

UNIVERSIDADE ESTADUAL DE CAMPINAS
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS
DEPARTAMENTO DE METALOGÊNESE E GEOQUÍMICA

METALOGÊNESE DO OURO EM ZONA DE CISALHAMENTO -
ÁREA TINGUÁ, "GREENSTONE BELT" RIO DAS VELHAS, MG

CARLOS ROBERTO DE SOUZA FILHO

*Este exemplar corresponde à redação final da
tese defendida por Carlos Roberto de Souza Filho
e aprovada pela Comissão Julgadora em 12/9/91.*

Alfonso Schrank

Dissertação apresentada como condição
parcial para a obtenção do Título de
Mestre em Geociências

Orientador: Prof. Dr. ALFONSO SCHRANK†

Campinas, SP

1991

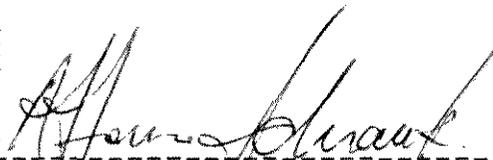
BC-9110085

So89m

14561/BC

UNICAMP

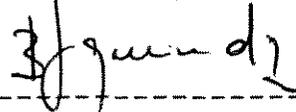
Comissão Examinadora



Presidente: Alfonso Schrank



Examinador: Hans Dirk Ebert



Examinador: Bernardino Figueiredo

AGRADECIMENTOS

Embora muito aquém da forma como originalmente concebido e imaginado pude concluir este trabalho. Tantas foram as pessoas que direta ou indiretamente cooperaram para a realização desta pesquisa que seria impossível citar todas nominalmente. Entretanto, é indispensável pronunciar minha gratidão a muitas delas, mesmo correndo o risco de esquecimentos momentâneos quanto a outros importantes colaboradores.

Inicialmente a minha família, que muito me apoiou nos momentos mais difíceis destes quatro últimos meses de "esforço concentrado", desde o auxílio em épocas onde fui surpreendido por problemas de saúde, sustento financeiro, até o custeio dos exemplares da Tese.

Às minhas irmãs, Simone e Soraya, e aos meus amigos Hamilton Bellini e José Antônio Tortorella, por terem garantido a infra-estrutura necessária para o término deste trabalho, pelo auxílio nos desenhos e fotos, e pela ajuda na elaboração final dos exemplares.

Ao Prof. Dr. Alfonso Schrank, pela orientação, discussões e contribuição aos dados e idéias.

Aos inesquecíveis companheiros do Curso de Mestrado Ben-ti-vi, Sílvio, Henrique, Edison e Sergião, pela amizade, proveitosas discussões geológicas e auxílio na publicação de trabalhos nos últimos 3 anos.

À CAPES e a Unicamp pela bolsa de estudos.

À Rio Doce Geologia e Mineração (DOCEGEO-CVRD), especialmente ao Dr. Marcos Tadeu Vaz de Mello, pela permissão de desenvolvimento da pesquisa na área Tinguá. Ao amigo, e incentivador, Geólogo Diógenes Scipioni Vial (DOCEGEO), pelo auxílio na definição da área e tema do trabalho, contribuições às idéias, permissão de acesso a dados, amostras de sondagens e galerias, pela infra-estrutura durante os trabalhos de campo, e por proporcionar a realização de análises nos laboratório da CVRD. Ao Geólogo José Moretszohn (DOCEGEO), pelo apoio nos momentos difíceis dos trabalhos de campo, pelas discussões e tempo dispensado na organização dos dados da área e pelo incentivo e auxílio na solução de problemas sobre representações gráficas em computador.

Também extendo minha gratidão aos demais amigos geólogos da DOCEGEO e CVRD, igualmente pesquisadores e interessados sobre a geologia pré-cambriana, especialmente a Osvaldo Belo de Oliveira, Fernando Greco e Flavio Café (os "compadres"), Maurício Ferreira, Maria Beatriz Vieira e José Carlos Polonia, pela amizade e frutificantes discussões.

