0 , ocupando a posição plano axial.

A foliação S_m representa uma foliação milonítica que ocorre em zonas de cisalhamento dúcteis, sendo com freqüência geométrica paralela à S_1 . Macroscopicamente, observam-se estruturas dúcteis como sigmóides de veios de quartzo, além de estruturas do tipo SC (Foto 4.2.) (Figura 4.1). Veios de quartzo dobrados isoclinalmente, comumente estão associados a essas zonas de cisalhamento (Foto 4.3). Estas zonas de cisalhamento indicam movimento reverso, com topo subindo para NW.

Na foto 3.14 observa-se que a foliação milonítica S_m está encurvada, resultando em dobras de *boudinage*. Essa feição sugere que a geração de *boudins* é posterior a formação da foliação milonítica.

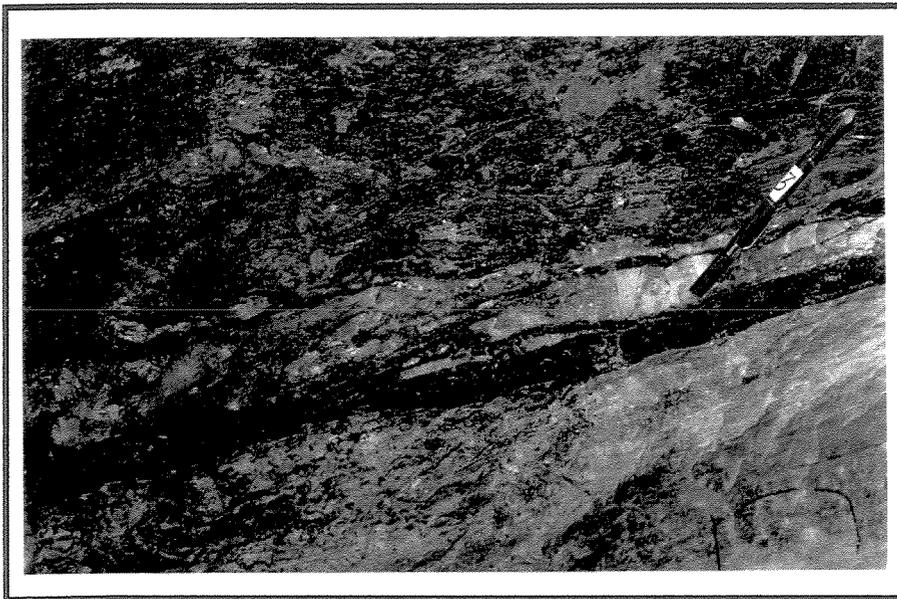


Foto 4.2. Foliação milonítica em zona de cisalhamento dúctil, no contato biotita-xisto/mármore, marcada pela presença de sigmóides de veio de quartzo e associada a dobramento isoclinal de veios de quartzo, com eixo= $210^{\circ}/25^{\circ}$ e P.A.= $169^{\circ}/20^{\circ}$. Indica movimentação inversa de SE para NW (Pia Nova P.40 -N.175 - orientação da foto $120^{\circ} \leftrightarrow 300^{\circ}$).

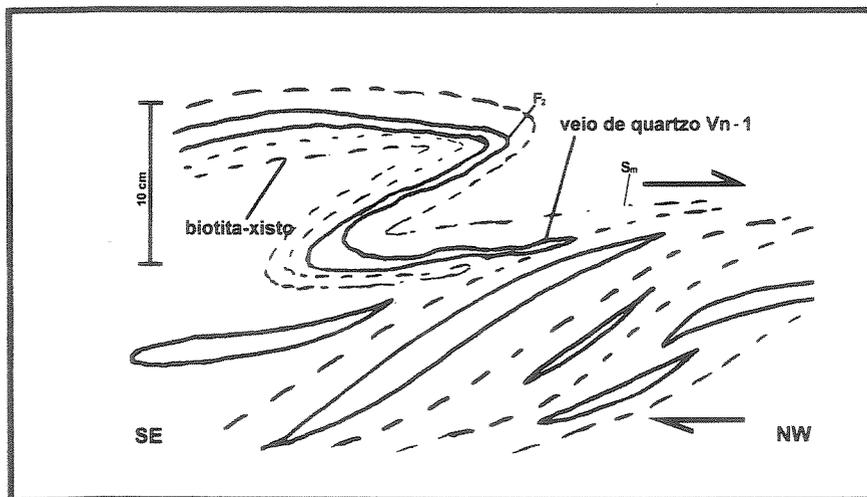


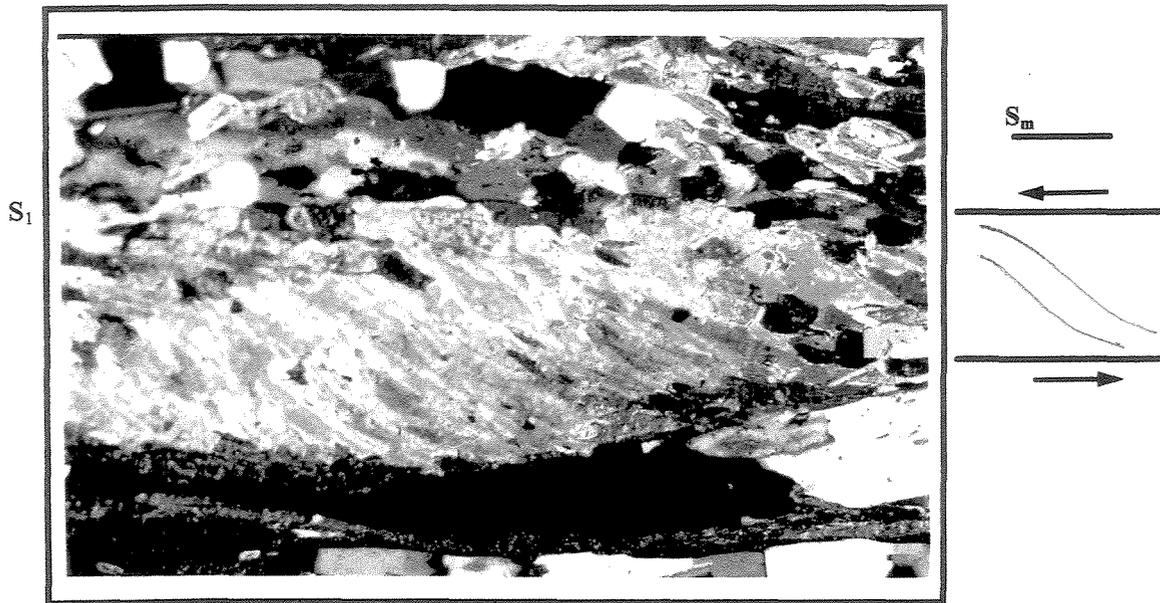
Figura 4.1. Associação de zona de cisalhamento dúctil com dobras isoclinais, no biotita-moscovita-xisto. O movimento é inverso, de SE para NW (Pia Nova N.174 P.40).



Foto 4.3. Dobras isoclinais em veios de quartzo associadas às zonas de cisalhamento dúcteis com movimento inverso de SE para NW, no contato biotita-moscovita-xisto/mármore (Pia Nova -N.175 P.40 orientação da foto $120^{\circ} \leftrightarrow 300^{\circ}$).

Nas estruturas do tipo SC tem-se a passagem gradual da foliação S para bandas “C”. Em escala microscópica, essas estruturas são marcadas pelo arranjo plano-paralelo de minerais filossilicáticos como mica branca e pela anastomose da foliação.

As estruturas SC microscópicas são bem desenvolvidas nos níveis filossilicáticos do quartzito e também indicam movimento inverso de SE para NW (Foto 4.4).



139um

Foto 4.4. Nível filossilicático no quartzito, exibindo estrutura SC indicando movimento inverso (MP-4Ia 2,5x luz polarizada - corte XZ).

Na figura 4.2 está representado o diagrama estereográfico com as medidas levantadas para a foliação S_1 na área da mina. Observa-se que a concentração máxima é de $152^0/21^0$ e que não há dispersão das medidas.

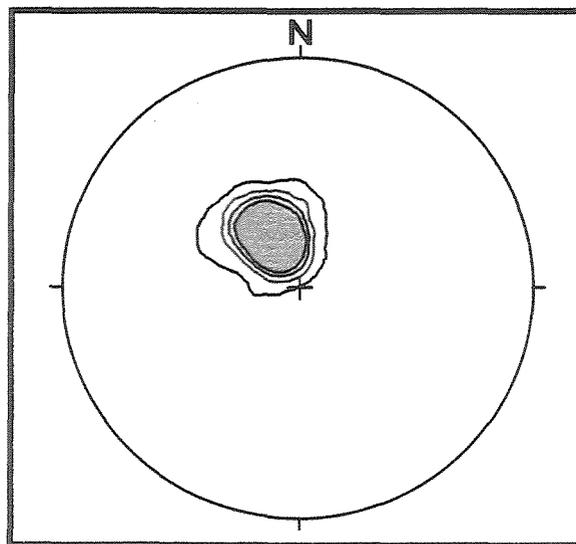


Figura 4.2. Diagrama de isofrequência de pólos da foliação S_1

% isol. 1,48 6,40 11,33 16,26
conc. Máx. $152^0/21^0$ N=203

4.2.3- Clivagem S_2

A clivagem S_2 é de ocorrência restrita, localizando-se essencialmente nos níveis filossilicáticos (filito negro grafitoso, biotita-xisto e porções pelíticas do quartzito). Tem direção em torno de 160° , com vergência para W e mergulhos elevados 60° - 70° . Geralmente só é observada com maior clareza em escala microscópica (Fotos 4.5 e 4.6), onde pode se individualizar o domínio da clivagem, marcado pelo arranjo linear de filossilicatos (moscovita) e minerais opacos e o domínio do micróliton com presença de quartzo e filossilicatos.

A clivagem S_2 pode ser definida como uma clivagem de crenulação, resultando de um microdobramento da foliação S_1 (Cf. Hobbs *et al.*, 1979).

Quando S_2 assume um caráter mais penetrativo ocorre lineação de intersecção entre S_1 e S_2 , situação possível de ser observada nos pacotes filossilicáticos.

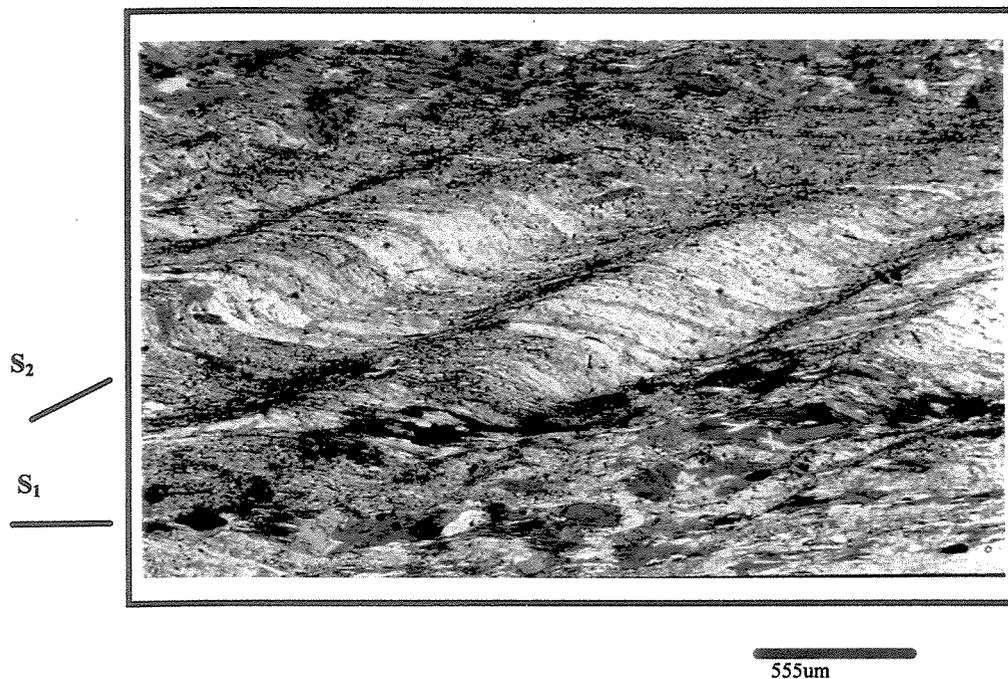


Foto 4.5. Clivagem de crenulação S_2 em nível com moscovita e biotita no quartzito (MP-3B 2,5x luz natural - corte XZ).

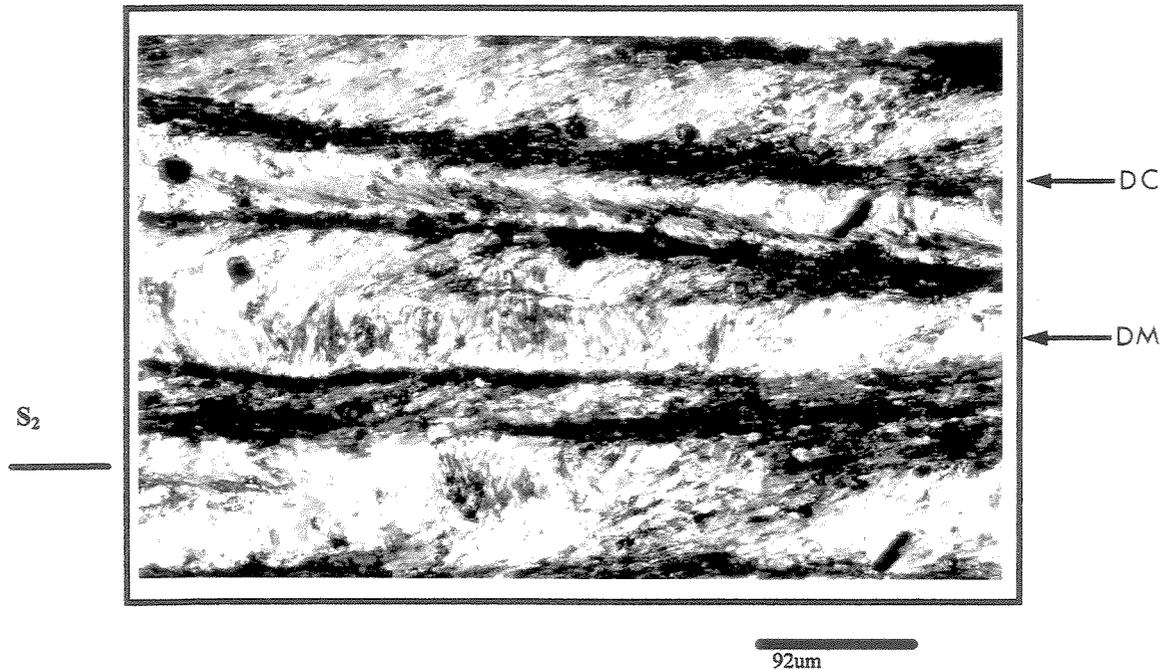


Foto 4.6. Detalhe da clivagem de crenulação S_2 em nível com moscovita no quartzito. Observar o domínio da clivagem (DC) marcado pela presença de filossilicatos e minerais opacos e o domínio do micróliton (DM) caracterizado por moscovita e quartzo mostrando que houve perda de material e concentração de fases opacas (MP-3B 20x luz polarizada - corte XZ).

4.3 - ESTRUTURAS LINEARES

4.3.1- Lineação de estiramento mineral

A lineação estiramento mineral é observada sobre as superfícies de S_1 e S_m em biotita-moscovita-xisto, marcada pela orientação preferencial de filossilicatos e de anfibólios no itabirito. Texturas do tipo *ribbons* são encontradas no quartzito da lapa da mineralização, evidenciando pronunciado alongamento das estruturas. Na figura 4.3 está representada a projeção estereográfica das medidas de lineação de estiramento. A concentração máxima é de $151^{\circ}/21^{\circ}$.

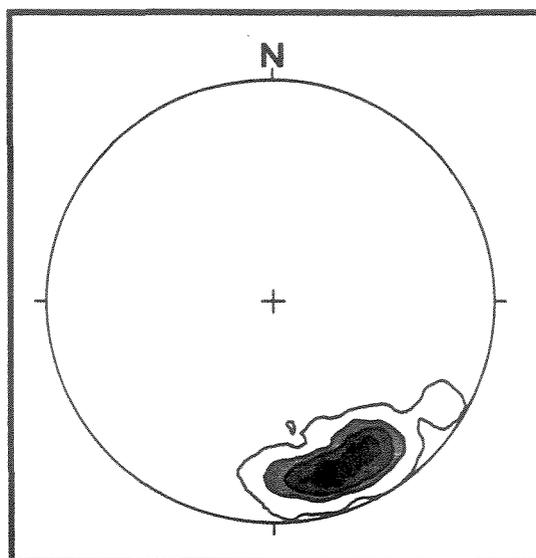


Figura 4.3. Diagrama de isolinhas cores
pondente à lineação de
estiramento mineral

% isol. 2,30 9,20 14,94 22,99

Conc. Máx. $151^{\circ}/21^{\circ}$ N=87

4.3.2- Lineação de intersecção

A lineação de intersecção, pouco observada na área estudada, é caracterizada pela intersecção da foliação S_1 com a clivagem de crenulação S_2 . Sua atitude é $160^{\circ}/20^{\circ}$.

4.3.3- Lineação de crenulação

A lineação de crenulação é caracterizada pela orientação preferencial das charneiras de microdobras, relacionadas à clivagem de crenulação S_2 . Ocorre nos horizontes francamente filossilicáticos, representados pelo filito negro carbonoso, biotita-xisto e, níveis micáceos do quartzito na lapa da mineralização.

O desenvolvimento, a frequência e a orientação da lineação de crenulação são parâmetros fortemente dependentes das propriedades reológicas das rochas envolvidas na

deformação, bem como da intensidade da deformação imposta, além da presença de anisotropias.

Na figura 4.4 tem-se o estereograma correspondente às medidas de lineação de crenulação onde observa-se um máximo de $169^{\circ}/20^{\circ}$.

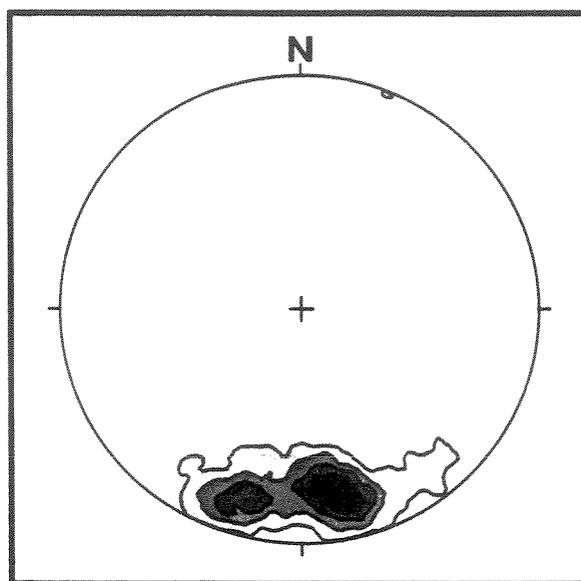


Figura 4.4. Diagrama de isolinhas correspondente a lineação de crenulação

% isol. 3,13 7,81 12,50 18,75
Conc. Máx. $169^{\circ}/20^{\circ}$ N=64

Uma lineação de crenulação com atitude ENE, de ocorrência muito rara foi observada, mas o número de medidas é insuficiente para interpretações em bases estatísticas.

4.3.4- *Boudins*

O *boudin* é a estrutura mais marcante na mina de Passagem. Ocorre na totalidade das litologias, sendo mais ou menos pronunciada em decorrência das propriedades reológicas destas, principalmente da diferença de competência entre os litotipos

A geometria de perfil dos *boudins* depende do comportamento reológico dos materiais envolvidos e da natureza do fraturamento associado, isto é, fraturas nucleadas por extensão ou por cisalhamento, e estas por sua vez, estão relacionadas à intensidade da tensão diferencial atuante (Price & Cosgrove 1991).

Na mina a geometria dos *boudins* varia de termos onde a diferença de competência é elevada, originando *boudins* com formas marcadas por limites bruscos retos ou irregulares, quadro este bem evidenciado no turmalinito e no quartzito (Foto 4.7). Em situações medianas, onde a diferença de competência é intermediária, tem-se *boudins* com limites mais suaves, como nos mármore e alguns veios de quartzo e de carbonato (Foto 4.8). Geometrias do tipo *pinch and swell*, são comuns em biotita-moscovita-xisto e em alguns veios de quartzo (Foto 4.9).

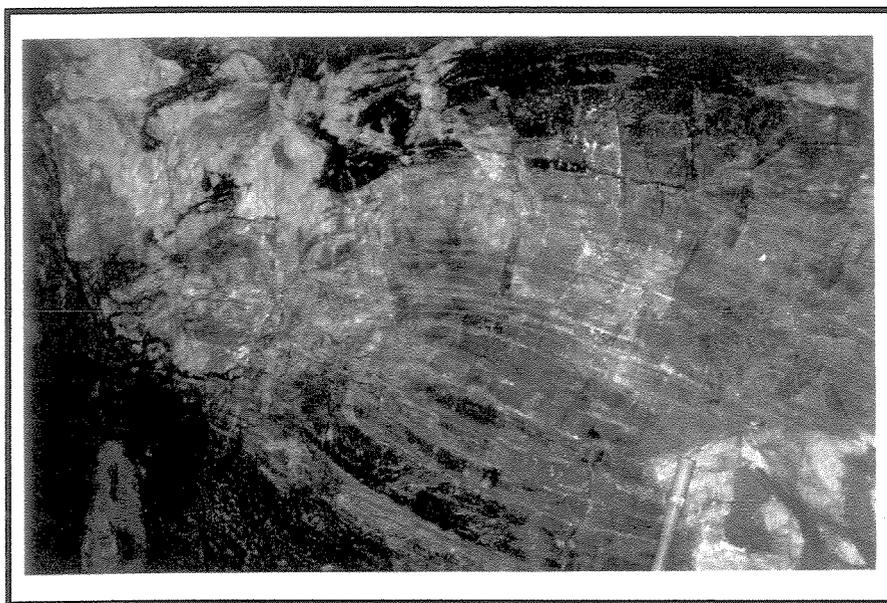


Foto 4.7. *Boudins* em quartzito apresentando limites bruscos e irregulares (Pia Nova N.175 P.40B orientação da foto $275^{\circ} \leftrightarrow 95^{\circ}$).