A Prof. Dra. Jacinta Enzweiler, pela competente supervisão, orientação e desenvolvimento das análises químicas realizadas no Laboratório de Geoquímica do IG/UNICAMP, bem como pelo sempre gentil auxílio na solução de problemas de Química Analítica.

Ao Geólogo L.A. Garcia pela orientação e supervisão durante a realização de análises de microsonda eletrônica na SUTEC-CVRD.

Ao Geólogo M. A. M. Amaral, pela supervisão das análises por difratometria de Raios-X realizadas na SUTEC-CVRD

A CBMM, especialmente aos Geólogos Bruno Riffel e Abrão Issa Filho, pela gentileza em nos proporcionar análises sob microscópio eletrônico e pelas interessantes discussões

Ao Físico Dailto Silva pelo auxílio e desenvolvimento das análises de inclusões fluídas

Ao Prof. Dr. Asit Choudhuri e Job Jesus Batista, por terem sacrificado parte de suas férias para a leitura crítica da versão preliminar deste "volume"

À Marcia, Cassia e Dora, pela eficiência no dia a dia a frente da biblioteca, sem o auxílio das quais não poderia ter acompanhado como pude, as publicações relativas ao meu tema de Tese.

Em especial a Roberta, pela sua competência como secretária do DMG, interesse, prestação de incontáveis favores e pela "torcida" durante os momentos mais importantes vividos durante esse Mestrado. Também estendo meus agradecimentos as demais secretárias do IG, todas atenciosas e prestativas durante esses anos.

Enfim, aos funcionários do IG, as "meninas" do cafezinho e a todos aqueles que de alguma forma contribuíram, o meu muito obrigado!

Para minha família, Carlos, Almira,
Simone, Soraya e Hamilton.

Para meu avô Candido, pelo incentivo,
orgulho e carisma que sempre
demonstrou, e pela experiência de mais
de oitenta anos transmitida durante os
últimos 25 anos de convivência.

Titulo Metalogênese do Ouro em Zona de Cisalhamento - Área Tinguá, "Greenstone Belt" Rio das Velhas, Minas Gerais.

Autor Carlos Roberto de Souza Filho

Orientador: Alfonso Schrank.

RESUMO

A área Tinguá insere-se no "greenstone belt" Arqueano Rio das Velhas, situando-se na região centro-nordeste do Quadrilátero Ferrífero.

A porção oeste desta área é composta por uma sequência vulcano-sedimentar, posicionada segundo um "trend" estrutural E-W (Bloco Tectônico I), constituída por meta-basaltos komatiíticos, meta-dacitos e meta-turbiditos.

Na porção leste da área aflora uma sequência de rochas máfico-ultramáficas de possível natureza vulcânica e granodioritos do Complexo Caeté, os quais encontram-se posicionados segundo um "trend" estrutural N-S. Essas litologias constituem o Bloco Tectônico II, que cavalgou sobre o Bloco Tectônico I (terrenos para-autóctones). Ambos os domínios tectônicos foram estruturados no ciclo Transamazônico.

As principais mineralizações auríferas do Tinguá hospedam-se na sequência de basaltos komatiíticos, composta por intercalações entre rochas ultramáficas e sedimentos inter-traps, heterogêneamente alterados por fenômenos hidrotérmicos de cloritização, sericitização e principalmente por fenômenos de carbonatação e carbonização.

Essas mineralizações auríferas correspondem ou (i) a veios de quartzo-carbonato sulfetados com ouro livre, posicionados em foliações geradas pela deformação dúctil (minério epigenético do tipo "lode") ou (ii) a depósitos de substituição de meta-cherts carbonosos com ouro disseminado em sulfetos (minério epigenético do tipo "stratabound"). Ambos os tipos de mineralização são governados pela deformação, sendo paralelos à lineação de estiramento regional, e apresentam, respectivamente, temperaturas de deposição do ouro presente entre 394-425 C e 300-363 C.

Title Gold Metallogensis in Shear Zone - Tingua Area, Rio das Velhas Greenstone Belt, Minas Gerais

Author: Carlos Roberto de Souza Filho

Supervisor: Alfonso Schrank

ABSTRACT

The Tingua area is situated in the Archaean Rio das Velhas greenstone belt in the central-northeastern portion of Iron Quadrangle.