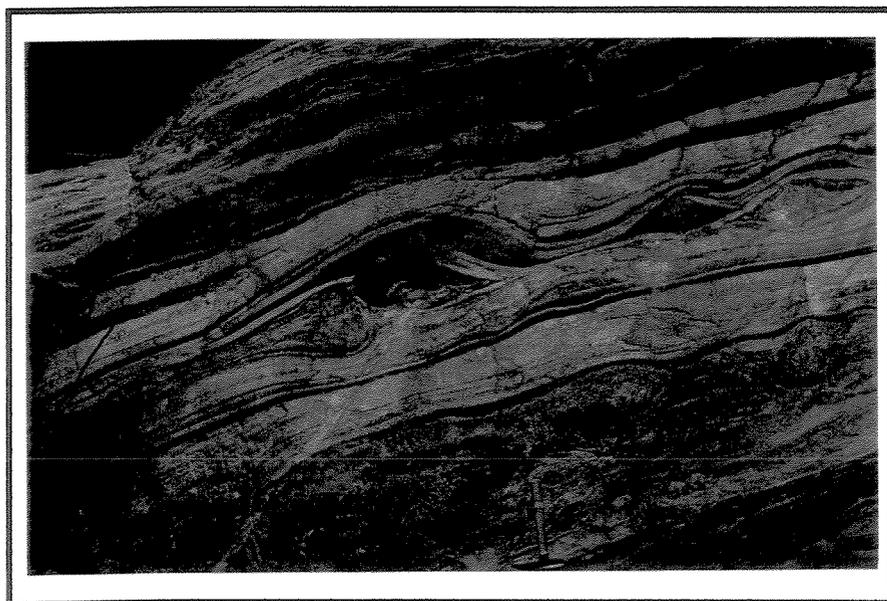


Foto 4.8. *Boudins* de veios carbonato/quartzo encaixados no mármore. Notar as terminações suaves (Pia Nova N.315 gruta - orientação da foto $170^{\circ} \leftrightarrow 350^{\circ}$).

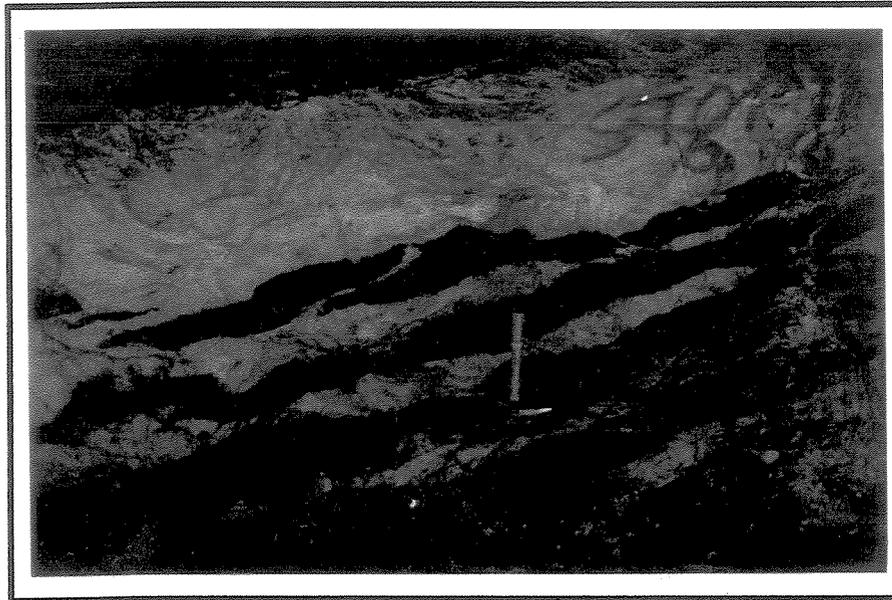


Foto 4.9. Veio de quartzo (VQ) com estrutura do tipo *pinch and swell* evidenciando baixo contraste de viscosidade em relação à encaixante (mármore esverdeado) (Pia Nova cruz. C/ N.315 - orientação da foto $95^{\circ} \leftrightarrow 275^{\circ}$).

No estereograma correspondente às medidas de eixos de *boudins* (Figura 4.5) observa-se que se orientam segundo as atitudes máximas $10-20^{\circ}/13^{\circ}$ e $70-90^{\circ}/15^{\circ}$, fazendo um ângulo entre si em torno de 60° a 70° .

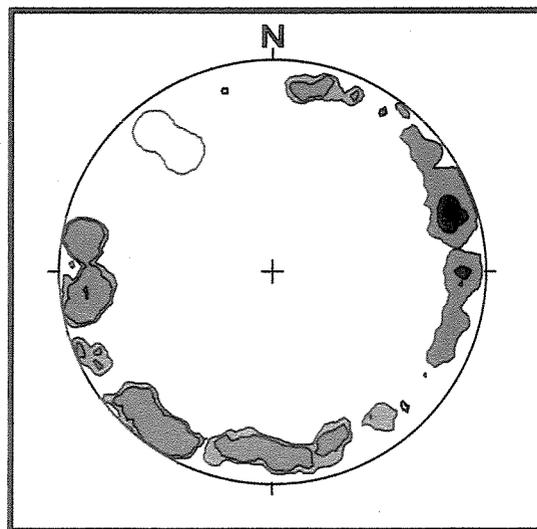


Figura 4.5. Diagrama de isolinhas correspondente as medidas de eixo (y) de *boudin*

%isol. 0,69-3,45-6,21-8,28
N=145

Na área estudada observa-se um arqueamento bastante pronunciado da foliação S_1 , constituindo-se em verdadeiras dobras de *boudinage* (Foto 4.10) suaves, com plano axial vertical cuja interseção com S_1 é paralelo a subparalelo ao eixo Y dos *boudins* a que estão associadas. Essas feições são muito características em *boudins* de grande escala, com

comprimento de onda superior a 10 metros e amplitude de 2-3 metros. Nessa escala as dobras de *boudinage* apresentam comprimento de onda métrico, como pode ser observado na foto (4.12).

O preenchimento dos *necks* dos *boudins* pode ser de material endógeno ou exógeno, dominando claramente a primeira situação. De modo geral, os *necks* são preenchidos por quartzo, carbonato, sulfetos e turmalina, sendo que em todas as situações esses constituintes estão em contato ou próximos aos *boudins*. É possível observar claramente em *boudins* de veio com carbonato, quartzo e sulfeto a concentração de sulfetos na região do *neck* (Foto 4.11). Ocorre migração dos sulfetos em busca de locais de menor pressão. Em outras situações tem-se preenchimento com sulfetos e formação de auréolas de turmalinização.

O fraturamento associado à *boudinage*, na área estudada, pode ser separado em duas categorias: i)- Fraturamento nucleado por fraturas extensionais verticais, que são mais comuns, preenchidas por quartzo, carbonato, sulfetos e turmalina, ou por uma combinação destes. ii)- Fraturamento gerado por cisalhamento, ao qual se associa movimento normal, de NW para SE (Foto 4.13), com plano de fratura/ deslocamento apresentando atitude semelhante àquelas de veios normais $125^{\circ}/35^{\circ}$.

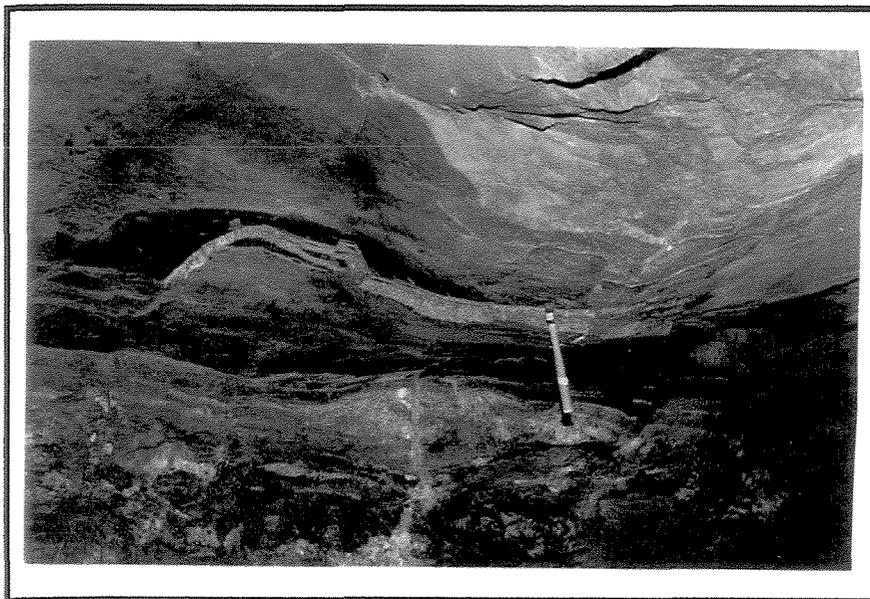


Foto 4.10. *Boudins* imprimindo forte deflexão no mármore, gerando dobras de *boudinage* com eixo paralelo ao eixo do *boudin* (Pia Nova N.275 - orientação da foto $330^{\circ}\leftrightarrow 150^{\circ}$).

Na área estudada, a nucleação de *boudins* está associada a fraturas extensionais verticais, gerando *boudins* simétricos e a cisalhamento originando estruturas do tipo *pull a part* com *boudins* assimétricos, ligeiramente rotacionados. Este último tipo é bem desenvolvido no metachert carbonático sulfetado bandado.

Boudins em duas direções podem se formar em condições tais que σ_1 seja vertical ou próximo a vertical, gerando estruturas do tipo tablete de chocolate (Price & Cosgrove, 1990). Um mecanismo alternativo seria considerar os *boudins* formados por estiramento em apenas uma direção, sendo a outra apenas uma acomodação de material.

Na mina as duas direções de boudinagem são desenvolvidas, sendo que os *boudins* com atitude 70° - $90^{\circ}/15^{\circ}$ têm a região do *neck* quase sempre preenchida por quartzo e, às vezes, sulfetos e turmalina que migram das proximidades (endógeno). Os *necks* dos *boudins* com atitude 10° - $20^{\circ}/13^{\circ}$ geralmente não são preenchidos na mesma intensidade e raramente apresentam-se rompidos.

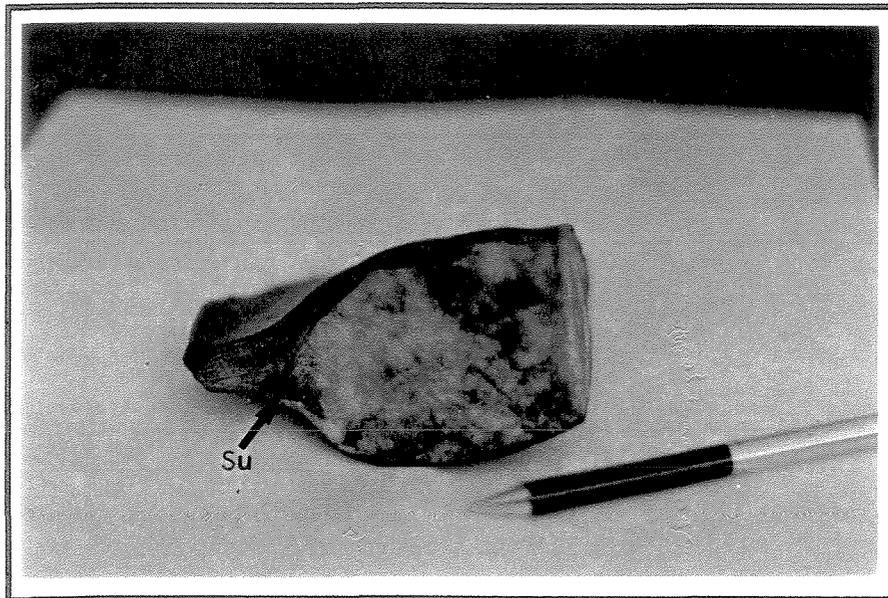


Foto 4.11. Preenchimento do *neck* de *boudin* com sulfetos (Su) provenientes do próprio veio (endógeno) (Pia Nova N.275)

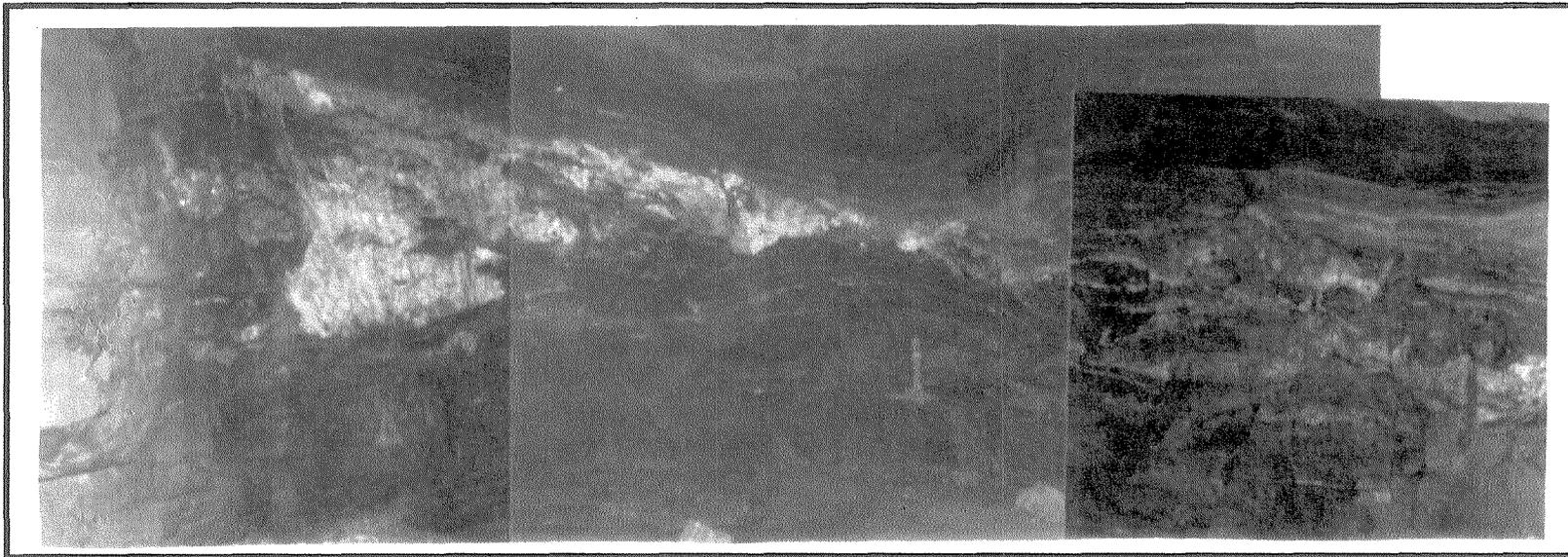


Foto 4.12. *Boudins* em grande escala com comprimento de onda métrico. Eixo (y) do *boudin*= $190^{\circ}/10^{\circ}$ (Pia Nova N.275 - orientação da foto $290^{\circ}\leftrightarrow 110^{\circ}$).

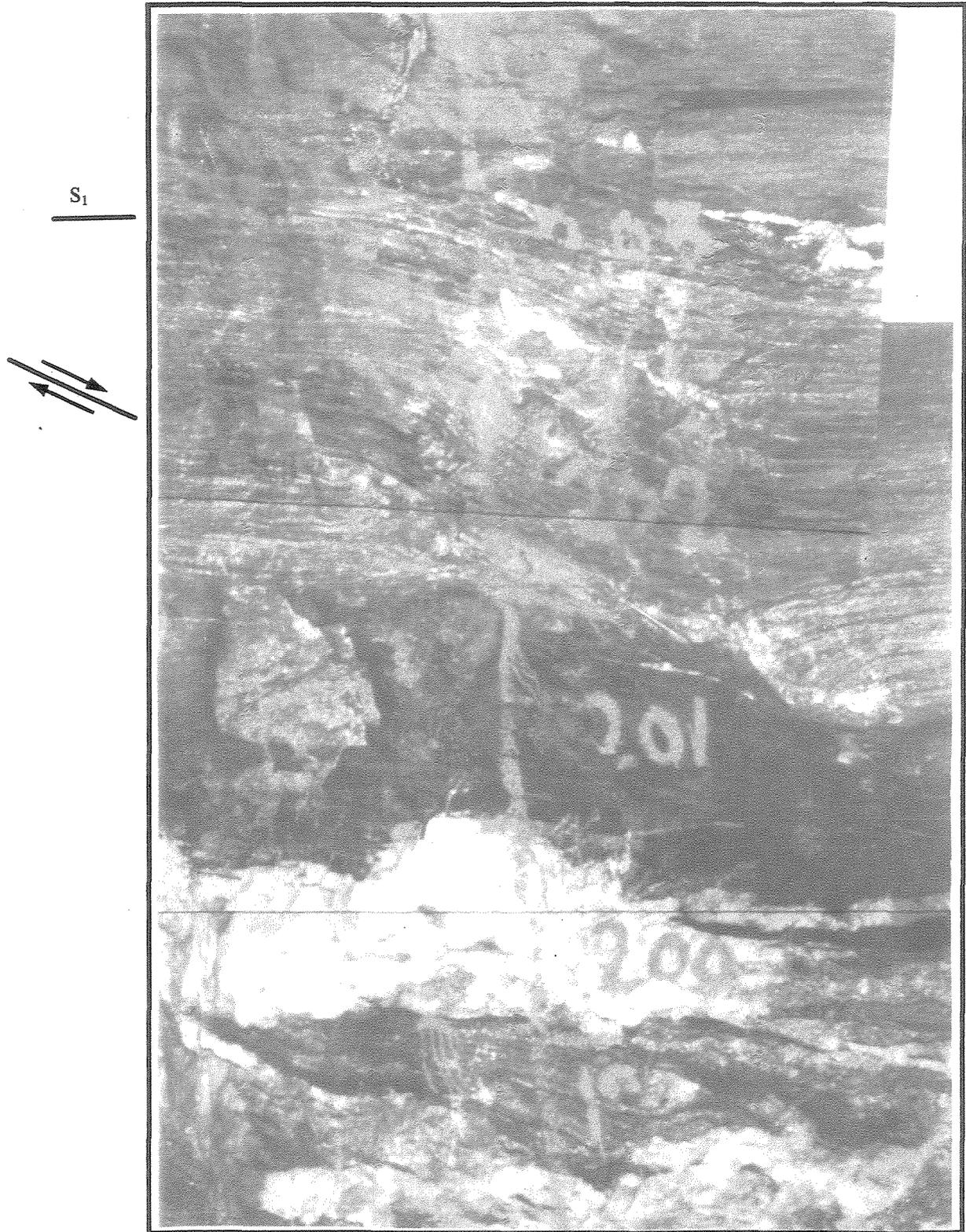


Foto 4.13. *Boudin* nucleado por cisalhamento normal, em camada de metachert carbonático sulfetado bandado, apresentando movimento normal localizado, de NW para SE. $S_1=150^{\circ}/13^{\circ}$ (Pia Nova N.275 - orientação da foto $310^{\circ}\leftrightarrow 130^{\circ}$ - corte XZ).

4.4- DOBRAS

Dobras são estruturas bastante escassas na área estudada, particularmente no setor onde foram desenvolvidos a maioria dos trabalhos (Pia Nova).

Fundamentado em critérios de orientação de eixos e superfícies axiais de dobras (cf. Ramsay, 1967), foram reconhecidas 4 famílias de dobras, representadas por F_1 , F_2 , F_3 e F_4 .

4.4.1- Dobra F_1

A dobra F_1 é representada pela megadobra da Anticlinal de Mariana, com comprimento de onda que ultrapassa a uma dezena de quilômetros (Foto 4.1 e Figura 4.1). Geometricamente esta megaestrutura corresponde a uma dobra aberta normal, com eixo de direção N40W, apresentando um suave mergulho para sudeste ($10^\circ - 20^\circ$).

Em termos geomorfológicos a Anticlinal de Mariana tem o seu flanco sul, de direção aproximadamente EW, materializado pelas Serras de Ouro Preto, Veloso, Chafariz e Siqueira, enquanto o flanco norte, de direção aproximadamente NW-SE é representado pelo Morro Santana e pela Serra de Antônio Pereira.

A formação desta megadobra tem sido sugerida como consequência de soerguimento das supracrustais do Supergrupo Rio das Velhas em resposta a movimentos diferenciados do embasamento granítico-gnaíssico, durante um evento extensional (Chemale Jr. *et al.* 1991; Endo & Nalini 1992 e Nalini 1993).

4.4.2- Dobras F_2

Dentre as poucas dobras encontradas na mina, estas se constituem nas mais comuns.

São representadas por dobras isoclinais intrafoliais, podendo ser recumbentes, com flancos rompidos e região da charneira espessada. Exibem simetria monoclínica, comprimentos de onda e amplitudes de ordem centimétrica, encaixam-se na classe 2 de Ramsay (1967).

São encontradas com mais freqüência nas litologias menos competentes, como é o caso do biotita-xisto, filito negro carbonoso, metachert e, mais raramente, em quartzito e turmalinito. O biotita-xisto encontra-se dobrado juntamente com veios de quartzo, sendo que esses estão bastante recristalizados e não contêm sulfetos.

A atitude do plano axial destas dobras é paralela a da foliação S_1 . Mas, como se dispõem de poucos dados referentes a esta família não é possível associa-la à foliação S_1 . Conforme mencionado anteriormente, Naliņi (1992) levantou um volume de dados apreciáveis, na área externa à mina, associa a geração destas dobras com a foliação S_1 .