The western portion of the studied area is composed of a E-W trending volcanic-sedimentary sequence (Tectonic Block I) build up of komatiitic metabasalts, metadacites and metaturbidites. On the eastern portion crops out a possible mafic-ultramafic volcanic sequence and a granodiorite of the Caete Complex, both displaying a N-S structural trend. This portion has been named Tectonic Block II, wich has thrustted over Tectonic Block I (para-autochthon domain) during the early Proterozoic Transamazonian Cicle.

The main Tingua gold mineralization are hosted by the komatiitic basalt sequence which is composed of interleaved ultramafic rocks and sediments highly hydrothermal altered by processes such as chloritization, sericitization, carbonatization and carbonization.

Gold mineralisations are found in (i) quartz-carbonate-sulphide veins, with free gold, controlled by the foliations generated during a simple shear ductile deformation phase (epigenetic lode-type mineralization) and (ii) as replacement of carbonaceous metacherts with disseminated gold in sulphides (epigenetic stratabound-type mineralization). Both types are clearly controlled by deformation, paralleling the regional stretching lineation, and yielded gold deposition temperatures respectively of 394-425 C and 300-363 C.

ÍNDICE

	Pg.
RESUMO.....	000
ABSTRACT.....	
I. INTRODUÇÃO.....	1
I.1. APRESENTAÇÃO DO TEMA - OBJETIVOS.....	1
I.2. LOCALIZAÇÃO DA ÁREA.....	4
I.3. METODOLOGIA DA PESQUISA E FORMA DE APRESENTAÇÃO DOS RESULTADOS.....	6
II. CONTEXTO GEOLÓGICO E DEFORMAÇÃO REGIONAL.....	13
II.1. COMENTÁRIOS INTRODUTÓRIOS.....	13
II.2. EVOLUÇÃO DO CONHECIMENTO GEOLÓGICO DO "GREENSTONE BELT" RIO DAS VELHAS.....	17
II.2.1. Aspectos quanto a natureza, geocronologia e lito-estratigrafia.....	17
II.2.2.1. Descrição das Unidades Estratigráfi- cas.....	19
II.2.2. Modelos deformacionais.....	21
II.3. COMPARAÇÕES, DISCUSSÕES E CONCLUSÕES.....	26
III. GEOLOGIA DA ÁREA TINGUÁ.....	33
III.1. COMENTÁRIOS PRELIMINARES.....	33
III.1.1. Trabalhos de campo executados - Objetivos e justificativas.....	33
III.1.2. Aspectos fisiográficos.....	36

III.2.	DESCRICÃO DAS UNIDADES LITOLÓGICAS.....	37
III.2.1.	Complexo granodiorítico Caeté.....	37
III.2.2.	Unidade Meta-máfica/ultramáfica.....	42
III.2.3.	Unidade Meta-sedimentar Indivisa.....	49
III.2.4.	Unidade Meta-vulcânica Félsica.....	59
III.2.5.	Unidade Meta-vulcânica Ultramáfica.....	74
III.2.6.	Metamorfismo.....	85
III.2.7.	Alterações hidrotermais superimpostas ao meta- morfismo regional.....	88
III.2.8.	Discussões.....	91
III.3.	DEFORMAÇÃO.....	96
III.3.1.	Introdução.....	96
III.3.2.	Inventário estrutural da área Tinguá.....	110
III.4.	DISTRIBUIÇÃO DAS OCORRÊNCIAS AURÍFERAS NA ÁREA TINGUÁ..	130
III.5.	CONSIDERAÇÕES FINAIS.....	133
IV.	ANÁLISE METALOGENÉTICA TIPOLOGICA - AS MINERALIZAÇÕES AURÍFERAS DO ALVO CARRAPATOS.....	139
IV.1.	COMENTÁRIOS INTRODUTÓRIOS.....	139
IV.2.	GEOLOGIA E GEOQUÍMICA DA REGIÃO CARRAPATOS.....	139
IV.3.	MINA CARRAPATO DE CIMA.....	165
IV.3.1.	Geometria e controles lito-estruturais.....	165
IV.3.2.	Composição química e relações texturais do minério.....	178
IV.3.3.	Discussões e conclusões.....	189
IV.4.	MINA CARRAPATO DE BAIXO.....	197
IV.4.1.	Geometria e controles lito-estruturais.....	197

IV.4.2. Composição química e relações texturais do minério.....	204
IV.4.3. Discussões e conclusões.....	212
IV.5. GEOTERMOMETRIA DAS MINERALIZAÇÕES AURÍFERAS.....	221
V. SUMÁRIO E CONSIDERAÇÕES FINAIS.....	227

ÍNDICE DAS FIGURAS

DESCRIÇÃO	Página
Figura 1 - Mapa de localização da área Tinguá.....	5
Figura 2 - Mapa geológico-estrutural do Quadrilátero Ferrífero...	15
Figura 3 - Mapa geológico da área Tinguá e principais minas inativas de ouro.....	34
Figura 4 - Mapa estrutural da área Tinguá.....	35
Figura 5 - Diagrama de contôrno de polos das foliações N-S e E-W presentes no Complexo Caeté.....	39
Figura 6 - Diagrama de contôrno de polos das lineações minerais e de estiramento "strike" e "dip" presente no Complexo Caeté.....	40
Figura 7 - Padrão estrutural observado nas rochas ultramáficas presentes na estrada que liga Caeté a Morro Vermelho....	46
Figura 8 - Diagrama de contôrno de polos das foliações N-S e E-W presentes nas rochas meta-máficas/ultramáficas.....	47
Figura 9 - Diagrama de contôrno de polos da xistosidade e da foliação milonítica presentes nas rochas constitutivas da Unidade Meta-sedimentar Indivisa.....	52
Figura 10 - Diagrama de contôrno de polos da lineação de alongamento e estiramento mineral presentes nas rochas que compõem a Unidade Meta-sedimentar Indivisa.....	53
Figura 11 - Contraste de competência entre rochas félsicas intercaladas a meta-pelitos submetidos à cisalhamento dúctil.....	54
Figura 12 - Embainhamento da foliação em meta-siltitos da Unidade Meta-sedimentar Indivisa.....	55
Figura 13 - Mapa geológico da Unidade Metavulcânica Félsica.....	61
Figura 14 - Diagrama de contôrno de polos da lineação de estiramento presente nas meta-félsicas componentes da Unidade Meta-vulcânica Félsica.....	63
Figura 15 - Diagrama de contôrno de polos da xistosidade e foliação milonítica presente nas meta-félsicas constitutivas da Unidade Meta-vulcânica Félsica.....	64

Figura 16 - Alternância de níveis muito deformados, macroscopicamente depletados em plagioclásio, e níveis pouco deformados contendo fenocristais de plagioclásio.....	65
Figura 17 - Representação esquemática da FOTO 14.....	79
Figura 18 - Representação esquemática da FOTO 15.....	80
Figura 19 - Diagrama de contôrno de polos da lineação de estiramento mineral presente nas rochas que compõem a Unidade de Meta-vulcânica Ultramáfica.....	83
Figura 20 - Diagrama de contôrno de polos da xistosidade e da foliação milonítica presente nas rochas que compõem a Unidade Meta-vulcânica Ultramáfica.....	84
Figura 21 - Coluna estratigráfica padrão de "Archean greenstone belts" (Anhauesser & Viljoen, 1986).....	92
Figura 22 - Propagação de zonas de cisalhamento.....	99
Figura 23 - Classificação de "shear zones".....	101
Figura 24- Regime de deformação e rochas associadas em função da profundidade.....	102
Figura 25 - Desenvolvimento e comportamento de "fabrics" em uma "shear zone" dúctil.....	108
Figura 26 - Desenvolvimento progressivo de estruturas S-C e C' em uma "shear zone" dextral.....	109
Figura 27 - Evolução de dobras em "shear zones".....	110
Figura 28 - Esquema ilustrando a hipótese de Lacassin (1984), para a geração de crenulações "X".....	118
Figura 29 - "Sheath fold" presente em clorita-xistos da Unidade Meta-vulcânica Ultramáfica.....	120
Figura 30 - "Sheath fold" desenvolvida em clorita-xistos carbonosos constitutivos da Unidade Meta-vulcânica Ultramáfica.....	120
Figura 31 - Estruturas diagnósticas da deformação dúctil, não coaxial e de distribuição descontínua que atingiu as rochas da área Tinguá.....	123
Figura 32 - Estruturas S-C de ângulos variados, cuja conjugação promoveu a abertura de espaços e, subsequentemente, aprisionou mobilizados de quartzo e carbonatos.....	124