O mecanismo de nucleação dessas dobras é por deslizamento flexural, notadamente por diferença de reologia das camadas, onde as menos competentes absorveram a deformação superimposta.

Os eixos das dobras F_2 têm atitude aproximada $210^0/14^0$, com vergência para NW.

4.4.3-Dobras F_3

São flexuras geradas por *boudinage*, especialmente quando a rocha *boudinada* é constituída por camadas de biotita-moscovita-xisto, rocha carbonática ou itabirito. Tem simetria monoclínica e comprimentos de onda variados, de poucos centimétricos até mais de uma dezena de metros. Sua amplitude também é amplamente variável. São flexuras suaves e com plano axial vertical a subvertical. Geneticamente são dobras nucleadas pela deflexão da encaixante para a região de menor tensão. Esta situação é gerada quando da ruptura e criação do espaço, em função da extensão ocorrida na litologia mais competente durante o processo de *boudinage*. Os eixos dessas dobras são orientados segundo $80^0/10^0$.

4.4.4- Dobras F₄

São microdobramentos (crenulação) encontrados principalmente nas litologias filossilicáticas ocorrentes na mina, biotita-xisto, filito negro e porções metapelíticas do quartzito. Tem simetria monoclinica, comprimentos de onda milimétricos. A clivagem de crenulação S₂ constitui o plano axial dessas microdobras, que por sua vez tem seus eixos paralelos à lineação de crenulação.

4.5- Veios

Os veios são estruturas muito triviais na área abordada no presente trabalho. Mostram distintas morfologias com formas regulares a totalmente irregulares. Podem ser lenticulares ou se constituírem em massas disformes localizadas em *necks* de boudins. A mineralogia dos veios também apresenta-se variada, dominando entretanto veios quartzosos e veios quartzo-carbonáticos, ambos sulfetados e mineralizados em maior ou menor grau. Os veios formados em um mesmo evento tectônico, mas que apresentam morfologia/mineralogia distintas foram subdivididos em tipos (Figura 4.7). Abaixo tem-se o estereograma com as medidas para os veios (Figura 4.6).

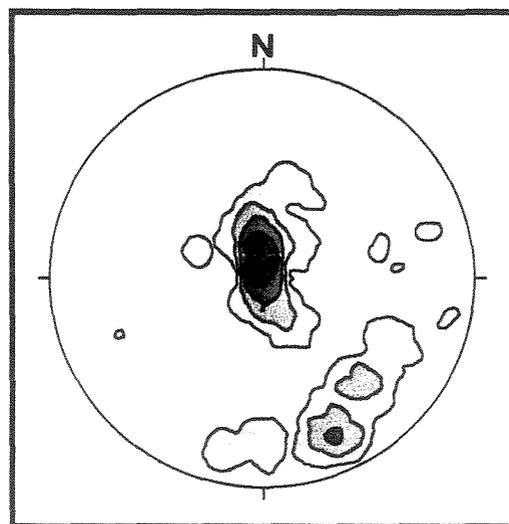


Figura 4.6. Diagrama de isolinhas correspondente à RMD de veios

% isol. 1,82 4,55 8,18 12,73
N=110

VEIOS	TIPO	MINERALOGIA
V_{n-1}	-----	Dominantemente quartzosos.
V_n	-----	Quartzo e mais raramente sulfetos, localizados nas bordas dos veios.
V_{n+1}	1	Carbonato, quartzo e sulfetos. São mineralizados.
	2	Quartzo, feldspato, turmalina e sulfetos. O quartzo é o principal constituinte. O carbonato é pouco comum, constitui fragmento de encaixantes assimiladas pelo veio. São fracamente mineralizados.
V_{n+2}	-----	Quartzo e turmalina. Sulfetos e carbonatos ocorrem raramente.
V_{n+3}	-----	Quartzo

Figura 4.7. Quadro relacionando os veios que ocorrem na área estudada.

4.5.1- Veios V_{n-1}

São os veios mais antigos que ocorrem na mina de Passagem. São pouco possantes, com espessura de poucos centímetros e comprimento máximo entre 2 e 3 metros e apresentam formas regulares. Estão encaixados principalmente em biotita xistos e quartzito sericítico, este último constitui a lapa da mineralização. Constituem-se basicamente por quartzo que, de modo geral, encontra-se bastante recristalizado, exibindo textura granoblástica poligonal (Foto 4.15). Esses veios são concordantes com a foliação (S_1), conformados com esta e encontram-se dobrados, cisalhados ou boudinados, juntamente com a mesma (Fotos 4.14 e 4.16). A atitude desses veios é a mesma da foliação, com poucas variações.

Os veios V_{n-1} são estéreis, não foram encontradas porções sulfetadas ou ouro livre nos mesmos.

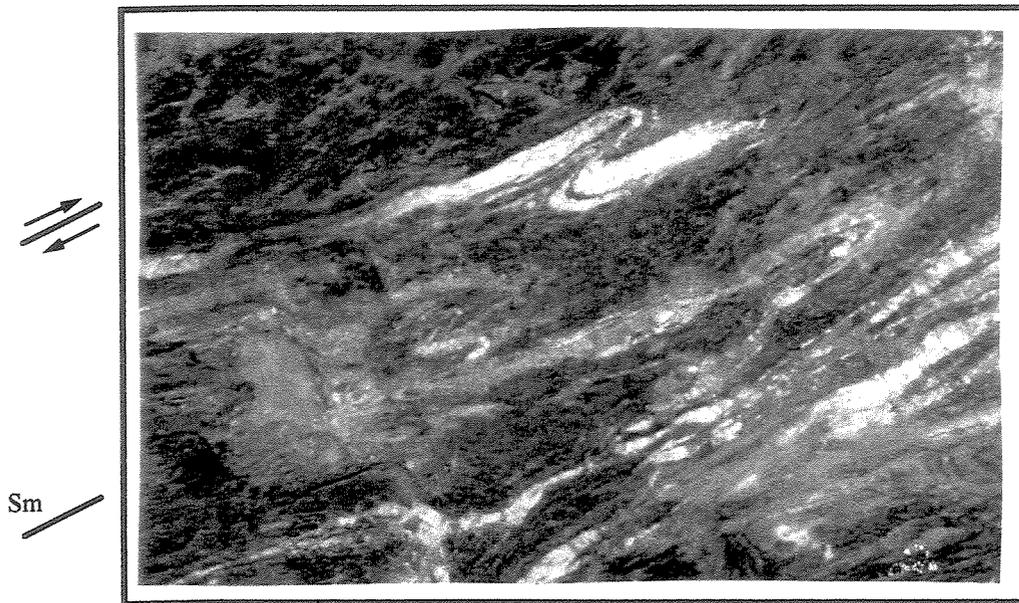
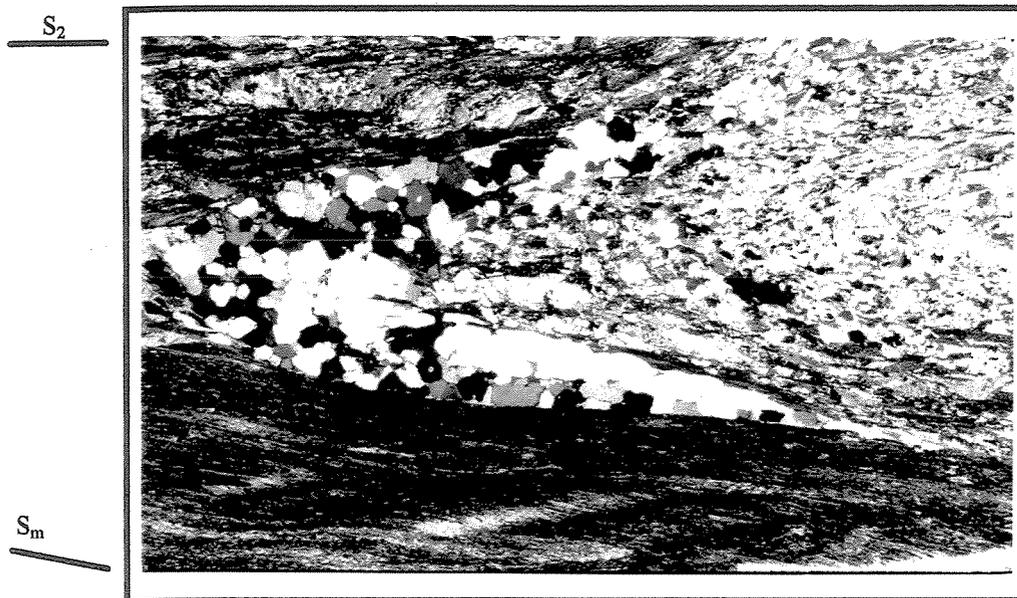
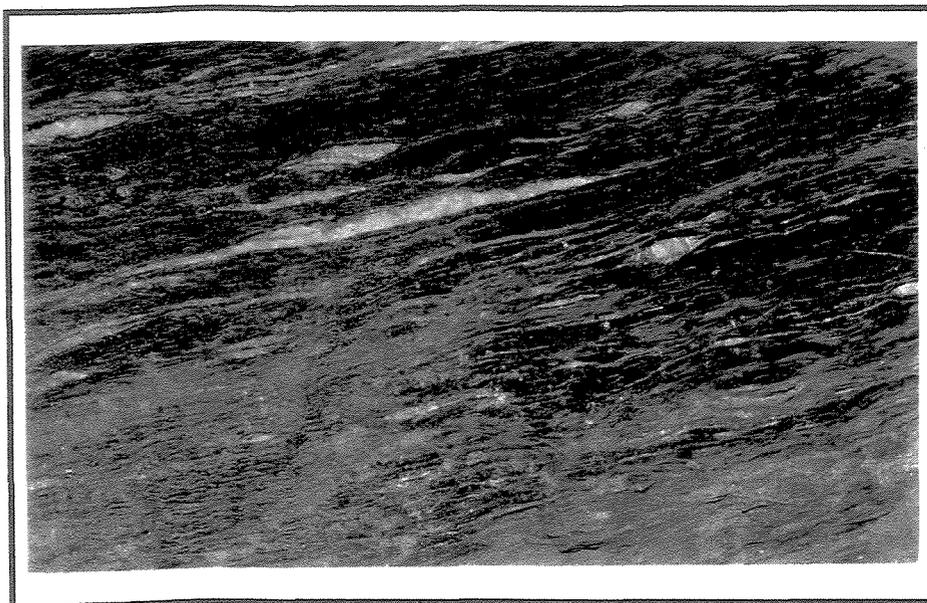


Foto 4.14. Veio de quartzo (V_{n-1}) dobrado isoclinalmente com flanco rompido indicando movimento inverso de SE para NW. Foliação $S_m=130^\circ/25^\circ$, $L_{min}=140^\circ/20^\circ$, eixo dobra= $210^\circ/10^\circ$ (Pia Nova N.315 stop 8 - orientação da foto SE↔NW - corte XZ),



555um

Foto 4.15. Veio de quartzo (V_{n-1}) recristalizado, com junções triplíceis, dobrado isoclinalmente, com a zona da charneira espessada e flancos adelgaçados/rompidos. A foliação dominante na foto é S_m , entretanto na parte superior esquerda observa-se S_2 (MP-3B 2,5x luz polarizada - corte XZ).



555um

Foto 4.16. Estreitos e curtos veios de quartzo (V_{n-1}), dispostos paralela a subparalelamente à foliação milonítica. Porfiroblastos de granada crescem sobre a foliação. $S_m=163^0/14^0$ e $V_{n-1}=160^0/13^0$ (Pia 3 N.265 - orientação da foto SE↔NW, corte XZ).

4.5.2- Veios V_n

São veios verticais/subverticais foliados com espessura de até 0,30 m e comprimentos variando de 0,50 m a 2,5 m (Foto 4.17). O quartzo é o constituinte dominantemente, podendo ocorrer também, de modo muito subordinado sulfetos na forma de delgadas películas nas paredes do veios quando esses cortam o filito negro sulfetado. Orientam-se segundo $340^0/65^0$. A foliação exibida por esses veios apresenta deflexão em relação à foliação das encaixantes (Foto 4.18). Encontram-se rotacionados indicando movimento inverso de SE para NW (Foto 4.17).

É bastante provável que parte desses veios esteja associada ao evento que dobrou V_{n-1} . Esses veios são semelhantes aos veios da família V_{n+2} , em direção e mergulho, mas diferem daqueles por apresentarem foliação e rotação, ou seja, são mais antigos.



Foto 4.17. Veio V_n (subvertical), cortando os veios da família (V_{n-1}). Encontra-se ligeiramente rotacionado, com movimento inverso de SE para NW. $V_n=335^{\circ}/65^{\circ}$, $S_m=128^{\circ}/32^{\circ}$, $L_{min}=143^{\circ}/22^{\circ}$ (Pia Nova N.315 stop 8 - orientação da foto $140^{\circ}\leftrightarrow 320^{\circ}$ - corte XZ).

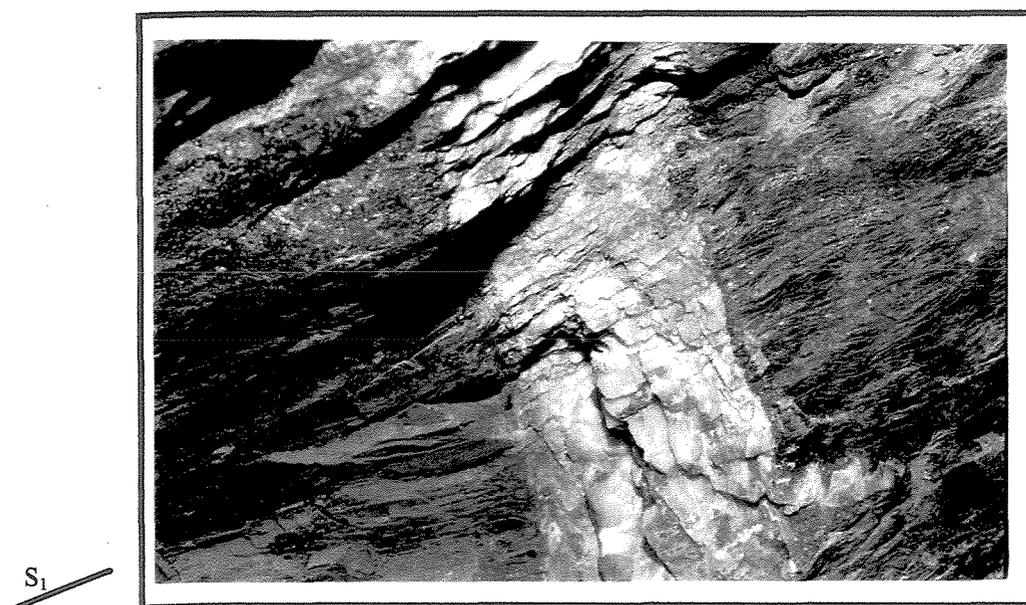


Foto 4.18. Foliação apresentada pelo veio (V_n) em ângulo com S_1 ($128^{\circ}/32^{\circ}$) (Pia Nova N.315 stop 8 - orientação da foto $140^{\circ}\leftrightarrow 320^{\circ}$ - corte XZ).

4.5.3- Veios V_{n+1}

Os veios dessa família foram divididos em dois tipos, em função da morfologia distinta que apresentam. Ambos são mineralizados e constituem-se nos principais corpos de minério, ao lado do turmalinito, lavrados na mina de Passagem.

Tipo 1. São veios de formas geralmente regulares, concordantes a discordantes em relação a foliação S_1 . Têm comprimento máximo não superior a 3-4 m e a espessura é em torno de 0,30 m (Foto 4.19). Apresentam-se boudinados. São constituídos por carbonato, quartzo, turmalina, sulfetos e ouro. Quando a litologia encaixante deste veio é de natureza carbonática, os minerais dominantes são carbonatos, refletindo nítido controle composicional da encaixante na mineralogia do veio. Por outro lado se está envolvido por filitos/xistos, o principal constituinte mineralógico é o quartzo (Foto 4.20).

Os carbonatos desses veios são dolomita e siderita. Ocorrem como cristais porfiroblásticos milimétricos a centimétricos bordejados por massas de quartzo e películas de sulfetos e turmalina (Fotos 4.21 e 4.22). Na interface do veio com a encaixante carbonática também ocorre uma película constituída de sulfetos e turmalina. Comumente exibem estilolitização em planos próximos à horizontal (Foto 4.23), resultando na concentração de material de cor negra nesses planos.

Nos veios encaixados em rochas carbonáticas o quartzo ocorre de duas formas: i)- em massas individualizadas interceptando o veio, tardias em relação ao carbonato, relacionadas ao tipo 2 desta mesma família de veios (V_{n+1}); ii)- como massas bordejando os cristais de carbonato tendo sido formadas no mesmo tempo dos carbonatos. Ambos os tipos de quartzo apresentam extinção ondulante e limites suturados.

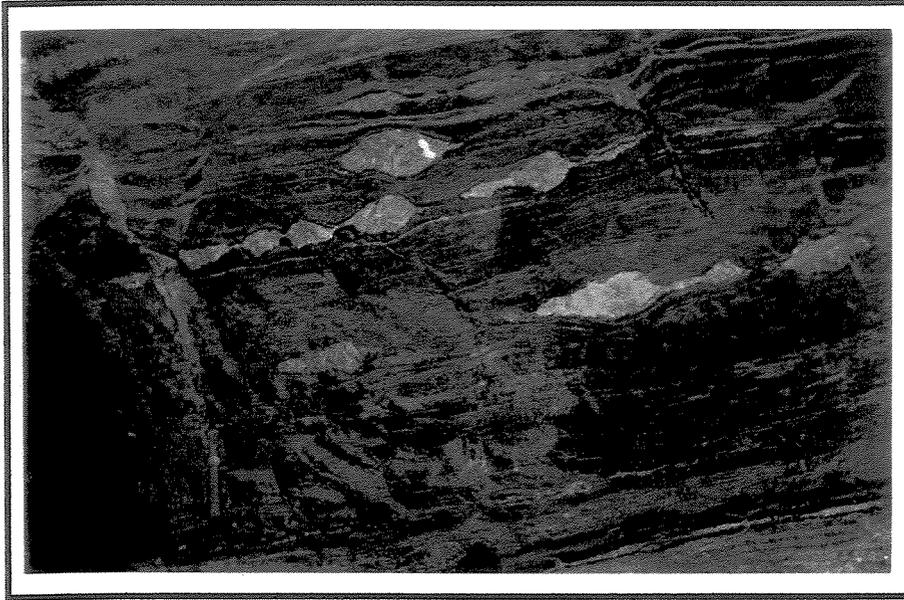


Foto 4.19. Panorâmica da ocorrência dos veios de carbonato e sulfeto (V_{n+1} tipo 1). Encontram-se encaixados em rocha quartzo carbonática cinza escura. Nesta foto apresentam atitude semelhante àquela da foliação S_1 e estão boudinados. $S_1 = 145^\circ/23^\circ$, V_{n+1} tipo 1 = $135^\circ/25^\circ$, eixo (y) boudin = $100^\circ/10^\circ$ (Pia Nova N.315 P.09 - orientação da foto $170^\circ \leftrightarrow 350^\circ$ - corte oblíquo a XZ).

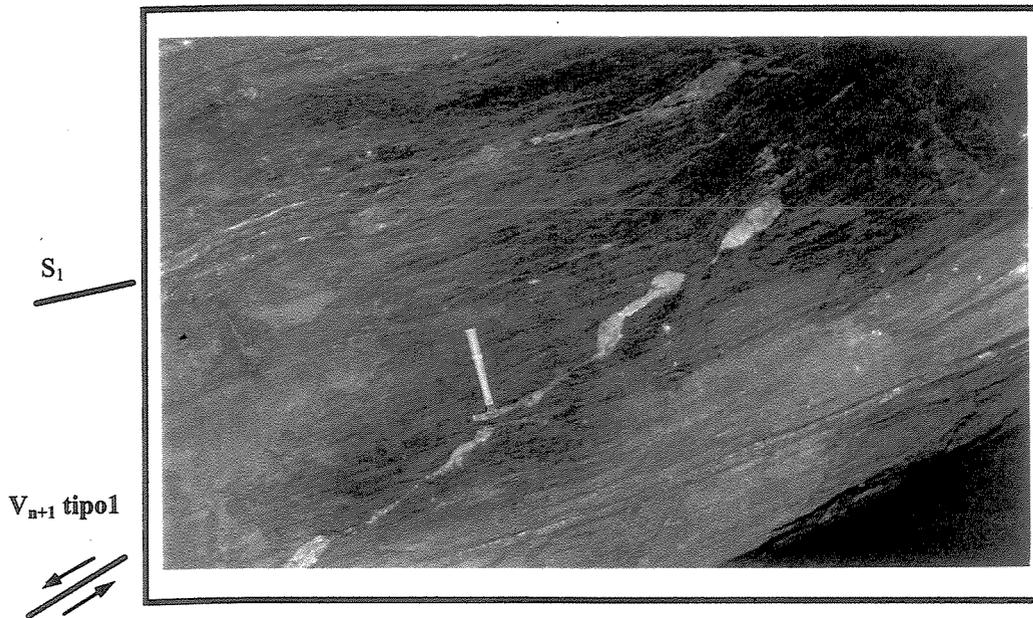


Foto 4.20. Veio de quartzo V_{n+1} (tipo 1) encaixado em biotita-xisto, observar que este veio tem mergulho um pouco maior do que a da foliação S_1 . Correspondem a *tension gashes* formados por distensão de NW para SE. Veio (V_{n+1} tipo 1) = $140^\circ/40^\circ$, $S_m = 139^\circ/30^\circ$, eixo boudin = $100^\circ/10^\circ$ (Pia Nova N.315 P.4A - orientação da foto $140^\circ \leftrightarrow 320^\circ$ - corte XZ).