Figura 33 - Ilustração do caráter nitidamente progressivo da de- formação, onde a foliação milonítica formada em estágios anteriores é seccionada e dobrada por uma nova geração de "shear bands", com milonitos também muito bem evidenciados.....	125
Figura 34 - Superfícies S-C de alto ângulo, dobras assimétricas e sigmóides assimétricos de quartzo.....	127
Figura 35 - Sistemática assimetria em mobilizados de quartzo do- brados.....	127
Figura 36 - Lineações de crenulação "Y" e clivagens de crenulação impressas sobre a xistosidade Sn.....	129
Figura 37 - Resumo do acervo de estruturas presentes na área Tinguá (adaptado de Lacassin, 1984).....	135
Figura 38 - Seção vertical ortogonal à lineação de estiramento, construída a partir de dados de furos de sondagem.....	141
Figura 39 - Comparação das relações MgO x Cr entre clorita-xistos e clorita-xistos carbonosos do Carrapatos e basaltos komatiíticos de "Archean greenstone belts".....	149
Figura 40 - Comparação das relações MgO x Ni entre clorita-xistos e clorita-xistos carbonosos do Carrapatos e basaltos komatiíticos de "Archean greenstone belts".....	150
Figura 41 - Comparação das relações MgO x TiO ₂ entre clorita-xis- tos e clorita-xistos carbonosos do Carrapatos e basal- tos komatiíticos de "Archean greenstone belts".....	151
Figura 42 - Comparação das relações Al ₂ O ₃ x TiO ₂ entre clori- ta-xistos e clorita-xistos carbonosos do Carrapatos e basaltos komatiíticos de "Archean greenstone belts"....	152
Figura 43 - Comparação das relações Al ₂ O ₃ x Cr entre clorita- xistos e clorita-xistos carbonosos do Carrapatos e basaltos komatiíticos de "Archean greenstone belts".....	153
Figura 44 - Comparação das relações Al ₂ O ₃ x Ni entre clorita-xis- tos e clorita-xistos carbonosos do Carrapatos e basaltos komatiíticos de "Archean greenstone belts".....	154
Figura 45 - Comparação das relações TiO ₂ x Cr entre clorita xistos e clorita-xistos carbonosos do Carrapatos e basaltos komatiíticos de "Archean greenstone belts".....	155
Figura 46 - Comparação das relações TiO ₂ x Ni entre clorita-xis- tos e clorita-xistos carbonosos do Carrapatos e basaltos komatiíticos de "Archean greenstone belts"....	156

Figura 47 - Configuração geométrica tridimensional, controle estrutural e zoneamento mineralógico (produto de alteração fluidotermal) relacionados ao corpo mineralizado da Mina Carrapato de Cima.....	167
Figura 48 - Mapa geológico-estrutural em planta da Mina Carrapato de Cima e adjacências.....	168
Figura 49 - Diagrama de polos da xistosidade e foliação milonítica observadas na Mina Carrapato de Cima e adjacências.....	169
Figura 50 - Diagrama de contorno de polos da lineação de estiramento verificada na Mina Carrapato de Cima e adjacências.....	170
Figura 51 - Milonitos e ultramilonitos observados nos pacotes de sedimentos carbono-piritosos que compõem a base da zona hidrotermalizada relacionada ao corpo de minério da Mina Carrapato de Cima.....	190
Figura 52 - Configuração geométrica tridimensional, controle estrutural e distribuição de produtos hidrotermais relacionados aos veios de quartzo mineralizados da Mina Carrapato de Baixo.....	198
Figura 53 - Diagrama de contorno de polos da xistosidade e foliação milonítica observados na Mina Carrapato de Baixo e adjacências.....	199
Figura 54 - Diagrama de contorno de polos da lineação de estiramento levantados na Mina Carrapato de Baixo e adjacências.....	200
Figura 55 - Espectograma obtido através de SEM da Fe-dolomita (carbonato A da FOTO 33).....	210
Figura 56 - Espectograma obtido através de SEM do sobrecrescimento de ankerita sobre Fe-dolomita (carbonato B da FOTO 33).....	211
Figura 57 - Espectograma obtido através de SEM de palhetas de sericita constitutivas da encaixante dos veios de quartzo.....	211
Figura 58 - Traço em planta da Mina Carrapato de Cima (extraído de Moraes & Barbosa, 1939).....	213
Figura 59 - Traço em planta da Mina Carrapato de Baixo (extraído de Moraes & Barbosa, 1939).....	213
Figura 60 - Modelo idealizado para o controle regional de veios de quartzo mineralizados.....	216

Figura 61 - Posicionamento dos veios de quartzo presentes na Unidade Metavulcânica Ultramáfica. Note suas relações espaciais com as estruturas geradas durante o cisalhamento simples (modificado de Roberts, 1987).....	218
Figura 62 - Sistema Fe-Zn-As-S de Kretschmar & Scott.....	225

ÍNDICE DAS FOTOS

	DESCRIÇÃO	Página
FOTO 1	- Vista geral da área Tinguá e adjacências.....	36
FOTO 2	- Pseudo-brechas de aspecto dúctil-rúptil presente nos serpentinitos do Tinguá.....	48
FOTO 3	- "Shear fold" do tipo amêndoa em meta-siltitos da Unidade Meta-sedimentar Indivisa.....	56
FOTO 4	- Detalhe da "shear fold" da foto anterior.....	56
FOTO 5	- Intercalação entre pacotes de metarenitos e metapelitos, complexamente dobrados.....	59
FOTO 6	- Pacotes de meta-félsicas estruturados como L-tectonitos.....	62
FOTO 7	- Fenocristal de plagioclásio euédrico com maclas complexas apresentando quatro quadrantes com ponto de extinção distintos.....	68
FOTO 8	- Micro-"thrust-fault" em cristal de plagioclásio presente em porções menos afetadas pela deformação nos metadacitos.....	69
FOTO 9	- Cristais de plagioclásios apresentando "kinks" em zonas de menor deformação.....	69
FOTO 10	- Geminações deformacionais complexas acompanhando plagioclásios em zonas de maior deformação.....	70
FOTO 11	- Cristal podiforme de feldspato, assimétrico e rompido segundo a lineação de estiramento (corte XZ).....	70
FOTO 12	- Plagioclásio totalmente transformado em sericita, exibindo figura de assimetria do tipo delta.....	71
FOTO 13	- Estruturas primárias (amígdalas) preservadas nos clorita-xistos presentes na Unidade Metavulcânica Ultramáfica..	75
FOTO 14	- Sucessão interpretada como sendo originalmente de derrames de basaltos komatiíticos (clorita-xistos e quartzo-sericita-clorita xistos carbonosos e/ou carbonáticos) com intercalações de sedimentos (meta-grauvacas/siltitos carbonosos e piritosos, metacherts carbonosos/ferruginosos).....	78