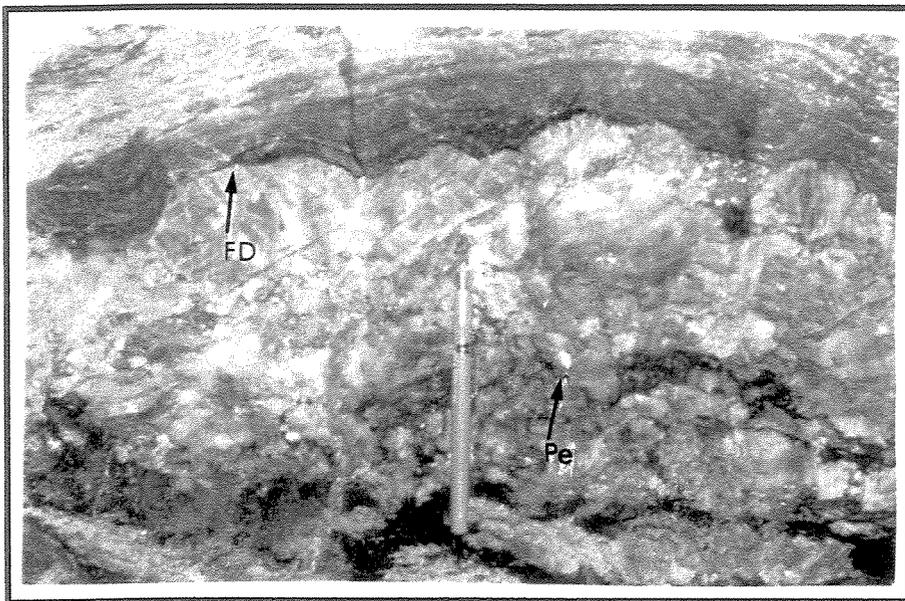


Foto 4.21. Foto em detalhe macroscópico de cristais de carbonato do veio V_{n+1} (tipo 1) encaixado no mármore esverdeado, envoltos por película (Pe) de sulfeto e turmalina. O mármore exibe feições de dissolução (FD) evidenciadas pelo truncamento da foliação (parte central superior da foto) (Pia Nova N.120 stop 1 - corte XZ).

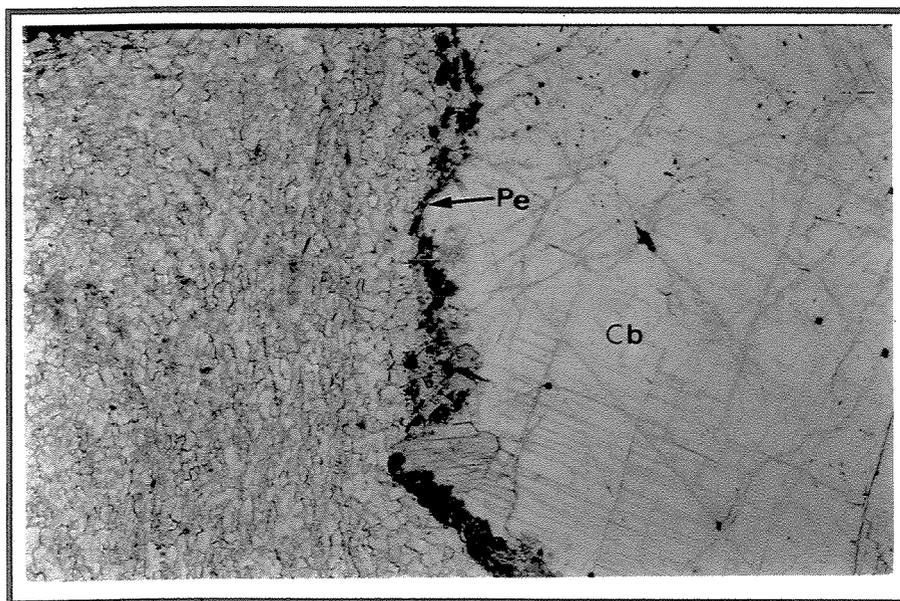


Foto 4.22. Vista microscópica da película (Pe) de sulfeto e turmalina em torno do cristais de carbonato (Cb) do veio V_{n+1} (tipo 1) (AM-15 F-19 luz natural 2,5 x - corte XZ).



Foto 4.23. Estilolitização dos carbonatos marcada por superfícies de dissolução sinuosas com morfologia endentada, em cristais de carbonato (SDV) do veio V_{n+1} (tipo 1), ou na interface desses veios com a encaixante (SDE) (mármore). As superfícies de estilolitização são sub-horizontais, com ligeiro mergulho para SE (Pia Nova N.120 stop 1 - corte XZ).

Os veios V_{n+1} tipo 1 constituem *tension gashes* com atitude média de $125^{\circ}/35^{\circ}$, portanto, apresentam mergulho um pouco superior ao da foliação S_1 (20°). Foram gerados a partir de movimento distensivo com direção de NW para SE (Fotos 4.24). Esses veios quando observados isoladamente, apenas nas suas extremidades, apresentam-se como corpos concordantes com a foliação local (Foto 4.25).

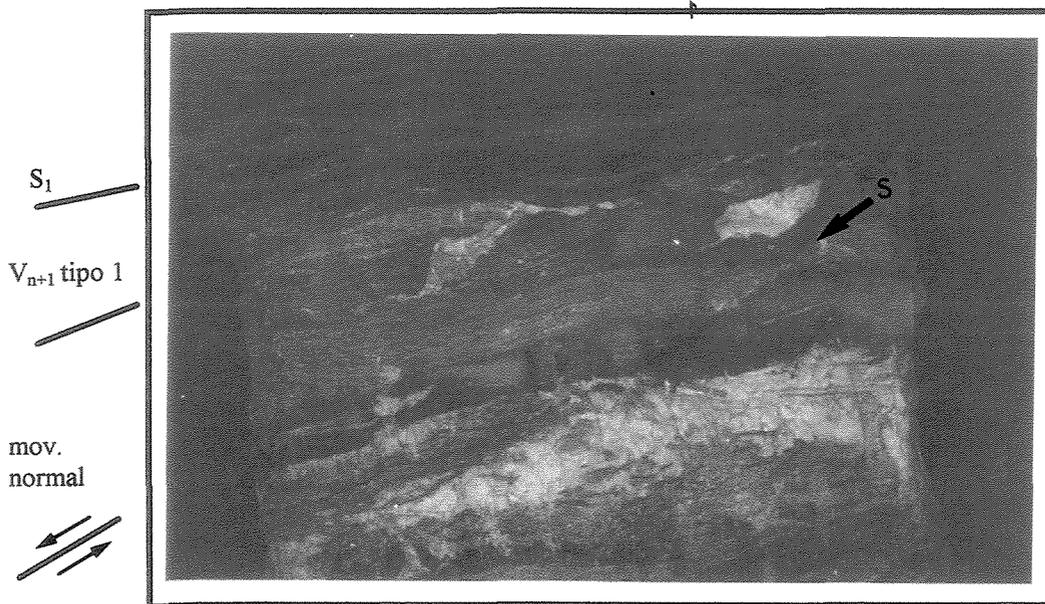


Foto 4.24. Par de veios de carbonato V_{n+1} (tipo 1) (*tension gashes*) encaixados no mármore esverdeado, indicando movimento normal de NW para SE. Notar uma estreita superfície (S) apresentando movimento distensivo, paralela aos *tension gashes*, localizada no metachert carbonático sulfetado bandado (Pia Nova N.315 P.4 - orientação da foto 120°↔300° - corte XZ).

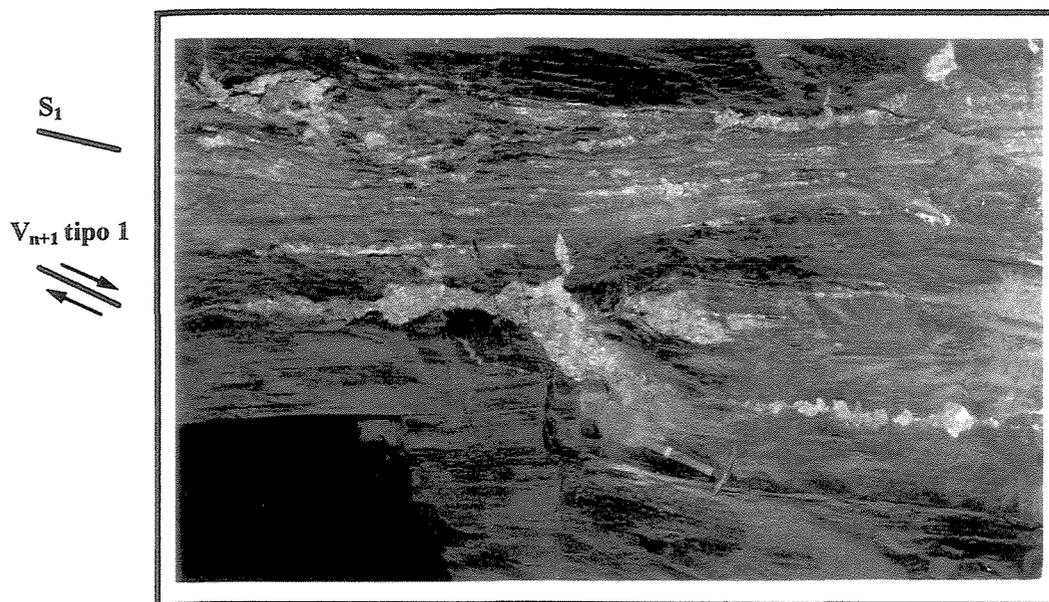


Foto 4.25. Veio de carbonato V_{n+1} (tipo 1) (*tension gashes*) encaixado na rocha quartzo-carbonática cinza, com movimento normal de NW para SE. Se as extremidades desse veio forem observadas isoladamente, serão vistos apenas veios boudinados concordantes com a foliação S₁, não mostrando, aparentemente vínculo com os *tension gashes*, como se tem na Foto 4.11 (Pia Nova N.315 P.2F - orientação da foto 340°↔160° - corte XZ).

Tipo 2 . São os maiores veios que ocorrem na mina, atingem até 30 metros de comprimento e espessuras de até 7 metros. Constituem corpos irregulares que ora são

concordantes com a foliação S_1 , ora discordantes, podendo apresentar ramificações semelhantes à “apófises” atravessando a foliação (Foto 4.26).

Os veios V_{n+1} tipo 2 exibem feições de fraturamento hidráulico incorporando fragmentos de encaixantes, feição esta muito comum quando a encaixante é turmalinito e/ou quartzito (Foto 4.27). Essas litologias comportaram-se de modo eminentemente rúptil durante a colocação desses veios.

O fragmento da encaixante, incorporada pelo veio, normalmente guarda uma relação de paralelismo/subparalelismo com a posição ocupada originalmente, antes de ser envolvido pelo veio, de modo que não se observa rotações significativas. Após sua incorporação os fragmentos da encaixantes “flutuam” dentro do veio de quartzo (Foto 3.19). Quando esta é representada por carbonato ou turmalinito, que neste caso são mais reativos, ocorrem recristalizações resultando em cristais de turmalina com granulometria mais desenvolvida e porfiroblastos de carbonato.

As encaixantes exercem forte influência na geração de veios concordantes, pois através de sua morfologia e do seu comportamento reológico controlam a colocação do veio.



Foto 4.26. Veio de quartzo (V_{n+1} tipo 2) com ramificações semelhantes à “apófises”. Observar fragmentos da encaixante incorporados pelo veio, denotando alta pressão de fluido (Pia Nova 15 m antes do N.315 - orientação da foto $15^{\circ} \leftrightarrow 195^{\circ}$ - corte oblíquo à XZ).

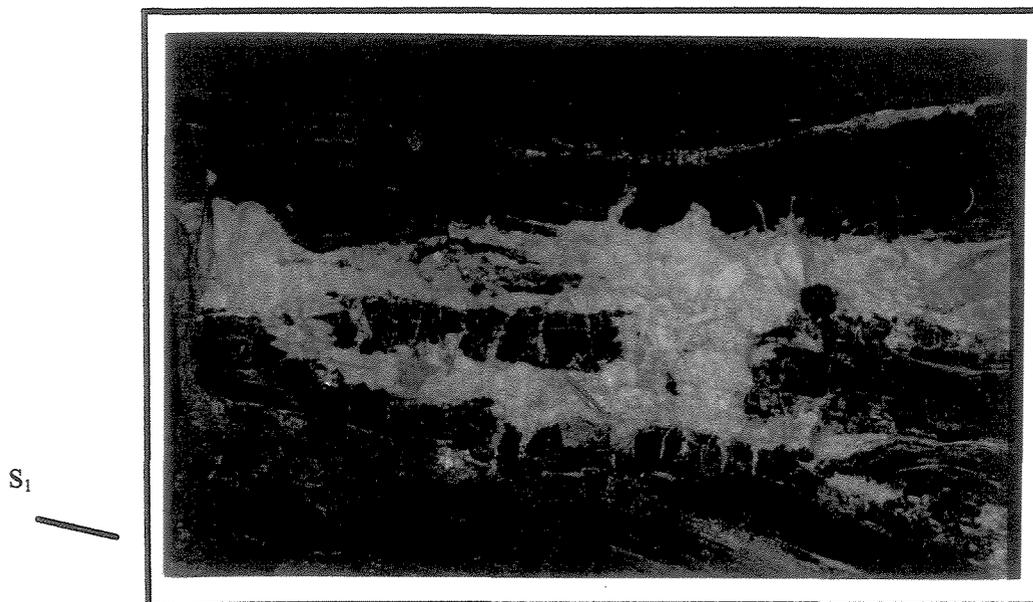


Foto 4.27. Fraturamento hidráulico associado a colocação do veio de quartzo (V_{n+1} tipo 2). Notar a incorporação de fragmento da encaixante (turmalinito) pelo veio (Pia Nova N.315 P.2 - orientação da foto $140^{\circ} \leftrightarrow 320^{\circ}$ - corte XZ).

Estes veios (V_{n+1} tipo 2) são compostos por quartzo (80-95%), ocorrendo também carbonato, sulfetos, feldspato, rutilo, monazita, barita e turmalina (Foto 4.28), além de lascas das encaixantes (rocha carbonática, turmalinito e quartzito). Proporcionalmente estes veios têm muito menos carbonato do que os veios do tipo 1.

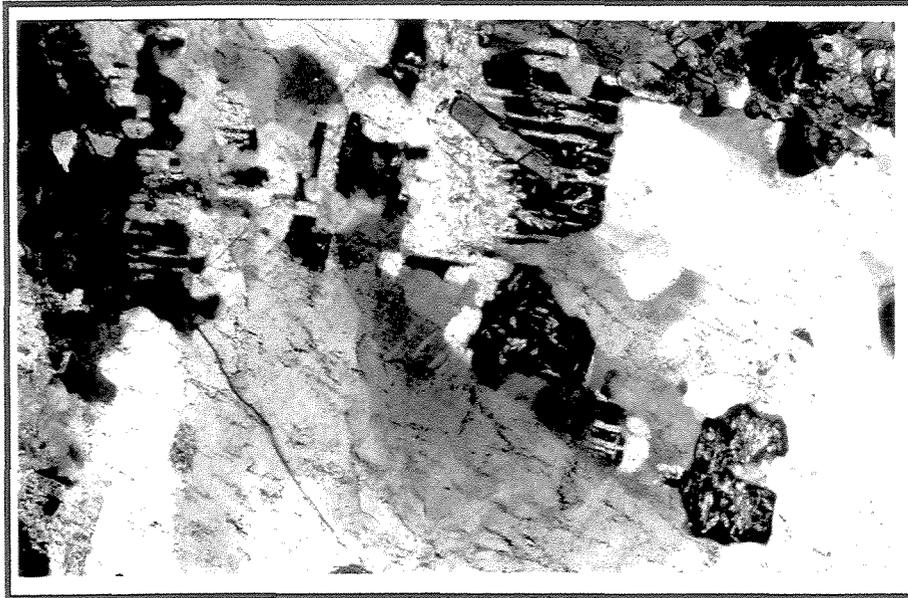
O quartzo ocorre como grandes cristais leitosos, deformados com extinção ondulante, lamelas de deformação, limites em sua maioria suturados, embora algumas junções triplíceis com limites poligonais também ocorram. Alguns poucos subgrãos são observados



555um

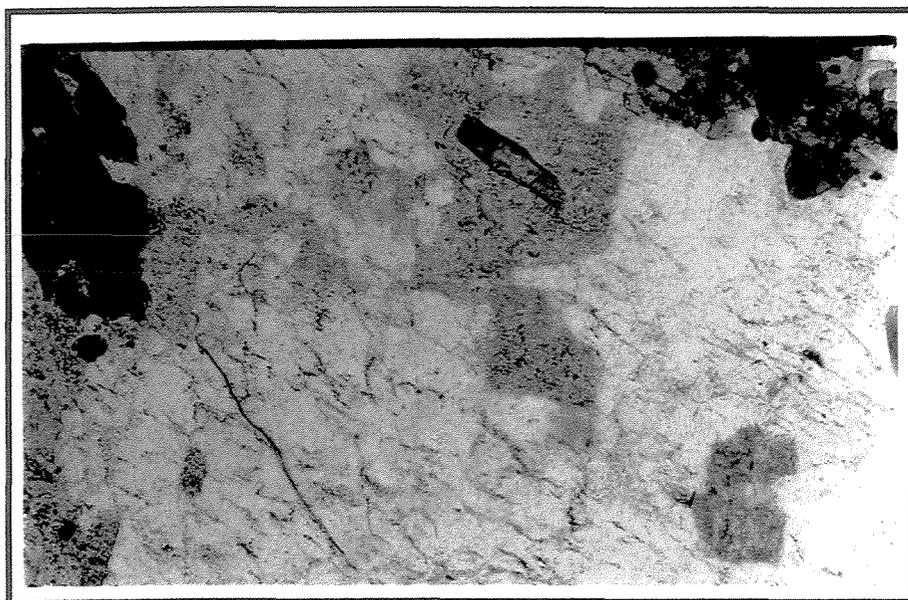
Foto 4.28. Aspecto geral do veio de quartzo (V_{n+1} tipo 2), exibindo grãos de quartzo, com extinção ondulante, massas de plagioclásio parcialmente alteradas, turmalinas, carbonato e rutilo. (AM-11 F-15 2,5x luz polarizada).

Os feldspatos são plagioclásios, ocorrem como agregados de cristais subédricos, fraturados, e encontram-se parcialmente alterados, de modo que a sua macla polissintética é ainda perfeitamente nítida (Fotos 4.29 e 4.30). As bordas do plagioclásios são ricas em rutilo. Os cristais de plagioclásio parecem ser primários e não resultantes de metamorfismo, devido a sua morfologia euédrica/subédrica. Plagioclásios em veios de quartzo aurífero na Mina de Passagem já foram descritos anteriormente por diversos autores (e.g. Hussak, 1884; Derby, 1911, Rolf 1954; Guimarães, 1965 e 1975), tendo sido considerados pelos mesmos como andesina.



139um

Foto 4.29. Foto mostrando a macla polissintética dos plagioclásios e sua alteração parcial. Observar inclusão de turmalina no plagioclásio (AM-11 F-15 10x luz polarizada).



139um

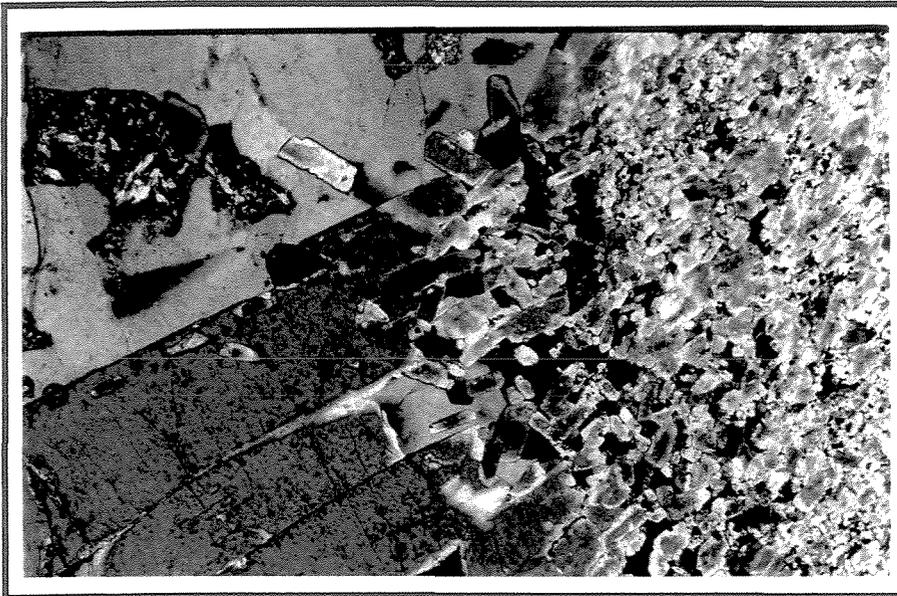
Foto 4.30. Foto anterior em luz natural mostrando a continuidade do plagioclásio alterado e sua forma subédrica (AM-11 F-15 10x luz natural).

A turmalina ocorre de duas formas distintas no veio: i)- como cristais finos submilimétricos, dispostos em bandas, com algum quartzo, representando fragmentos do turmalinito que foram incorporados pelo veio de quartzo. ii)- a segunda forma é representada

por cristais maiores, milimétricos a centimétricos, prismáticos, bem desenvolvidos, que ocorrem como inclusões nos grãos de quartzo e feldspato, dispostos como agregados no veio, ou localizam-se no contato do veio de quartzo com o fragmento de turmalinito (Foto 4.31) Nesta última situação é latente a possibilidade que aponta para recristalização do turmalinito, quando da colocação do veio de quartzo.

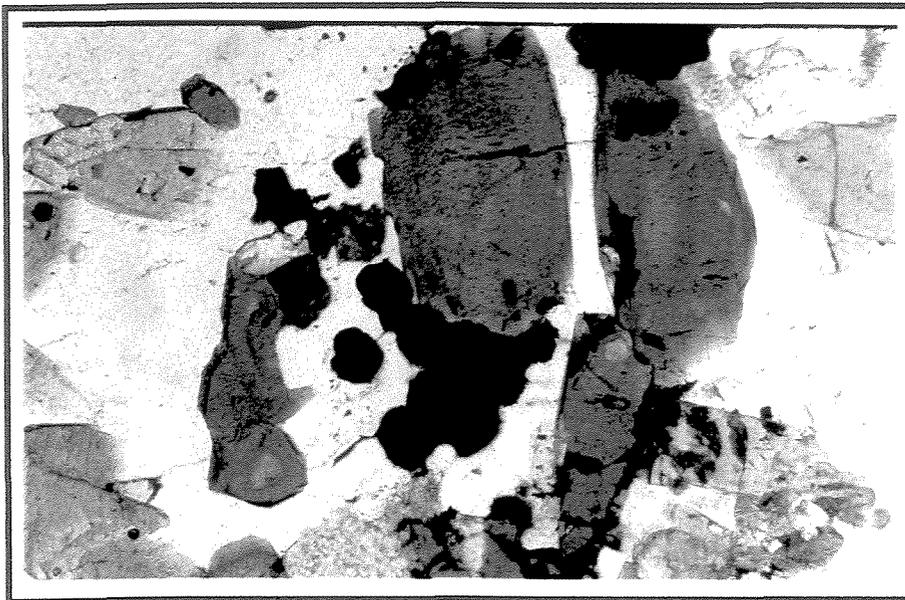
A turmalina desse veio (V_{n+1} tipo 2) é do mesmo tipo do turmalinito (Vial 1988) e apresenta as mesmas cores de zoneamento interno que o turmalinito. É verde oliva na borda passando para verde azulado no núcleo (Foto 4.32).

Os sulfetos, onde a arsenopirita é o principal representante, concentram-se principalmente nas bordas desse tipo de veio, na forma de cristais idioblásticos bem desenvolvidos.



139um

Foto 4.31. Foto ilustrando o contato do fragmento de turmalinito (turmalinas de granulometria fina) com veio de quartzo (V_{n+1} tipo 2), onde observa-se a presença de grandes cristais de turmalina no veio, crescidos na interface com o turmalinito (AM-11 F-15 10x luz polarizada).



139um

Foto 4.32. Zoneamento de cor nos cristais de turmalina de granulometria grossa. Apresentam as mesmas cores que o turmalinito (AM-11 F-15 10x luz natural).

4.5.4- Veios Vn+2

São veios regulares, de pequeno porte, com no máximo 20 cm de espessura e comprimento que não excede a 3 m. São subverticais com direção em torno de EW e constituídos principalmente por quartzo leitoso pouco recristalizado, turmalina e mais raramente carbonato, sendo comum exibirem uma película de sulfetos ou de carbonato, na interface de suas paredes com as encaixantes, quando cortam veios sulfetados (Fotos 4.33 e 4.34).

Auréolas de turmalinização são comuns nas bordas desses veios quando atravessam litologias férteis em boro, como parece ser o caso do biotita-xisto (Foto 4.35).

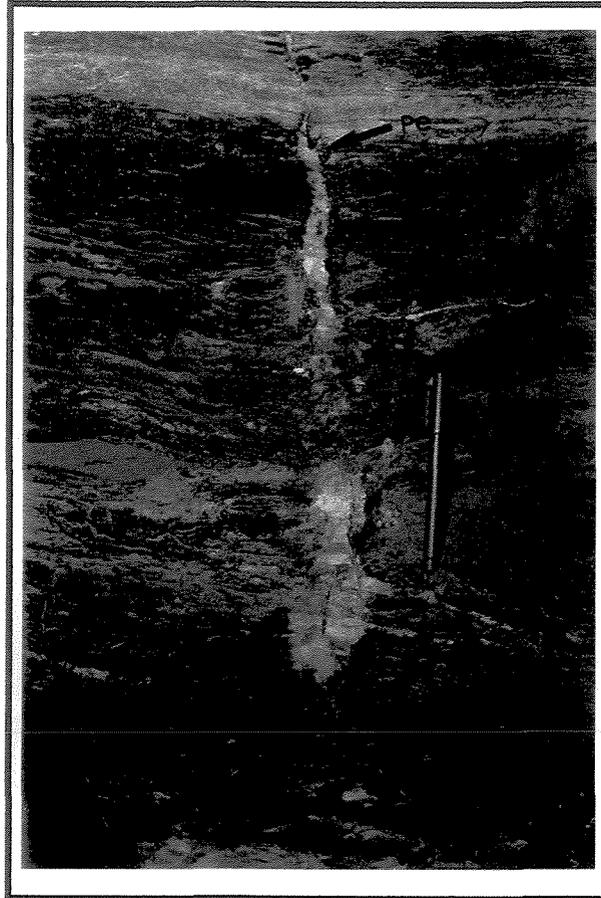
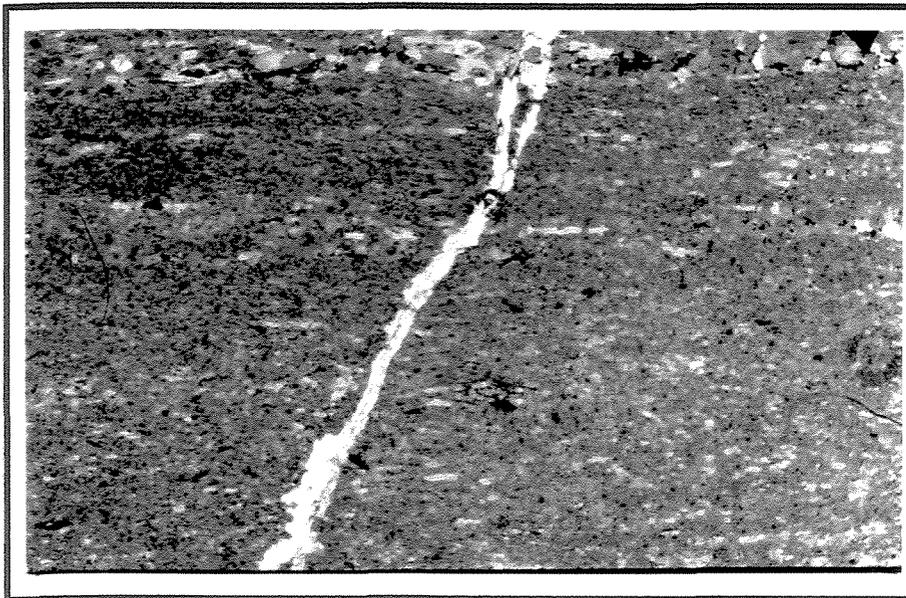


Foto 4.33. Veio de quartzo (V_{n+2}), com direção EW ornamentado com película (Pe) de sulfetos na borda (Pia Nova N.315 P.4A - orientação da foto $0^{\circ} \leftrightarrow 180^{\circ}$).



555um

Foto 4.34. Veio de quartzo sub-vertical (V_{n+2}) fazendo ângulo de 70° com S_1 do turmalinito, não exibindo feições de recristalização de turmalina. (MP-20B luz natural 2,5x - corte XZ).

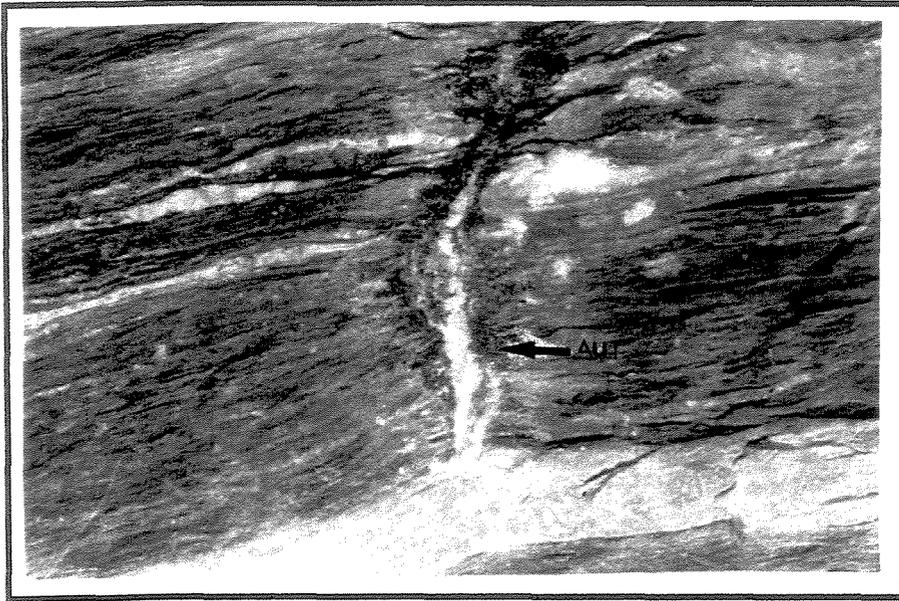


Foto 4.35. Auréola de turmalinização (AuT) associada ao veio (V_{n+2}), em biotita-xisto (largura do veio= 20cm) (Pia Nova N.315 setor NE - orientação da foto $200^{\circ} \leftrightarrow 20^{\circ}$ - corte XZ).

4.5.5- Veios V_{n+3}

São veios de quartzo leitoso, de pequeno porte, subverticais pouco comuns na área, com direção NS e caimento para E. São os veios mais tardios que aí ocorrem. Não contém nem sulfetos e nem carbonatos.

4.6. FALHAS

Na área estudada foram descritas falhas de empurrão, falhas normais e mais raramente falhas direcionais.

4.6.1- Falhas de empurrão

As falhas de empurrão são bastante comuns, com pista de translação localizando-se, principalmente na interface quartzito/filito negro carbonoso e quartzito/rochas carbonáticas. São falhas que apresentam superfícies com baixo mergulho, mas o suficiente para tornar bastante nítido o truncamento da foliação (Foto 4.36 e Figura 4.8).

As falhas de empurrão estão associadas a estreitas zonas de cisalhamento de caráter dúctil, e dúctil-rúptil, centimétricas a métricas.

As zonas de cisalhamento dúcteis são caracterizadas por dobras isoclinais intrafoliais com flancos rompidos e zona da charneira espessada, além de sigmóides de veios de quartzo. Os planos de falhas de empurrão coincidem com as superfícies dos flancos rompidos de dobras isoclinais. As falhas de empurrão mostram transporte tectônico com polarização de SE para NW.

Essas falhas de empurrão podem constituir ramos subsidiários de uma falha de empurrão mestra que ocorre na região, a Falha do Fundão (Endo, 1988) e (Chemale *et al.* 1991), pois apresentam a mesma morfologia (baixos mergulhos), indicadores cinemáticos com mesma direção e sentido, estruturas associadas (dobras isoclinais com flancos rompidos), diferindo apenas quanto à interface de atuação (falha mestra atua principalmente na interface quartzito Moeda/xistos do Grupo Nova Lima; as falhas de empurrão na mina ocorrem entre o topo do quartzito e a base do filito negro/rochas carbonáticas), mas essa variação é perfeitamente natural se as falhas de maior expressão da área estudada representam ramos da falha mestra.

Nas zonas de cisalhamento dúctil-rúptil ocorrem fraturamento e injeção de veios, principalmente quartzosos. Nesses veios é comum a presença de cianita.

Barbosa (1948) descreve falhas de empurrão com baixos mergulhos na região e as denomina de falhas de aleitamento, possivelmente, se tratam de falhas com a mesma tipologia daquelas acima descritas.

Nalini (1993) descreve a região periclinal do Anticlinal de Mariana, onde situa-se a área estudada, como rampa frontal com movimento dextral, em relação à Falha do Fundão.

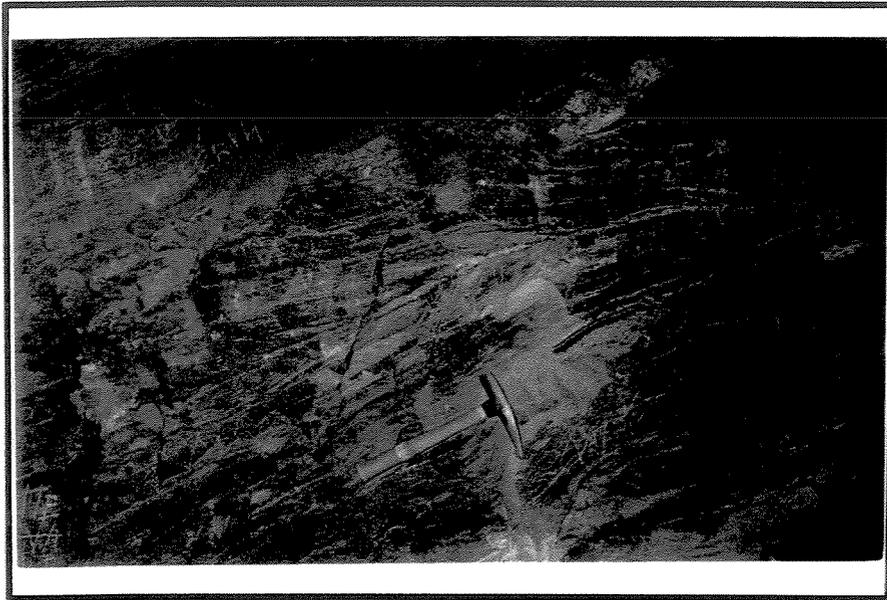


Foto 4.36. Zona de cisalhamento dúctil associada à falha de empurrão. Notar a descontinuidade angular da foliação do quartzito. No canto superior esquerdo da foto ocorre outra superfície de falha, só que de natureza rúptil, onde os indicadores cinemáticos não são suficientes para caracterizar o sentido do movimento. $S_m=148^{\circ}/33^{\circ}$ (Pia Nova N.315 “gruta” - orientação da foto $160^{\circ}\leftrightarrow 340^{\circ}$ - corte XZ).

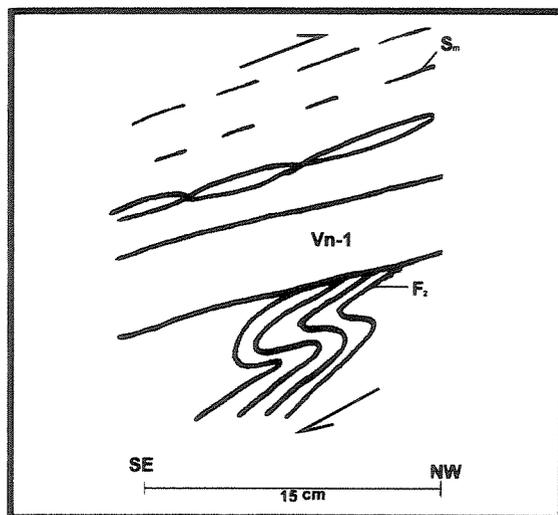


Figura 4.8. Detalhe da zona de cisalhamento da foto anterior, associada a falhamento de empurrão. Observar as dobras isoclinais (F_2) desenvolvidas na lapa da falha. O deslocamento da falha é de SE para NW. $S_m=148^{\circ}/33^{\circ}$, $F_2=225^{\circ}/07^{\circ}$ (Pia Nova N.315 “gruta” - corte XZ).

Alguns planos de falha de empurrão, de características mais rúpteis, mostram indícios de que são formados mais tardiamente em relação ao empurrão ao qual estão associadas zonas de cisalhamentos, dobras isoclinais com flancos rompidos e veios rotacionados. O principal marcador para essas falhas de empurrão posteriores é que as mesmas truncam carnadas e veios (V_{n+1}) boudinados (Fotos 4.37 e 4.38).



Foto 4.37. Falha de empurrão rúptil interceptando veios (V_{n+1}). A descontinuidade angular entre as foliações é da ordem de 35° . Notar a presença de diversos veios subverticais de quartzo ligeiramente rotacionados de SE para NW (Pia Nova N.315 P.08 orientação da foto $160^{\circ} \leftrightarrow 340^{\circ}$ - corte XZ).

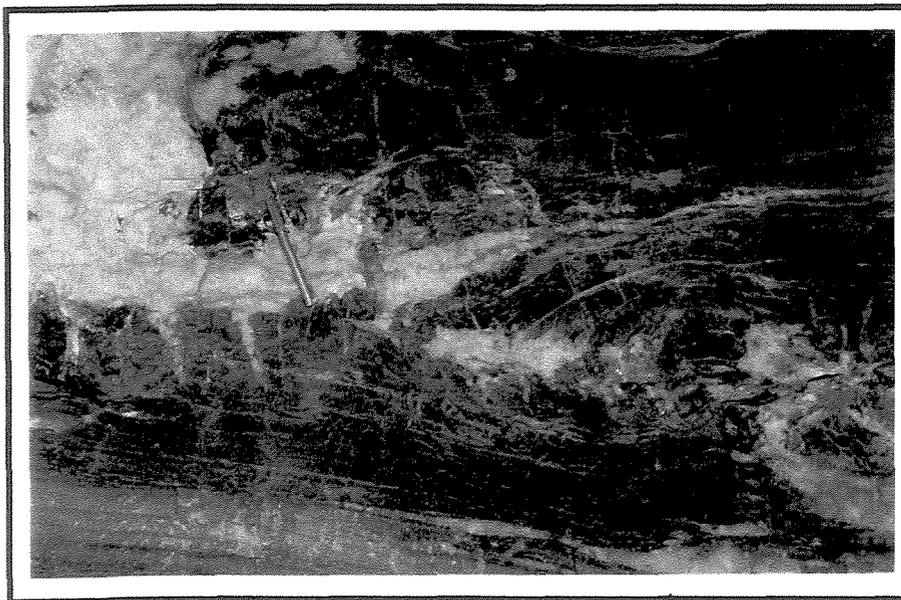


Foto 4.38. Falha de empurrão mostrando curvamento da foliação associada a movimentação de SE para NW. (Pia Nova N.315 - orientação da foto $340^{\circ} \leftrightarrow 160^{\circ}$ - corte XZ).

4.6.2- Falhas normais

As falhas normais, menos comuns do que as de empurrão, são encontradas em locais mais isolados e específicos.

As falhas normais estão associadas a bandas de cisalhamento normais, de natureza dúctil-rúptil centimétricas e veios de carbonato e quartzo de pouca extensão (V_{n+1} tipo 1). As bandas de cisalhamento localizam-se em biotita-xisto (Foto 4.39) e no metachert carbonático sulfetado bandado, associando-se a *boudins* neste caso.

As superfícies de falha tem atitude em torno de $162^{\circ}/45^{\circ}$, atitude semelhante apresentam as estreitas zonas de cisalhamento normais. Os veios ($V_{n=1}$ tipo 1) têm atitude em torno de $145^{\circ}/38^{\circ}$.

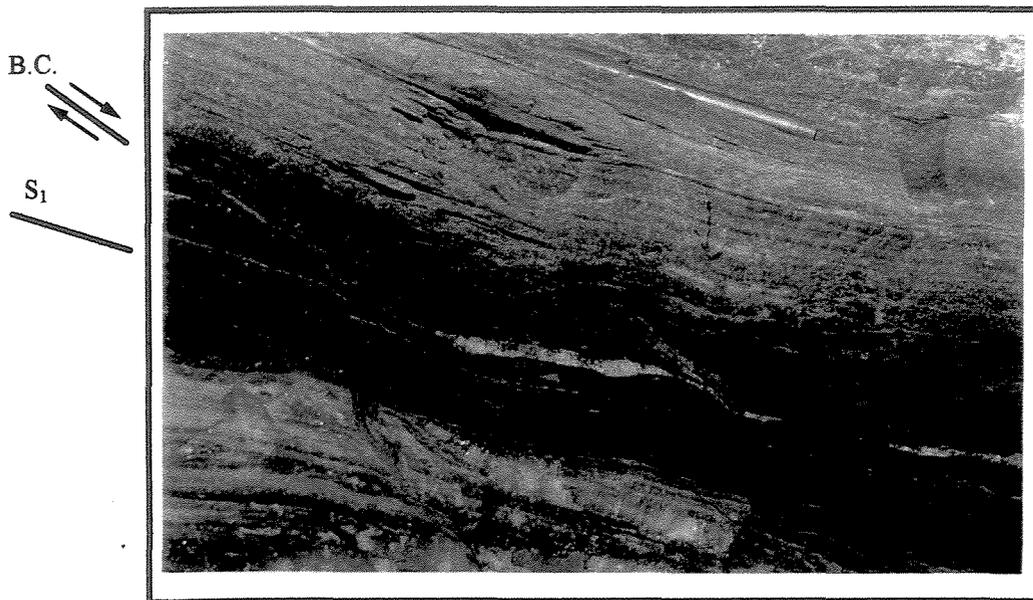


Foto 4.39. Bandas de cisalhamento (BC) com movimento normal para SE, desenvolvidas no biotita-moscovita-xisto (Pia Nova N.360 - orientação das foto $340^{\circ} \leftrightarrow 160^{\circ}$).

4.6.3- Falhas direcionais

As informações obtidas a respeito de falhas direcionais são escassas e, certamente, não constituem número suficiente para análise pormenorizada, entretanto é conveniente mencioná-las. São marcadas por falhamento rúptil normal dextral, com direção NE-SW e mergulhos da ordem de 50° para SE. São observadas basicamente no quartzito, que representa a lapa da mineralização.

Nalini (1993) descreve falhas direcionais na região externa à mina, embora também a quantidade de dados obtida tenha sido pequena. Observou três direções principais: EW, NE-SW e NW-SE, as quais julgou poderem se constituir pares de cisalhamento conjugado, o que não é descartado no presente estudo.

4.7- JUNTAS/FRATURAS

Na área estudada ocorrem duas direções principais de juntas, como pode ser observado no estereograma correspondente às medidas de pólos de fraturas (Figura.4.9), onde tem-se juntas com direção NE-SW e ESE-WNW. Estas últimas predominam na área.

É bastante comum encontrar juntas com direção ESE-WNW preenchidas com sulfetos, quando estas interceptam veios sulfetados, situação bem caracterizada nos itabiritos. Tal família de juntas tem direção compatível com os veios EW, podendo estar relacionados.