FOTO 15 - Continuação da exposição anterior.....	78
FOTO 16 - Lineação marcada pelo estiramento de quartzo, sericita e grafita.....	114
FOTO 17 - Fotomicrografia exibindo "ribbons" de quartzo e carbonatos estirados.....	115
FOTO 18 - Mobilizados de quartzo dobrados, boudinados, rompidos e seccionados pela foliação.....	125
FOTO 19 - Foto aérea da área Tinguá.....	131
FOTO 20 - Comparação entre sedimentos carbonosos presentes no alvo Carrapatos e sedimentos carbonosos inter-derrames descritos no "greenstone belt" de Plumhi.....	142
FOTO 21 - Fotomicrografia do metachert carbonoso que hospeda o corpo de minério da Mina Carrapato de Cima.....	172
FOTO 22 - Amostra de minério proveniente dos flancos da meso-dobra de eixo "A".....	175
FOTO 23 - Sulfetos constitutivos do minério da Mina Carrapato de Cima, com pontos tríplexes entre pirita, arsenopirita e pirrotita.....	179
FOTO 24 - Ouro associado à pirita com inclusões de rutilo e à ganga quartzo-carbonática.....	185
FOTO 25 - Ouro associado a pirita.....	186
FOTO 26 - Ouro em cristal de pirita com inclusões de arsenopirita e pirrotita.....	186
FOTO 27 - Ouro incluído em calcopirita.....	187
FOTO 28 - Fotomicrografia obtida através de SEM ilustrando grande quantidade de ouro associado preferencialmente a pirita e, subordinadamente a ganga quartzo-carbonática.....	187
FOTO 29 - Veio de quartzo carbonático aurífero. Corresponde ao minério da Mina Carrapato de Baixo.....	201
FOTO 30 - Zoneamento mineralógico predominante observado em torno dos corpos mineralizados (veios de quartzo) presentes na Mina Carrapato de Baixo.....	202
FOTO 31 - Cristal de pirita presente em veio de quartzo mineralizado.....	203
FOTO 32 - Cristal de pirita presente em meio filossilicático.....	204
FOTO 33 - Principais sulfetos constitutivos do minério da Mina Carrapato de Baixo.....	206

FOTO 34 - Fotomicrografia obtida através de SEM exibindo a substituição de siderita por pirita.....	207
FOTO 35 - Fotomicrografia obtida através de SEM ilustrando o sobrecrecimento de ankerita em Fe-dolomita.....	210

ÍNDICE DAS TABELAS

	DESCRIÇÃO	Página
Tabela 1	- Propostas estratigráficas para o Quadrilátero Ferífero.....	16
Tabela 2	- Propostas de subdivisão estratigráfica para o Supergrupo Rio das Velhas, Grupo Nova Lima e Grupo Maquiné...	20
Tabela 3	- Correlação estratigráfica entre as propostas de subdivisão do Grupo Nova Lima.....	29
Tabela 4	- Classificação de rochas de falha.....	104
Tabela 5	- Análises químicas de elementos maiores e traços das rochas presentes no alvo Carrapatos.....	145
Tabela 6	- Composição média da pirita (pi), arsenopirita (arsp) pirrotita (po), esfalerita (esf), analisadas por microsonda eletrônica, segundo suas diferentes associações.....	182
Tabela 7	- Composição média (em porcentagem atômica) de ankerita e siderita e ankerita aurífera, presentes no minério....	184
Tabela 8	- Composições médias (porcentagem em peso) dos grãos de ouro em diferentes modos de ocorrência.....	188
Tabela 9	- Composição média da pirita (pi), arsenopirita (arsp) pirrotita (po), esfalerita (esf), analisadas por microsonda eletrônica, segundo suas diferentes associações.....	208
Tabela 10	- Composição média (em porcentagem atômica) de siderita presente no minério.....	209

CAPÍTULO I

I. INTRODUÇÃO

I.1. APRESENTAÇÃO DO TEMA - OBJETIVOS

Minas Gerais, particularmente sua região centro-sudeste, mundialmente conhecida como Quadrilátero Ferrífero, hospeda um dos mais importantes cinturões de rochas verdes arqueanos ("Archean greenstone belts") do país no que tange à incidência de mineralizações auríferas: o "greenstone belt" Rio das Velhas (GBRV). Dentre os diversos tipos de depósitos auríferos aí encontrados, alguns destacam-se tanto por refletirem parte da história da mineração de ouro no Brasil como por apresentarem expressão na literatura mundial (a exemplo da Mina de Morro Velho). Esses depósitos foram agrupados, em escala regional, em quatro distritos auríferos: Nova Lima, Santa Bárbara, Ouro Preto e Caeté.