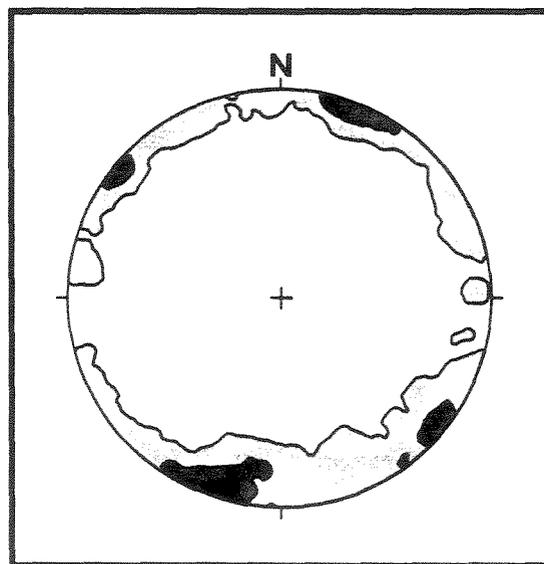


Figura 4.9. Diagrama de isolinhas corresponsante aos pólos de fraturas

% isol. 1,43 5,24 10,00 11,9
N=210

É interessante observar que a fratura apresenta auréolas de colorações distintas, com cor marrom na borda, branco leitoso em direção ao centro e no núcleo tons metálicos dos sulfetos (Foto 4.40). Parece ter ocorrido um empobrecimento de ferro quando da colocação da solução sulfetada na fratura, pois ocorre um "branqueamento" do itabirito, passando de cinza, para esbranquiçado, com apenas quartzo sacaroidal, sem ferro.

Ramos subsidiários da fratura têm direção paralela à lineação mineral do itabirito, levando a interpretar a fratura como sendo de tração.



Foto 4.40. Fratura ESE-WNW cortando itabirito e preenchida com sulfetos. Há zoneamento no preenchimento da fratura, as bordas são constituídas por quartzo sacaróide e o núcleo por sulfetos. A lineação mineral, neste caso posiciona-se paralelamente ao ramo subsidiário da fratura principal. Vista de baixo para cima (Pia Nova N.275 - corte XY).

4.8-ANÁLISE CINEMÁTICA

O objetivo principal deste trabalho é compreender a evolução estrutural associada à mineralização aurífera. A análise cinemática será discutida apenas para o campo da deformação em corpo não rígido.

4.8.1- Interpretações Cinemáticas

Foliação

De modo geral as foliações se desenvolvem paralelamente ao plano de achatamento do elipsóide finito de deformação, podendo ser utilizadas na aferição da componente rotacional de cisalhamento de zonas de falha, necessitando, entretanto que a orientação da superfície de cisalhamento seja conhecida.

Estreitas zonas de cisalhamento ocorrem na área estudada, às quais estão associadas foliações morfológica e geneticamente ligadas a estruturas do tipo SC. Estas estruturas indicam movimento reverso, com transporte tectônico de SE para NW.

Contrariamente, também ocorrem, em menor quantidade e tamanho, estreitas zonas de cisalhamento com movimento normal de NW para SE.

Lineação de estiramento mineral

A lineação de estiramento mineral posiciona-se, de modo geral, paralelamente ao eixo de máxima extensão do elipsóide de deformação finita, constituindo assim um parâmetro de grande valia para o estabelecimento da direção de cisalhamento.

Os dados obtidos acerca da lineação de estiramento mineral, na área, têm um máximo em torno de $151^{\circ}/21^{\circ}$.

Estruturas do tipo SC

As estruturas SC, associadas à lineação de estiramento mineral e *ribbons* de quartzo indicam movimento inverso com vetor tectônico de SE para NW.

Estilolitos

Estilolitos são superfícies geradas por dissolução, comumente associadas com *strains* contracional ou cisalhante. No primeiro caso dispõem-se perpendicularmente a σ_1 , enquanto no segundo podem ser oblíquos (Mc Clay, 1987).

Os estilolitos que ocorrem nas litologias carbonáticas da área estudada têm arquiteturas em cuspide e irregulares, dispõem-se sub-horizontalmente, ligeiramente inclinados em relação à foliação. Segundo Mc Clay (1987) os estilolitos com esse arranjo são perpendiculares à σ_1 (figura 4.10).

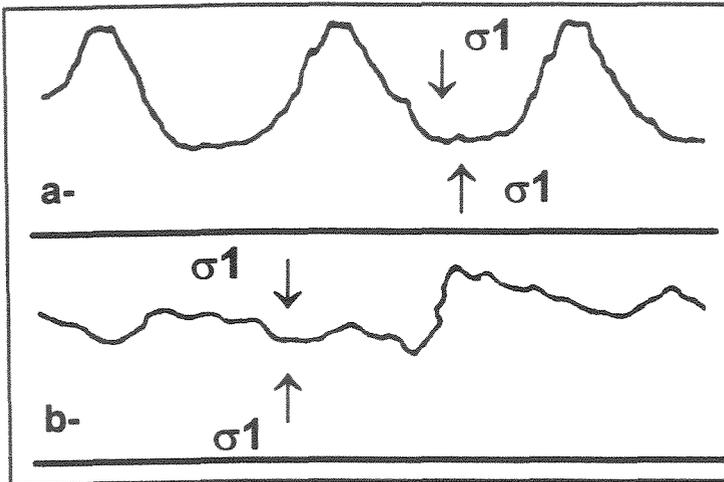


Figura 4.10. Estilolitos com arquitetura em cuspide (a) e irregulares (b) (Mc Clay, 1987).

Tais estilolitos são coerentes com um cenário aonde σ_1 é vertical, possivelmente relacionado com a pressão litostática do pacote sobreposto. Os estilolitos invadem tanto os porfiroblastos de carbonato de veio (V_{n+1} tipo 1) como as rochas carbonáticas encaixantes denotando que foram gerados após esses veios.

Estrias e steps

Estrias e steps, desenvolvidos essencialmente no quartzito, indicam movimento normal dextral.

Boudins

Normalmente, quando se tem apenas uma direção de boudinagem, o eixo do *boudin* materializa o eixo y do elipsóide finito de deformação, sendo comum o desenvolvimento de uma lineação de estiramento, perpendicular ao eixo y.

No caso da área estudada, ocorrem duas direções de boudinagem, embora uma seja melhor desenvolvida do que a outra. Ocorre rotação localizada desses *boudins*.

A boudinagem em duas direções do tipo tablete de chocolate, apresenta a superfície de boudinagem segundo o plano XY do elipsóide finito de deformação e é gerada por cisalhamento puro em regime de deformação coaxial.

Guardando os devidos cuidados, em relação à rotação localizada em alguns *boudins*, associadas a pequenas zonas de cisalhamento normais, pode-se, por hipótese supor que, no caso da área estudada tem-se boudinagem localizada no plano XY do elipsóide finito de deformação.

Os *boudins* rotacionados geram estruturas do tipo *pull-apart* e indicam movimento distensivo com vetor tectônico de NW para SE.

Veios

V_{n-1}

As informações obtidas, somente na área estudada, não são suficientes para a interpretação cinemática destes veios, entretanto nos arredores da mina, veios com a mesma tipologia de V_{n-1} (i.e. muito recristalizados, estéreis), como os que ocorrem no Morro de São Sebastião e Taquaral (Figura 5.) tem cinemática compatível com distensão com transporte tectônico de NW para SE. Na mina de Passagem esses veios estão dobrados isoclinalmente e associados a zonas de cisalhamento com vergência de SE para NW. Cabe observar que apenas V_{n-1} encontra-se dobrado segundo esse estilo, portanto esses veios são anteriores a todos os demais que ocorrem na área, bem como o dobramento é posterior a esses veios.

A formação de V_{n-1} está relacionada a um evento anterior ao evento que originou o dobramento com vergência para NW, possivelmente um evento de natureza extensiva.

V_n

Alguns veios de quartzo com direção próxima a EW, encontram-se rotacionados e apresentam uma foliação interna ligeiramente inclinada em relação a S_1 , diferentemente de outros veios EW que não mostram essa foliação. Esses veios estão associados ao dobramento

em isoclinais de V_{n-1} . A cinemática desses veios indica movimento de empurrão com transporte tectônico de SE para NW.

V_{n+1}

Os veios dessa família tem direção próxima a S_1 , mas apresentam mergulho superior, por volta de 25° . São veios formados a partir do preenchimento de fraturas trativas (*tension gashes*), segundo a direção NW-SE em um regime distensivo.

Estes veios (V_{n-1}) situam-se próximos às estreitas zonas de cisalhamento normais, e estão em perfeita sintonia com os indicadores cinemáticos daquelas, que mostram movimento normal de NW para SE.

Dobras

As dobras, como já mencionado, são estruturas pouco comuns na área estudada, sendo que, daquelas encontradas, apenas algumas possibilitaram uma análise cinemática completa, devido a ausência de outros indicadores associados ou pelo corte desfavorável.

A interpretação cinemática de dobras assimétricas, que de modo geral indicam o sentido de cisalhamento, necessita de outros indicadores, pois por si só a vergência do plano axial das dobras não refletem um sentido de cisalhamento específico, pois a posição dessa superfície, está na dependência direta da orientação das camadas relativamente ao plano de cisalhamento.

As dobras isoclinais F_2 , com flancos rompidos, de eixo NE-SW e caimento para SW estão associadas a veios de quartzo cisalhados (V_n), indicando movimento de SE para NW e são truncadas por veios V_{n+1} (tipo 2), mostrando que são anteriores a esses veios (Figura 4.11).

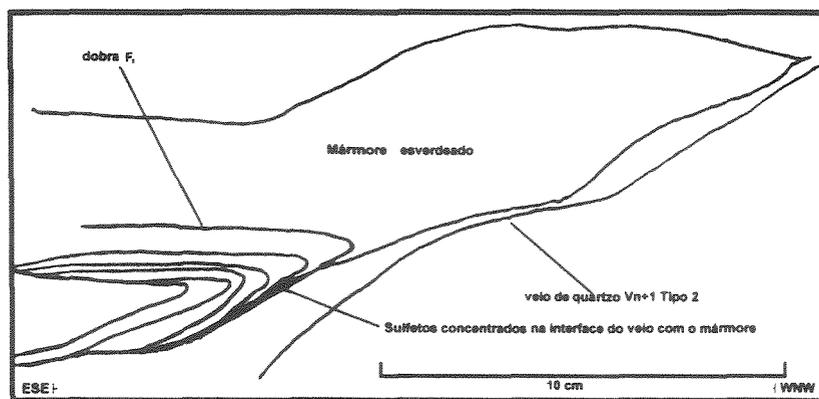


Figura 4.11. Veio V_{n+1} (tipo 2) cortando dobras isoclinais F_2 , mostrando a anterioridade das dobras F_2 em relação a esses veios. $F_2 = 190^\circ/10^\circ$ (Pia Nova N.315 - Perfil $95^\circ \leftrightarrow 275^\circ$).

Abaixo é apresentado um quadro (Figura 4.12) onde são relacionados grupos de estruturas e cinemática associada. O bloco-diagrama da figura (4.13) constitui uma síntese esquemática das estruturas que ocorrem na área estudada.

Grupos de estruturas contemporâneas	Cinemática associada
Foliação S_1 (reativada no todo ou em parte, plano- paralelamente por S_m) Dobra F_1 -----?----- Veios V_{n-1}	Inferida de Chemale <i>et al.</i> (1992) e Nalini Jr. (1993) -----?----- movimento extensional de NW para SE
Dobras isoclinais com flancos rompidos Foliação milonítica S_m Lineação de estiramento mineral Veios V_n Estruturas do tipo S/C Zonas de cisalhamento inversas Falhas de empurrão	Movimento compressivo de SE para NW
Veios V_{n+1} Bandas de cisalhamento normais <i>Boudinage</i> Rotação de <i>boudins</i> Estilolitos Parte dos veios V_{n+2}	Movimento distensivo para SE
Veios V_{n+2} Lineação de crenulação Clivagem S_2 Fratramento <i>Steps</i> Falhas direcionais Falhas de empurrão de pouca expressão	Movimento compressivo de ESE para WNW

Figura 4.12. Quadro relacionando grupos de estruturas contemporâneas com cinemática associada.

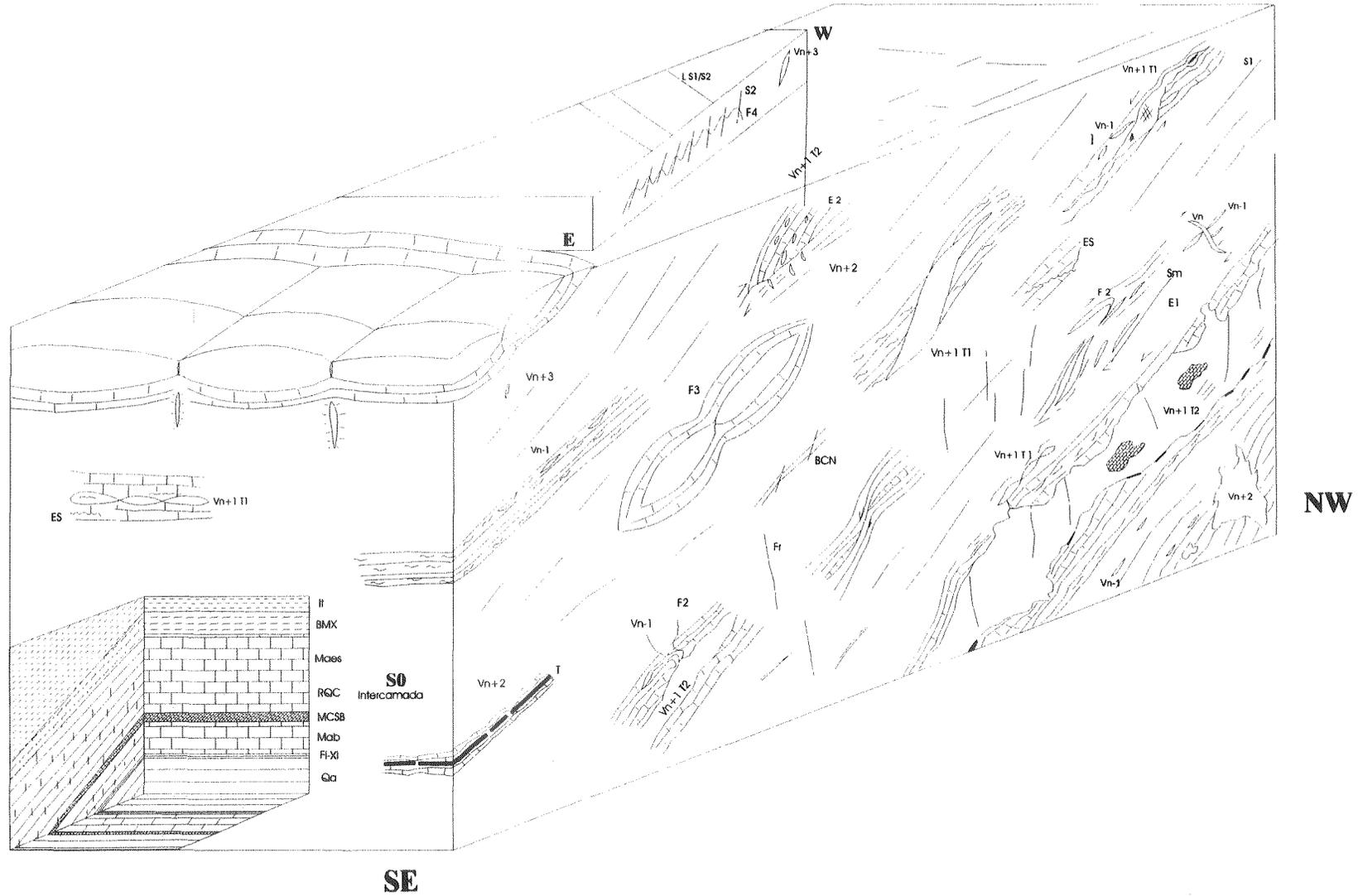


Figura 4.13. Bloco-diagrama esquemático sintetizando as principais estruturas que ocorrem na área estudada

Legenda da figura 4.13

- F₂, F₃ e F₄**: Dobras
- V_{n-1}, V_n, V_{n+1} (T1,T2), V_{n+2} e V_{n+3}**: Veios
- E₁ e E₂**: Falhas de Empurrão
- S₀** intercamada
- S₁, S_m e S₂**: Foliações
- L S₁/ S₂**: Lineação de interseção
- BCN**: Banda de cisalhamento normal
- E₁ e E₂**: Falhas de empurrão
- It**: Itabirito
- BMX**: Biotita-moscovita-xisto
- Maes**: Mármore esverdeado
- RQC**: Rocha quartzito-carbonática
- MCSB**: Metachert carbonático sulfetado bandado
- T**: Turmalinito
- Mab**: Mármore bege
- Fi-Xi**: Filito/xistos
- Qa**: Quartizito

CAPÍTULO 5

MINERALIZAÇÃO E EVOLUÇÃO ESTRUTURAL

5.1- EVOLUÇÃO PARAGENÉTICA DA MINERALIZAÇÃO

O metamorfismo mais precoce que atingiu o Supergrupo Minas deve ter sido o responsável pela transformação dos carbonatos da Formação Gandarela em mármore, como aqueles que ocorrem na área estudada. Os níveis turmalínicos maciços centimétricos (2) que ocorrem internamente a esses carbonatos e os níveis mais espessos, maciços (1) concordantes com a foliação local, possivelmente também se formaram durante esse metamorfismo

Os níveis turmalínicos maciços estreitos (2) provavelmente representavam níveis argilosos ricos em boro à época de formação dos carbonatos do Gandarela, do contrário seria difícil explicar a ocorrência do turmalinito entre níveis carbonáticos, aparentemente sem nenhuma conexão com veios de quartzo os quais poderiam explicar a sua formação. Esses níveis de turmalinito têm granulometria muito fina, fator este que também se corrobora com a ausência de veios de quartzo, pois caso esses estivessem presentes, esperar-se-ia cristais de turmalinas bem desenvolvidos, o que não ocorre.

Com base nas descrições das encaixantes, dos sulfetos que constituem o minério, bem como dos minerais da ganga e das relações texturais desses constituintes é sugerida uma sequência paragenética para a mineralização na área.: i)- em uma etapa inicial formou-se a primeira geração de arsenopirita, representada por cristais anédricos a subédricos intensamente fraturados, e, possivelmente os níveis de pirrotita maciço encaixados concordantemente com a foliação do metachert carbonático sulfetado bandado; ii)- nova geração de arsenopirita, disposta de modo concordante com as foliações do turmalinito e do filito grafitoso, aparecimento de pirita, loelingita e marcassita; iii)- nova geração de pirrotita,

preenchendo fraturas em granada e turmalina e, calcopirita, também ocupando fraturas no itabirito, e como resultado da alteração de sulfetos formados anteriormente.

Os veios de quartzo sacaroidais (V_{n-1}) são os mais antigos da área estudada e são precoces em relação aos veios mineralizados (V_{n+1}). Estes últimos formaram-se em regimes de alta pressão de fluido, situação esta evidenciada pela presença de inúmeras brechas hidráulicas e lascas de encaixante “flutuando” em veios de quartzo (Schrank *et al.*, 1996).

As condições metamórficas para a formação dos veios V_{n-1} atingiram fácies anfíbolito baixo a médio, marcadas pela presença de estauroлита, cianita e anfíbólio.

A sulfetação principal deve ter ocorrido durante e imediatamente após a formação dos veios (V_{n+1}), com a desestabilização de complexos e substituição de minerais da ganga (carbonatos) por sulfetos. Inicialmente formou-se arsenopirita, pirita e pirrotita. Loelingita, marcassita e calcopirita são mais tardios e substituem os demais sulfetos, assim como a ganga.

A arsenopirita, na forma de agregados de cristais intensamente fraturados, juntamente com os níveis de pirrotita maciço, também muito fraturados devem ser os primeiros sulfetos a serem formados. Esta etapa de sulfetação deve ser, no máximo, contemporânea à geração dos veios (V_{n+1}).

Cristais de arsenopirita com formas idiomórficas, pouco fraturados dispostos de forma co-planar com a foliação S_1 , associando-se preferencialmente às porções recristalizadas do turmalinito onde, via de regra ocorrem veios de carbonato/quartzo (V_{n+1} tipo 1), contém sempre inclusões do turmalinito, sugerindo um forte indício de anterioridade com relação ao mesmo. Esses cristais idiomórficos constituem uma segunda geração de arsenopirita. Pirrotita, também de segunda geração, pirita e loelingita, formaram-se numa segunda fase de sulfetação.

Calcopirita e marcassita representam uma terceira fase de sulfetação, marcada por condições termais mais brandas, mas o suficiente para remobilizar, principalmente pirrotita, e mesmo arsenopirita, para preencher fraturas no itabirito e em mega-porfiroblastos de granada. Dentro deste mesmo espectro, só que mais tardiamente, ocorrem reações retrógradas, onde arsenopirita e pirrotita são substituídas por calcopirita e marcassita.

O ouro encontra-se em fraturas na arsenopirita, na interface desta com carbonato e/ou quartzo e como uma fina poeira nos veios de quartzo. De modo geral quase sempre guarda alguma relação com a arsenopirita. O ouro encontrado no turmalinito maciço (1) é claramente associado a arsenopirita (de uma segunda geração), sendo esta formada posteriormente ao turmalinito é bastante razoável a possibilidade desse ouro não ser singenético ao turmalinito, pois só aparece em decorrência da presença da arsenopirita. Os delgados níveis de turmalinito

(2) intercalados nos mármore não são sulfetados e não foi encontrado ouro nos mesmos, relação esta que também abona uma mineralização não singenética ao turmalinito.

O ouro encontrado nos carbonatos se restringiu às porções recristalizadas do mesmo, associadas às arsenopiritas (veios carbonato/quartzosos (V_{n+1} tipo 1). Esta relação é, novamente favorável a um quadro epigenético para a mineralização.

Os níveis sulfetados maciços dispostos paralelamente à foliação do metachert carbonático sulfetado bandado e da rocha quartzo-carbonática cinza podem ter sido gerados anteriormente aos veios V_{n+1} .

5.2- MINERALIZAÇÃO X EVOLUÇÃO ESTRUTURAL

Neste trabalho considera-se que a evolução estrutural da área estudada deu-se em pelo menos quatro eventos tectônicos, os quais serão definidos a seguir. O conceito de evento tectônico aqui abordado é aquele entendido como o tempo de atuação de um dado esforço tectônico que mantém o seu vetor com a mesma orientação durante sua aplicação.

Evento D_1

O evento D_1 está relacionado, pelo menos em parte, ao desenvolvimento da foliação S_1 , bem como dos veios V_{n-1} e das dobras F_1 , representadas pela envoltória da Anticlinal de Mariana. Possivelmente a sulfetação que ocorre no filito negro e na rocha quartzo-carbonática cinza-escura, pertençam a esse evento.

O evento D_1 atingiu condições metamórficas de fácies anfibolito baixo balizadas pela ocorrência, na área, de biotita, moscovita, hornblenda, cumingtonita, estaurolita e cianita, sendo que este mineral pode envolver parcialmente a estaurolita, revelando alguma precocidade relativa da estaurolita. Níveis tabulares centimétricos de granada almandina ocorrem encaixados no biotita-xisto do topo, paralelos à S_1 , sendo pertinente a possibilidade desses níveis de granada serem pré- D_1 pois as mesmas constituem massas achatadas, nas quais

não se notam cristais individuais bem formados o que é comum para a granada haja vista o seu posicionamento na série cristaloblástica.

Análises geotermométricas realizadas em carbonatos da Formação Gandarela, nas proximidades da Mina de Passagem, por Souza & Muller (1988), revelam temperaturas de $544^{\circ} + 35^{\circ} \text{C}$, denotando o final da fácies xisto-verde e início da fácies anfíbolito. Pires (1995) estudando a relação paragênese metamórfica *versus* deformação nos itabiritos da Formação Cauê no Quadrilátero Ferrífero, inclusive com amostras do itabirito da área estudada, conclui que as temperaturas as quais essas rochas foram submetidas em sua história termal situam-se em, no mínimo 300°C (balizado pela ausência de greenalita e minnesotaita) e um máximo em torno de 600°C (marcado pela ausência de diopsídio, faialita e Fe-hiperstênio), para pressões estimadas de 3-5 kbar. Esses dados termodinâmicos estão em sintonia com o metamorfismo de início da fácies anfíbolito descrito neste trabalho revelado pela presença de estauroлита

À época Transamazônica tem sido atribuída a ascensão de Complexos Metamórficos, que desempenharam um papel preponderante na modelagem das seqüências supracrustais do Quadrilátero Ferrífero. A nucleação da Anticlinal de Mariana tem sido associada a regimes distensivos ligados a distintos estilos tectônicos: i)- ligada à ascensão do Complexo Metamórfico do Bação em regime distensivo, possivelmente relacionado a uma tectônica do tipo *metamorphic core complex*, como descrito por Davis & Coney na região de Basin and Range (Chemale Jr. *et al.*, 1991); ii)- associada também à ascensão do Complexo Metamórfico do Bação mas gerando uma morfologia de domos e calhas (Marshak *et al.* 1992).

A natureza distensiva dos veios V_{n-1} (com polaridade tectônica de NW para SE) e assumindo que a ascensão do Complexo do Bação é governada por um evento extensional, ao qual deve estar associada a idade de 2.093 Ma obtida por Scrank & Machado (1996) em veio da Mina de Passagem, que é muito próxima àquelas encontradas por Alkmim *et al.* (1994) (2.100-2.095 Ma) para o metamorfismo de contato da Formação Sabará em Ibirité (i.e. esse metamorfismo de contato é considerado pelos referidos autores como consequência da justaposição do Complexo Metamórfico Belo Horizonte com a Formação Sabará, formados em um episódio tectônico de natureza extensional com a geração de estruturas do tipo domos e calhas). As idades em torno de 2.100-2.090 Ma situam o evento (D_1) no tempo transamazônico.

Evento D₂

Ao evento D₂ estão associadas dobras F₂ isoclinais intrafoliais com flancos rompidos, a foliação milonítica S_m, estruturas do tipo SC, zonas de cisalhamento inversas, lineação de estiramento mineral e os veios V_n. Essas estruturas apresentam a mesma polaridade tectônica indicando compressão de SE para NW.

As dobras isoclinais são cortadas por veios de quartzo V_{n+1} (Figura 5.10), demonstrando a sua precocidade em relação a esses veios.

O evento D₂ atingiu condições metamórficas de fácies xisto-verde média/alta (?) pois as condições dinâmicas são bastantes confinadas, possibilitando a geração de dobras isoclinais, em termos mineralógicos formaram-se moscovita, que ocorre disposta planarmente na foliação milonítica S_m, e biotitas que sobrecrecem a foliação S₁.

A localização temporal do evento D₂ pode tentativamente ser associada às idades de 2.050 obtidas por Noce (1995), as quais o autor associa a uma tectônica compressiva, compatível com a época de deposição da Formação Sabará.

Evento D₃

Ao evento D₃ estão associadas as estreitas bandas de cisalhamento, com movimento normal, veios mineralizados da família V_{n+1}, formados a partir de fraturas trativas e rotação de boudins. Essas três estruturas têm indicadores cinemáticos que indicam movimento normal com polaridade tectônica de NW para SE. Esse evento é marcadamente de natureza distensiva.

A morfologia dos veios V_{n+1} tipo 2, bem como suas relações com as encaixantes, fraturamento hidráulico e dimensões são melhor compatibilizados em cenários pertinentes a regimes distensivos, do que em regimes compressivos, haja vista que é necessária a criação de grandes espaços para colocação desses corpos (veios com até 15 m de espessura - Pia Gongo) (Oliveira *et al.*, 1995). Em um regime tangencial este quadro não é favorecido, obviamente que não deve ser totalmente descartado.

A *boudinage* generalizada que ocorre na área pode ter sido gerada nesse evento. As duas direções de *boudin* são compatíveis com regimes distensivos, com σ_1 localizando-se próximo a vertical. A presença de estilolitos situados em superfícies quase horizontais, com σ_1 , vertical/subvertical, onde predomina a pressão de carga exercida pela coluna litológica, também é fortemente sugestiva de um regime distensivo na sua formação.

Os veios V_{n+1} tipo 2, de grande porte, mineralizados, irregulares e com abundantes feições de fraturamento hidráulico, estão associados à fase D_3 . Os veios V_{n+1} do tipo 1, também pertencem a essa fase, mas são pré- V_{n+1} tipo 2, já que não apresentam feições de fraturamento hidráulico e não englobam fragmentos de encaixantes, tendo sido formados em condições de baixa pressão de fluido, além de exibirem transgressões de massas de quartzo relativa ao tipo 2.

A formação dos veios V_{n+1} tipo 2 balizam condições termodinâmicas compatíveis com fácies xisto-verde baixa/média (?), balizada pela presença de plagioclásio (andesina-oligoclásio, segundo Guimarães, 1965 e 1970), moscovita, monazita e turmalina.

Monazitas do veio tipo 2 (mineralizado) dessa família (V_{n+1}) foram datadas por Schrank & Machado (1996) pelo método U-Pb, resultando em uma discórdia definida por 4 pontos, com intercepto superior em 1.843 \pm 4Ma, exceto uma fração com idade mínima de 2.093 Ma (32,3% discordante) e intercepto inferior em 462 \pm 4Ma. Duas interpretações são possíveis para essas idades:

1ª As monazitas do veio (V_{n+1} tipo 2) foram formadas originalmente por volta de 2.093 Ma e posteriormente recrystalizadas em um evento em torno de 1.843 Ma e depois em outro evento por volta de 462 M;

2ª As monazitas com idade de 2.093 Ma seriam herdadas de V_{n-1} ou V_n , enquanto aquelas com idade em torno de 1.843 Ma representam um evento tectônico ao qual estão associadas, bem como os veios mineralizados (V_{n+1}). A idade representada pelo intercepto inferior marcaria um outro evento tectônico no qual ambas as monazitas foram recrystalizadas, ou mesmo pode ter ocorrido a cristalização de novas monazitas, como sugerido por Noce (1995) para aquelas encontradas em veio quartzo-feldspático na Falha do Engenho, as quais têm idade de 596 Ma.

Possivelmente uma parte dos veios V_{n+2} possam ter sido formados mais no final desse evento, ocupando *necks* de *boudins*, com idade em torno de 1.843 Ma.

Evento D_4

O evento D_4 manifesta-se através da geração das seguintes estruturas: crenulações assimétricas com clivagem de crenulação (S_2) associada, vergentes para WNW; juntas com direção NE-SW e ESE-WNW, discretas falhas de empurrão com transporte tectônico para NW (essas discretas falhas de empurrão diferenciam-se daquelas associadas à D_2 por

truncarem superfícies já *boudinadas*, o que não ocorre com as falhas de empurrão relativas à D_2); escassas falhas direcionais com orientação semelhante às juntas parte dos veios (V_{n+2}).

A geração de granadas porfiroblásticas sobrecrescidas em S_1 e S_2 nos biotita-moscovita-xistos, sericita e opacos dispostos no domínio da clivagem, associada a clivagem de crenulação S_2 (Fotos 3.9 e 3.10); alterações retrógradas de granada para biotita e cloritas, e sericitização e carbonatação de plagioclásio, delimitam condições metamórficas de fácies xisto-verde baixo para o evento D_4 .

Chemale *et al.* (1991) consideraram este evento como de Idade Brasileira, situação esta em sintonia com os resultados geocronológicos obtidos por Schrank & Machado (1996) que encontraram idades de 460 Ma em monazitas ocorrentes em veios (V_{n+1}), bem como Noce (1995), datando veios de quartzo, obteve 590 Ma, como mencionado anteriormente.

Chemale *op. cit.* dividiram o Evento Brasileiro em três fases distintas, opção esta também adotada por Nalini *op. cit.*, que são :i)- Fase 1 desenvolvimento da foliação $168^0/18^0$, lineação de estiramento mineral $117^0/09^0$, dobras isoclinais $126^0/30^0$ e falhas de empurrão com transporte tectônico de E para W; ii)- Fase 2 clivagem de crenulação $165^0/87^0$, lineação de crenulação $105^0/12^0$, escassas dobras com eixo EW e falhas direcionais EW; iii)- Fase 3 clivagem de crenulação $273^0/60^0$ lineação de crenulação $195^0/15^0$, dobras abertas mesoscópica $204^0/15^0$ e fraturamento generalizado.

Pode-se fazer apenas uma correlação parcial das estruturas descritas na área estudada com aquelas mencionadas no parágrafo anterior, em virtude das mesmas não terem sido encontradas e/ou estarem associadas, mesmo que parcialmente a outro (s) evento(s). A principal diferença reside na foliação S_1 , com atitude $152^0/20^0$, que representa a envoltória da Anticlinal de Mariana, que é considerada como gerada no Brasileiro nos trabalhos acima citados, e creditada neste trabalho, pelo menos parcialmente a um evento D_1 . Pois se têm veios (V_{n-1}), mais antigos que o Brasileiro, encaixados nessa foliação, além do fato de que esse evento (Brasileiro) ocorre muito localizadamente, haja vista que a maioria dos dados geocronológicos apontam para uma atividade tecto-termal mais intensa e representativa no Transamazônico. Com base nessas premissas é mais razoável conceber que S_1 ($152^0/20^0$) é, na melhor das hipóteses, pré-Brasileiro.

No quadro a seguir (Figura 5.1) tem-se a correlação de eventos deformacionais, estruturas associadas, metamorfismo e mineralização.

EVENTO	NATUREZA/ESTRUTURAS ASSOCIADAS	CONDIÇÕES METAMÓRFICAS	MINERALIZAÇÃO
D ₁	EXTENSIONAL Ascensão do Complexo Met. Do Bação Nucleação da Anticlinal de Mariana Foliação S ₁ (pelo menos em parte), Veios V _{n-1}	anfíbolito baixo	sulfetação do filito negro e rochas quartzo-carbonáticas. veios V _{n-1} estéreis
D ₂	COMPRESSIVO dobras isoclinais foliação milonítica lineação de estiramento mineral zonas de cisalhamento inversas estruturas S/C veios V _n foliados,	xisto verde médio/alto(?)	veios V _n com sulfetação nas bordas
D ₃	DISTENSIVO Bandas de cisalhamento normais veios V _{n+1} fraturamento hidráulico <i>boudinage</i> estilólitos	xisto verde baixo/médio (?)	veios V _{n+1} sulfetados e mineralizados ,
D ₄	COMPRESSIVO Clivagem S ₂ juntas Falhas direcionais Veios V _{n+2} (parcialmente) Veios V _{n+3}	xisto-verde baixo	remobilização de sulfetos preenchendo juntas e ocupando as bordas dos veios V _{n+2}

Figura 5.1. Quadro correlacionando eventos deformacionais, estruturas associadas, metamorfismo e mineralização.

Baseado nas relações estruturais/tectônicas e mineralogia de veios abordadas neste trabalho, bem como de diversos outros trabalhos (e.g. Hussak 1898; Derby 1911; Djalma Guimarães, 1935, 61, 70), que realizaram descrições petrográficas de setores da mina, hoje submersos, na quantidade e no tamanho dos veios e nos possíveis cenários que as mineralizações auríferas e granitóides apresentam (Bettenay, 1990) é possível concluir que ocorreu ação tecnotermal significativa para a geração dos veios mineralizados. As idades

obtidas em veios (V_{n+1}) quartzo-feldspáticos da mina e em pegmatitos intrusivos no Complexo Metamórfico do Bação, tornam os estágios relacionados às manifestações ígneas/hidrotermais desse Complexo, o principal candidato responsável pela atividade termal associada à mineralização. Essa atividade deve ter sido o principal agente gerador de calor para desencadear e/ou manter a circulação de sistemas de fluidos que lixiviaram e depositaram o ouro.

A grande quantidade de veios de quartzo aliada às suas dimensões (há veios com comprimento de 30 m e espessura alcançando 15 m) sugere um mecanismo eficiente para a geração de tal quantidade de fluidos. Situação esta que, em virtude dos dados geocronológicos disponíveis para a região e para a mina, descartam um outro episódio termal de grande amplitude que não aquele ligado as atividades termais relativas ao Complexo do Bação, entre 2.093 e 1.843 +/- 4 Ma. Entretanto o intervalo entre essas idades é muito longo para que represente um único evento, neste trabalho são considerados dois eventos de natureza distensiva correspondentes à essas idades (D_1 e D_3), sendo que D_3 é fortemente mineralizante.

A presença de veios quartzo-feldspáticos descritos no presente trabalho, vem corroborar àquelas feitas por Hussak (1898), Derby (1911), Legraye (1937), Guimarães (1935, 1965 1970.), onde o feldspato foi caracterizado como um plagioclásio da série oligoclásio/andesina primário, além das descrições de apófises graníticas, visitadas e descritas por Maia (1950) e Rolf (1952), que encontram-se submersas (níveis 760 e 920-Pia 5; 1140-Pia 7).

Um cenário satisfatório para a mineralização é obtido quando se postula que a atividade termal foi o principal agente gerador de grandes quantidades de calor, de tal forma que desencadeou um processo de devolatilização eficaz sobre as encaixantes e, muito mais subordinadamente, com a colocação de veios quartzo-feldspáticos. A região do Complexo onde houve intensa atividade intrusiva encontra-se a certa distância da área mineralizada, com isto poucos corpos quartzo-feldspáticos a atingiram. Isto explica uma questão muito bem colocada no passado por Rolf *op. cit.*, quanto à presença de pouco feldspato e pouca sericita na mineralização, pois estando distante da sua área de geração pouco ou quase nenhum veio ou “pegmatito” quartzo-feldspático alcançou a região da mina. É muito provável que em profundidade sejam encontrados veios quartzo-feldspáticos em maior quantidade.

O fraturamento hidráulico intenso que ocorre, também necessita de condições eficientes para sua geração. As reações de devolatilização para produção de fluidos, sendo endotérmicas, são amplamente dependentes da razão de suprimento de calor. Fraturamento

hidráulico é gerado quando a razão produção de fluidos é maior que a razão pela qual o fluido pode ser transportado, ou seja a permeabilidade é insuficiente, ou quando o fluxo de fluido é inibido de modo que a Pfl eleva-se em resposta às barreiras de baixa permeabilidade. Ambas as situações são plausíveis na área estudada e necessitam da geração abundante ou continuada de fluidos. A primeira possibilidade está em maior consonância em se tratando da ação termal relativa à ação de grandes corpos.

CAPÍTULO 6

CONCLUSÕES

1- A mineralização está relacionada às estruturas distensivas, representada pelos veios V_{n+1} .

2- A mineralização aurífera é de natureza epigenética e não encerra vínculos co-genéticos com o turmalinito, em decorrência dos seguintes fatores: i)- O ouro preenche fraturas em arsenopiritas, ocorre na interface desses sulfetos com a ganga, além de ocorrer como uma fina poeira em veios de quartzo (V_{n+1} tipo 2); ii)- O ouro no turmalinito ocorre como consequência direta da arsenopirita, pois nos níveis de turmalinito não sulfetados não foi encontrado ouro. Como a arsenopirita dos turmalinitos foi formada pela interferência dos veios V_{n+1} logo o ouro é epigenético em relação ao turmalinito, contrariamente ao que acreditam Fleischer & Routhier (1973).

3- A mineralização aurífera de Passagem de Mariana, em seu setor SW, mostra evidências de relações genéticas indiretas, com a atividade tectono-termal relativa ao Complexo Metamórfico do Bação. Essas relações dão-se principalmente através da ação térmica regional com fornecimento de calor para alimentar a produção de grande quantidade de veios, que possibilita intenso fraturamento hidráulico nas encaixantes. De modo mais secundário observa-se a presença de veios quartzo-feldspáticos, sendo que estes são de caráter claramente primários (ígneos). A pouca ocorrência de veios quartzo-feldspáticos (graníticos) deve-se ao distanciamento destes de sua área fonte. É possível que parte da turmalinização (turmalinização do filito negro em contato com V_{n+1} tipo 2) e auréolas de turmalinização estejam relacionadas à colocação desses veios.

4- O turmalinito é, pelo menos em parte, singenético ao Filito Batatal, especialmente os finos níveis que ocorrem intercalados nos mármore.

5- Contrariamente ao que acreditam Fleischer & Routhier (1973) a arsenopirita associada ao turmalinito apresenta fortes indícios de não ser singenética a essa rocha. Nas seções estudadas no turmalinito, a arsenopirita está sempre nas proximidades/contatos com veios de carbonato/quartzo (V_{n+1}) e em locais onde o turmalinito foi recristalizado gerando novas turmalinas de granulometria bem superior à do turmalinito. Além dessas feições ocorrem inclusões de turmalinito na arsenopirita, demonstrando claramente que são posteriores àquela rocha. A formação dessas arsenopiritas mostram uma clara influência dos veios (V_{n+1}).

6- A mineralização não é restrita ao turmalinito, ocorre também nos veios quartzo-carbonáticos da família V_{n+1} , associada à arsenopirita, e mais secundariamente em veios francamente quartzosos, como fina poeira. O turmalinito é o principal hospedeiro da arsenopirita e conseqüentemente do ouro, alcançando até 200 g. Os veios V_{n+1} , entretanto são quantitativamente os corpos mais importantes.

7- Distintamente do que concluiu Chauvet *et al.* (1994) a mineralização não está associada a um episódio de relaxamento tectônico pós- empurrão Brasileiro, mas relacionada a estruturas distensivas Transamazônicas, geradas, a no mínimo a 1.843 Ma (Schrank & Machado, 1996).

8- A mineralização não está relacionada a falhas de empurrão como acreditam alguns autores (e.g. Vial, 1988; Duarte, 1993).

9- É recomendado datar pelo método U/Pb as distintas gerações de veios (mineralizados/não mineralizados) que ocorrem na mina com vistas a obtenção de um quadro geocronológico com limites mais precisos para os eventos tectono-metamórficos da área, para assim delimitar com maior precisão o período que ocorreu a mineralização, bem como a rocha anfibolítica que ocorre abaixo dos itabiritos, pois se realmente essa rocha representar um corpo ígneo, de natureza básica, concordante com a foliação, poderá vir a fornecer informações geocronológicas relevantes para na interpretação do quadro tectônico local.

10- A realização de estudos geoquímicos envolvendo isótopos de boro (B^{10}/B^{11}) e de química mineral, nos três tipos de turmalina (i.e. turmalinito maciço situado no contato com os veios V_{n+1} tipo 2, turmalinito estreito encaixado nos mármore, e do filito negro turmalinizado/

auréolas de turmalinização) será de grande relevância para elucidar origem do boro na mina de Passagem.

CAPÍTULO 7

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ALMEIDA, F.F.M. de. 1976. Estruturas do Pré-Cambriano Inferior brasileiro. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 29, Ouro Preto, 1976. *Boletim de resumos...*Ouro Preto, SBG, p.201-202.
- ALMEIDA, F.F.M. de. 1977. O Cráton do São Francisco. *Rev. Bras Geoc.*, 7:349-364.
- ALMEIDA, F F M. de. 1981. O Cráton do Paramirin e suas relações com o do São Francisco. In: SIMPÓSIO SOBRE O CRÁTON DO SÃO FRANCISCO E SUAS FAIXAS MARGINAIS, Salvador, 1981. *Anais ...Salvador, SBG/NBA-SE, SGM-Sec. Minas e Energia.* p.1-10.
- ALKMIM, F.F. 1987. Modelo deposicional para os metassedimentos da Serra de Ouro Branco, Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais. In: SIMPÓSIO SOBRE SISTEMAS DEPOSICIONAIS DO PRÉ-CAMBRIANO. Ouro Preto, 1987. *Anais...Ouro Preto, SBG/Núcleo Minas Gerais. Bol. nº 6, p.47-68.*
- ALKMIM, F.F.; MARSHAK, S.; EVANGELISTA, H.J. & BRUECKNER, H. 1994. Manifestações do evento Transamazônico no Quadrilátero Ferrífero. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 38, Camboriú., 1994. *Anais ...Camboriú., SBG. 1, p.75-76.*
- APPEL, P. W. U. 1995. Tourmalinites in the 3.800 Ma old Isua supracrustal belt, West Greenland. *Prec. Res.* 72:227-234.
- BABINSKI, M.; CHEMALE, F.JR. & SCHUMUS, W. R. 1991. Geocronologia Pb/Pb em rochas carbonáticas do Supergrupo Minas, Quadrilátero Ferrífero, Minas gerais, Brasil. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOQUÍMICA, 3, São Paulo, 1991. *Anais...São Paulo, SBGq.2, p.628-630.*
- BARBOSA, A.F.; ABRAHÃO, B.; ARROYO, A. 1948. Notas sobre o minério da mina de Passagem, MG. *Mineração e Metalurgia.* 13:101-110.
- BARBOSA, A.L.M. 1961. Tectônica do Quadrilátero Ferrífero de Minas Gerais. In: SEMANA DE ESTUDOS GEOLÓGICOS E ECONÔMICOS DO QUADRILÁTERO FERRÍFERO, 1, Ouro Preto, 1961. *Anais...Ouro Preto, SICEG, p.49-52.*
- BARBOSA, A. L. M. 1968. Contribuições recentes à geologia do Quadrilátero Ferrífero Ouro Preto. Escola de minas, 1ª ed., 63p. Conf. proferida na SBG. Belo horizonte.
- BARBOSA, A. L.M. 1968. Debates da vii Semana de Estudos Geológicos. In: SEMANA DE ESTUDOS GEOLÓGICOS, 7,Ouro Preto. *Anais...Ouro Preto, SICEG, p.226-228.*
- BARBOSA, A.L.M. ;DORR, J.V.N; SAD, J.H.G. 1974. The "Consanguineous" origem of the tourmaline bearing gold deposit: Passagem de Mariana (Brazil). *Econ. Geol.* 69 (3):416-418.
- BETTENAY, L.F.1990. Granitoid batholiths of the eastern goldfields Province, Yilgarn block: Characteristics and significance to gold mineralization. In: Geology Departament & University Extension, The University of Western Australia, Publication N^o 12, 227-237.
- CARNEIRO, M. A. 1992. O Complexo Metamórfico Bonfim Setentrional - Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais: Litoestratigrafia e evolução geológica de um segmento de crosta continental do Arqueano. São Paulo. 233p. (Tese de Doutorado, Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo).

- CHAUVET, A. & MENEZES, M. 1992. Évolutive structurale du sud Craton São Francisco: implications sur les minéralisations aurifères de la région d'Ouro Preto, Brésil. *C.r. Acad. Sci. Paris*, .315, série ii, p. 495-501.
- CHAUVET, A.; FAURE, M.; DOSSIN, I.; CHARVET, J; MENEZES, M. 1993. Structural evolution of the Quadrilátero Ferrífero; consequences on the age and formation of the gold deposits of the Ouro Preto area (Minas Gerais, Brazil). In: SIMPÓSIO NACIONAL DE ESTUDOS TECTÔNICOS, 4, Belo Horizonte, 1993. *Anais...*Belo Horizonte, SBG/ Núcleo De Minas Gerais Bol.12 .p.230-234.
- CHAUVET, A.; FAURE, M.; DOSSIN, I.; CHARVET, J. 1994. A three-stage structural evolution of the Quadrilátero Ferrífero: consequences for the Neoproterozoic age and the formation of gold concentrations of the Ouro Preto area, Minas Gerais, Brazil. *Prec..Reserc.* 68:89-167.
- CHEMALE, F.JR.; ROSIÉRE, C.A.; ENDO, I. 1992. Evolução tectônica do Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais. Um modelo. *Rev. Pesquisas /UFRS.* 18:107-127.
- CHEMALE, F.JR.; ROSIÉRE, C.A.; ENDO, I. 1994. The tectonic evolution of the Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais, Brazil. *Prec.Res.*, 65: 25-54.
- CORDANI, U.G.; KAWASHITA, K.; MULLER, G.; QUADE, H.; REIMER, V. & ROESER, H. 1980. Interpretação tectônica e petrológica de dados geocronológicos do embasamento na borda sudeste do Quadrilátero Ferrífero, MG. *An. Acad. Bras. Cienc.*, 52(4):785-799.
- PROJETO RIO DAS VELHAS. 1996. Mapa geológico. CPRM.
- DERBY, O.A. 1906. The Serra do Espinhaço, Brazil. *Jour. Geol.*, 14(3): 374-401.
- DERBY, O.A. 1911. On the mineralization of the gold-bearing lode of Passagem, Minas Gerais, Brazil. *American Journal of Science*, 4th series, 32, p.185-190.
- DORR, J.V.N.; GAIR, J.E.; POMERENE, J.B. & RYNEARSON, G.A. 1957. Revisão da estratigrafia pré-cambriana do Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais, Brasil. DNPM. *Div. Fom.* Avulso 81, p.1-31.
- DORR, J.V.N. 1969. Physiographic, stratigraphic and structural development of the Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais, Brazil. Washington. USGS-*Prof. Paper*, 641-9.110p.
- DUARTE, B.P.; SOARES, G.F. & MARÇAL, R.A. 1987. Estratigrafia e paragênese do minério aurífero da Mina de Passagem, Mariana, Mg. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DE MINAS GERAIS, 4, Ouro Preto, 1987. *Anais...*Ouro Preto SBG/Núcleo de Minas Gerais. p.391-405.
- DUARTE, B. P. 1991. Contribuição ao estudo da geologia do corpo de minério Fundão do Depósito de Passagem, Mariana, MG. Rio de Janeiro. 175p. (Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências da Universidade Federal do Rio de Janeiro).
- DUARTE, B. P. 1992. Sequência litológica da porção Sw do Depósito de Passagem, Mariana, MG: uma proposta de correlação regional. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA. NÚCLEO MINAS GERAIS, 6, Ouro Preto, 1992. *Anais...*Ouro Preto. SBG/Núcleo de Minas Gerais. p.143-145.
- ENDO, I & NALINI, JR H A. 1992. Geometria e cinemática das estruturas extensionais e compressionais na borda oeste do Sinclinal Moeda, Quadrilátero Ferrífero, MG. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA, 6, Ouro Preto, 1992. *Anais...*Ouro Preto. SBG/Núcleo de Minas Gerais. p.15-17.
- ENDO, I. 1988. Análise estrutural qualitativa no minério de ferro e encaixanates na Mina de Timbopeba - Borda leste do Quadrilátero Ferrífero, Mariana, MG. 112p. (Dissertação de Mestrado, Departamento de Geologia da Universidade Federal de Ouro Preto).
- ESCHWEGE, W.L. VON. 1833. Pluto Brasiliensis - in: Eschwege, W. L. Von (1979) : *Pluto Brasiliensis*, 2 vols. Editora Itatiaia/Edusp. São Paulo, SP, 528 p.

- ETHIER, V.G. & CAMPBELL, F.A. 1977. Tourmaline concentrations in Proterozoic sediments of the southern Cordillera of Canada and their economic significance. *Can. Jour. Earth Sci.* 14:2348-2363.
- EVANGELISTA, H.J. & MULLER, G. 1986. Petrology of a transition zone between the Archean Craton and the Coast Belt, SE of the Iron Quadrangle, Brazil. *Chem. Erde*, 45:129-145.
- EVANGELISTA, H. J. 1992. Metamorfismo de "contato" no Quadrilátero Ferrífero. In: SEMANA DE ESTUDOS GEOLÓGICOS, 31, Ouro Preto, 1992. *Anais...Ouro preto*. SICEG. p.81-86.
- FERRAND, P. 1894. L'or a Minas Gerais. Imprensa oficial do Estado de Minas Gerais. Vol. I - *Exploitations Anciennes, Exploitation Modernes*. Vol. II - Mine de Passagem, 141p.
- FLEISCHER, R. 1971. Le Gisement Aurifere a Tourmaline de Passagem de Mariana (Minas Gerais/Brésil) et Son Cadre. Influence de L'évolution Structurale et du Metamorphisme sur une Mineralisation Syngenetique Familière. Paris. 154p. (These de Docteur. Faculte de Sciences de Paris, França).
- FLEISCHER, R. & ROUTHIER, P. 1973. The "consanguineous" origin of a tourmaline-bearing gold deposit; Passagem de Mariana (Brazil). *Econ. Geol.* 68:11-22.
- FLEISCHER, R. & ROUTHIER, P. 1974. The "consanguineous" origem of the tourmaline bearing gold Deposit: Passagem de Mariana (Brazil). "A Reply". *Econ. Geol.* 69 (3):418-422 .
- FLEISCHER, R & VIAL, D.S. 1986. Surface and underground geological field trip in the area of Passagem Gold Deposit, Quadrilátero Ferrífero, In: BRAZILIAN WORKSHOP ON GOLD RELATED TO GREENSTONE BELTS AND BASE METALS ASSOCIATED WITH VULCANOGENIC ROCKS. Belo horizonte, 1986. *Anais...Belo Horizonte*. IUGS/UNESCO/IBRAM p.55-65.
- GAIR, J.E. 1962. Geology and ore deposits of Nova Lima and Rio Acima Quadrangles, Minas Gerais, Brazil. Washington. USGS-*Prof. Paper*, 341-A. 67p.
- GUIMARÃES, D. 1931. Contribuição à geologia do Estado de Minas Gerais. Rio de Janeiro, *Serv. Geol. Min. do Brasil*. Bol. 35.
- GUIMARÃES, D. 1935. Contribuição ao estudo da origem dos depósitos de ferro e manganês do centro de Minas Gerais, Brasil. DFPM/DNPM. Bol. 109. p.209-219.
- GUIMARÃES, D. 1965. *Princípios de Metalogênese e Geologia Econômica do Brasil*. DNPM Bol. 121. 625p.
- GUIMARÃES, D. 1970. *Arqueogênese do ouro na região central de Minas Gerais*. DNPM/DFPM, Bol.139, 51 p.
- HARDER, E.C. & CHAMBERLIN, R.T. 1915. The geology of central Minas Gerais, Brazil. *Jour. Geol.*, 23(4):341-378.
- HERZ, N. 1970. Gneissic and igneous rocks of the Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais, Brazil. USGS. *Prof. Paper*. 641-B.
- HERZ, N. 1978. Metamorphic rocks of the Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais, Brazil. USGS *prof. Paper*, 641(c):81p.
- HEINECK, C.A. ;RIBEIRO, J.M.; FRANCESCATO, J.A. & SILVA, E.S. 1986. As mineralizações auríferas de Mata-Cavalo, Minas da Passagem, Mariana, MG. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 34, Goiânia, 1986. *Anais...Goiânia*. SBG. p.1932-1944.
- HOBBS, B.E.; MEANS, W.D. & WILLIAMS, P.F. 1976. *An outline of structural geology*. New York. John Wiley & Sons, 571p.
- HUSSAK, E. 1898. Der goldführende, kiesige quarzlagergang von Passagem in Minas Geraes, Brasilien. *Zeitsch. Fur Prakt. Geol.*, 5:345-357.

- LACOURT, F. 1936. Resumo da geologia da Folha de Ouro Preto. *An. Rev. Esc. Min.*, 27:47p.
- LACOURT, F. 1938. Estrutura Anticlinal São Bartolomeu-Passagem. *Rev. Min. Met.* Vol. Iii. 15:147-151.
- LADEIRA, E.A. 1980. Metalogenesis of gold at the Morro Velho mine and in the Nova Lima district, Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais. London (Ontário). 272 p. (PhD. Thesis, University of Western Ontario, Canadá).
- LADEIRA, E.A.; ROESER, H.M.P. & TOBSCHALL, H.J. 1983. Evolução petrogenética do cinturão de rochas verdes, Rio das Velhas, Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DE MINAS GERAIS, Belo Horizonte, 1983. *Anais...*Belo Horizonte, SBG/Núcleo Minas Gerais. p.149-165.
- LADEIRA, E.A. & VIVEIROS, J.F.M. 1984. Hipótese sobre a estruturação do Quadrilátero Ferrífero com base nos dados disponíveis. Belo Horizonte, SBG. Núcleo Minas Gerais 10p.
- LADEIRA, E.A. 1988. Metalogenia dos depósitos de ouro do Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais. In: Schobbenhaus, C. Coelho, C.E.S. *Depósitos Minerais do Brasil*, Vol. iii, p.301-375.
- LEGRAYE, M. 1937. A propos de deux gisements aurifères, Salsigne (France) e Passagem (Brasil). *Soc. Geol. Belgique. Bull.* 61 (2/3): 83-87.
- MACHADO, N.; NOCE, C.M.; OLIVEIRA, O.A.B. DE & LADEIRA, E.A. 1989. Evolução geológica do Quadrilátero Ferrífero no Arqueano e Proterozóico Inferior, com base em geocronologia U-Pb. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DE MINAS GERAIS, 5 E SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DE BRASÍLIA 1, Belo Horizonte, 1989. *Anais...*Belo Horizonte, SBG/Núcleo de Minas Gerais. P.1-5.
- MACHADO, N.; NOCE, C.M.; LADEIRA, E.A. & OLIVEIRA, O.A.B. DE. 1992. U-Pb geochronology of Archean magmatism and Proterozoic metamorphism in the Quadrilátero Ferrífero, southern São Francisco craton, Brazil. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 104:1221-1227.
- MACHADO, N.; SCHRANK, A.; NOCE, C.M.; GAUTHIER, G. 1996. Ages of detrital zircon from Archean-Paleoproterozoic sequences: Implications for Greenstone Belt setting and evolution of a Transamazonian foreland basin in Quadrilátero ferrífero, southeast Brazil. *Ear. Plan. Scien. Let.* 141:259-276.
- MAIA, J. 1950. Considerações sobre a prática de lavra em Passagem, M.G. Belo Horizonte. 100p (Tese para concurso).
- MARSHAK, S. & ALKMIM, F.F. 1989. Proterozoic contraction/extension tectonics of the southern São Francisco region, Minas Gerais, Brazil. *Tectonics*, 8(3):555-571.
- MARSHAK, S; ALKMIM, F.F.; EVANGELISTA, H.J. 1992. Proterozoic crustal extension and generation of dome-and-keel structure in an Archean granite-greenstone terrane. *Nature*, 357:491-493.
- McCLAY, K.R. 1987. *The mapping of geological structures*. Stony stratford. Open University Press. 161p.
- NALINI JR., H.A. 1993. Análise estrutural descritiva e cinemática de flanco sul e terminação periclinal do Anticlinal de Mariana e adjacências, região sudeste do Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais, Brasil. Belo Horizonte. 132p. (Dissertação de Mestrado, Departamento de Geologia do Instituto de Geologia da Universidade Federal De Minas Gerais).
- NOCE, C. M. 1995. Geocronologia dos eventos magmáticos, sedimentares e metamórficos na região do Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais. São Paulo. 128p.(Tese de Doutorado, Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo).
- OLIVEIRA, E.P. 1926. Magmas metalíferos, jazidas de ouro da Passagem. *Inst. Bras. Sci.* Bol Ano ii, nº 2: p.49-51.
- OLIVEIRA, E. 1933. *Acad. Bras. de Sci.* Ant. t.V, nº 3.

- OLIVEIRA, F.R.; SCHRANK, A.; ENDO, I. & XAVIER, R.P. 1995. Os Modelos propostos para o depósito aurífero de Passagem de Mariana. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DE MINAS GERAIS, 8. Diamantina, 1995. *Anais...Diamantina*, SBG/Núcleo de Minas Gerais. p.132-134.
- OLIVEIRA, F.R.; SCHRANK, A.; XAVIER, R.P. & ENDO, I. 1996. A mina de ouro de Passagem de Mariana: uma revisão. *Rev. Esc. Minas*, 49:38-43.
- OLIVO, G.R. 1994. Palladium-bearing gold deposits of the Cauê and Conceição Mines, hosted by Lake superior -type iron-formations of the Itabira district, São Francisco Craton, Brazil: structure, Mineralogy, Geochronology and Metallogeny. Québec. 209p. (Phd. Thesis Université Du Québec à Montreal. Canadá).
- O'ROURKE, J.E. 1957. The Stratigraphy of the metamorphic rocks of the Rio de Pedras and Gandarela Quadrangles, Minas Gerais, Brazil. Wisconsin, 106p. (PhD Thesis, University of Wisconsin).
- PIRES, F.R.M. 1977. Geologia do distrito manganesífero de Conselheiro Lafaite. Rio de Janeiro, 344p. (Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências da Universidade Federal do Rio de Janeiro).
- PIRES, F.R.M. 1995. Textural and mineralogical variations during metamorphism of the Proterozoic Itabirai iron formation in the Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais, Brazil. *An. Acad. bras. Sci.* 67:77-105.
- PRICE, N.J. & COSGROVE, J.W. 1990. *Analysis of geological structures*. Cambridge. Cambridge University Press. 502p.
- RAMSAY, J.G. 1967. *Folding and fracturing of rocks*. New York, Mc Graw-Hill. 568p.
- RENGER, F.E.; NOCE, C.M.; ROMANO, A.W. & MACHADO, N. 1995. Evolução sedimentar do Supergrupo Minas (500 Ma de registro geológico), Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais, Brasil. *Geonômos*. 2:1-11.
- ROLF, P.A.M.A. 1952. O pegmatito aurífero de Passagem de Mariana, Minas Gerais. *Rev. Esc. Minas*, 4:39-50.
- SCHORSCHER, H.D. 1976. Polimetamorfismo do Pré-Cambriano na região de Itabira, Minas Gerais, Brasil. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 29 Ouro Preto, 1976. *Boletim de resumos...Ouro Preto*, SBG, p.194-195.
- SCHORSCHER, H.D. 1978. Komatiitos na estrutura greenstone belt da Série Rio das Velhas, Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais, Brasil. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 30. Recife, 1978. *Anais...Recife*, SBG.1, p.292-293.
- SCHORSCHER, H. D.; CARBONARI, F. C.; POLONIA, J.C. & MOREIRA, J. P. 1982. Quadrilátero Ferrífero - Minas Gerais State: Rio Das Velhas Greenstone Belt And Proterozoic Rocks. In: EXCURSION ANNEX, INTERNATIONAL SYMPOSIUM ON ARCHEAN AND EARLY PROTEROZOIC, Salvador, 1982. *Anais ...Salvador*, SBG, 46p.
- SCHRANK, A. & SILVA, M.G. 1993. Os greenstones-belts do Cráton São Francisco. In: Dominguez, J. M. L. & Misi, A. O Cráton do São Francisco. Salvador, SBG-Nba/SE, SGM, CNPq. p.85-118.
- SCHRANK, A.; OLIVEIRA, F.R.; TOLEDO, C.B. & ABREU, F.R. 1996. The Nature of hydrodynamic gold deposits related to Archean Rio das Velhas Greenstone Belt and overlying Palaeoproterozoic Minas Basin. In: SYMP. ARCHEAN TERRANES OF THE SOUTH AM. PLATF, Brasília, 1996. *Anais...Brasília*.
- SCHRANK, A & MACHADO, N. 1996. Idades U-Pb em monazitas e zircões das minas de Morro Velho e Passagem de Mariana - Quadrilátero Ferrífero (MG). In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 39. Salvador, 1996. *Anais...Salvador*, SBG. p.470-472.
- SLACK, J.F.; HERRIMAN, N.; BARNES, R.G.; & PLIMER, I R. 1984. Stratiform tourmalinites in metamorphic terranes and their geologic significance. *Geology*. 12:713-716.

- SLACK, J.F.; PALMER, M.R.; STEVENS, B.P.J.; & BARNES, R.G. 1993. Origin and significance of tourmaline-rich rocks in the Broken Hill District, Australia. *Econ. Geol.* **88**(3):505-541.
- SIMMONS, G.C. & MAXWELL, C.H. 1961. Grupo Tamanduá da Série Rio das Velhas. Rio de Janeiro, DNPM/DGM. Bol. 211.
- SOUZA, P.C. & MULLER, G. 1988. Geotermometria em rochas da Formação Gandarela, Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais, Brasil. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 35, Belém, 1988. *Anais...* Belém. SBG. p.1193-1202.
- SUSZCZYNSKI, E.F. 1977. Sobre a origem e a metalogenia das jazidas auríferas da área do Quadrilátero Ferrífero e seus arredores. In: SEMANA DE ESTUDOS GEOLÓGICOS, 17, Ouro Preto, 1977. *Anais...* Ouro Preto, SICEG, p.137-185.
- SUSZCZYNSKI, E.F. 1978. Geologia e reservas das jazidas da Companhia Minas da Passagem. *Relatório interno da CMP*, 126p.
- TEIXEIRA, W. 1982. Geochronology of the Southern part of the São Francisco Craton. *Rev. Bras. Geoc.*, **12** (3):268-277.
- TEIXEIRA, W. 1985. A evolução geotectônica da porção meridional do Cráton do São Francisco, com base em interpretações geocronológicas. São Paulo, 207p (tese de Doutorado, Instituto de Geociências da Universidade de São paulo).
- TEIXEIRA, W. 1993. Avaliação do acervo de dados geocronológicos e isotópicos do Cráton do São Francisco - implicações tectônicas. In: Dominguez, J. M. L. & Misi, A. O Cráton do São Francisco. Salvador, SBG-Nba/SE, SGM, CNPq, p.11-33.
- VIAL, D. S. 1988. Mina de ouro de Passagem, Mariana, Minas Gerais. In: Schobbenhaus, C.; Coelho, C.E.S. *Depósitos Minerais do Brasil*, v. lii. p.421-430.