A área Tinguá, escopo desta pesquisa, insere-se no Distrito de Caeté, projetando-se como um cenário de intensa exploração aurífera, desde épocas mais remotas até os dias atuais. Essa região, a sul da cidade de Caeté, apresenta uma grande quantidade de prospectos antigos de ouro (mais de 30 ocorrências cadastradas entre galerias e escavações superficiais), a dominante maioria relacionada a rochas que compõem a sequência vulcano-sedimentar do GBRV.

Apesar do progresso alcançado em anos recentes sobre o estudo das formas geométricas das mineralizações no GBRV, muito resta a ser feito até que se compreenda quais os fatores locais e regionais que as controlam. Da mesma forma, pouco se conhece sobre a natureza e efeito dos fluidos, tanto sobre o comportamento estrutural, como sobre seus controles na distribuição das mineralizações.

A presente pesquisa visa assim contribuir no estabelecimento dos controles lito-estruturais, geometria e geotermometria das mineralizações auríferas do Tinguá, procurando ainda caracterizar lito-estratigraficamente a posição destas jazidas no GBRV.

A área Tinguá, apresenta qualidades interessantes no tocante ao trabalho que pretendeu-se abordar. A região é constituída por uma expressiva diversidade de rochas, metamorfisadas no facies xisto-verde, que compõem boa parte da coluna ideal de um "greenstone belt". Reportam-se desde rochas verdes com possível componente komatiítica, até termos ácidos a intermediários, além de diversos tipos de sedimentos químicos e turbidíticos intercalados.

As ocorrências de ouro e corpos auríferos são distribuídos ao longo destas unidades, muitas vezes guardando especificidades metalogenéticas, no que tange à interação entre metalotectos primordial e revelador. A nível mundial, sua semelhança com porções de outros "greenstone belts" que apresentam mineralizações de ouro, pode ser verificada nos depósitos dos distritos de Porcupine, Red Lake, Kirkland-Larder Lake, Yellowknife, Cadillac-Malartic-Val d'Or, Cameron Lake, Long Lac e Noranda nas Províncias Superior e Slave no Canadá; de Barberton Mountain Land, Steynsdorp, Murchison no Craton do Kaapvaal e da Rodésia; dos cinturões de Gwanda e Midland do Craton de Zambia; do campo aurífero de Kolar (greenstones do sistema Dharwar) no escudo Indiano; do depósito de Homestake, no Escudo de Montana; dos depósitos Golden Mile e Kargoornie do oeste da Austrália, entre muitos outros.

Uma outra qualidade maior da área refere-se aos tipos de mineralizações existentes, especificamente aquelas localizadas no alvo Carrapatos, onde jazimentos do tipo "lode" e "stratabound" ocorrem em íntima associação, motivo pelo qual são aqui tratadas com detalhe.

I.2. LOCALIZAÇÃO DA ÁREA

O estudo abrange uma área de cerca de nove quilômetros quadrados, denominada Tinguá, que se estende a sul da cidade de Caeté, conforme indicado na Fig.1.

O acesso a Caeté, a partir de Belo Horizonte, é feito através da BR-381/262 e MG435 (percurso com 14 quilômetros de extensão entre a MG435 e a cidade), alternativamente, passando-se por Sabará, respectivamente num percurso total de 55 e 44 quilômetros de estradas asfaltadas. As principais mineralizações estudadas localizam-se acerca de 6 quilômetros a sul-sudoeste da cidade de Caeté, num percurso de estradas de terra de boa qualidade, que liga esta cidade ao vilarejo de Morro Vermelho (Fig.1).

O principal curso d'água que corta a área corresponde ao córrego Tinguá ou Ogeriza, que corre de sul para norte, estando confinado a um estreito e variavelmente profundo vale.

A área é marcada por forte influência antrópica, fato ampliado mais recentemente com a instalação de um ramal ferroviário implantado pela Companhia Vale do Rio Doce (CVRD), que culminou na abertura de estradas, taludes e bancadas, que muito facilitaram a visualização de elementos imprescindíveis ao nosso trabalho.

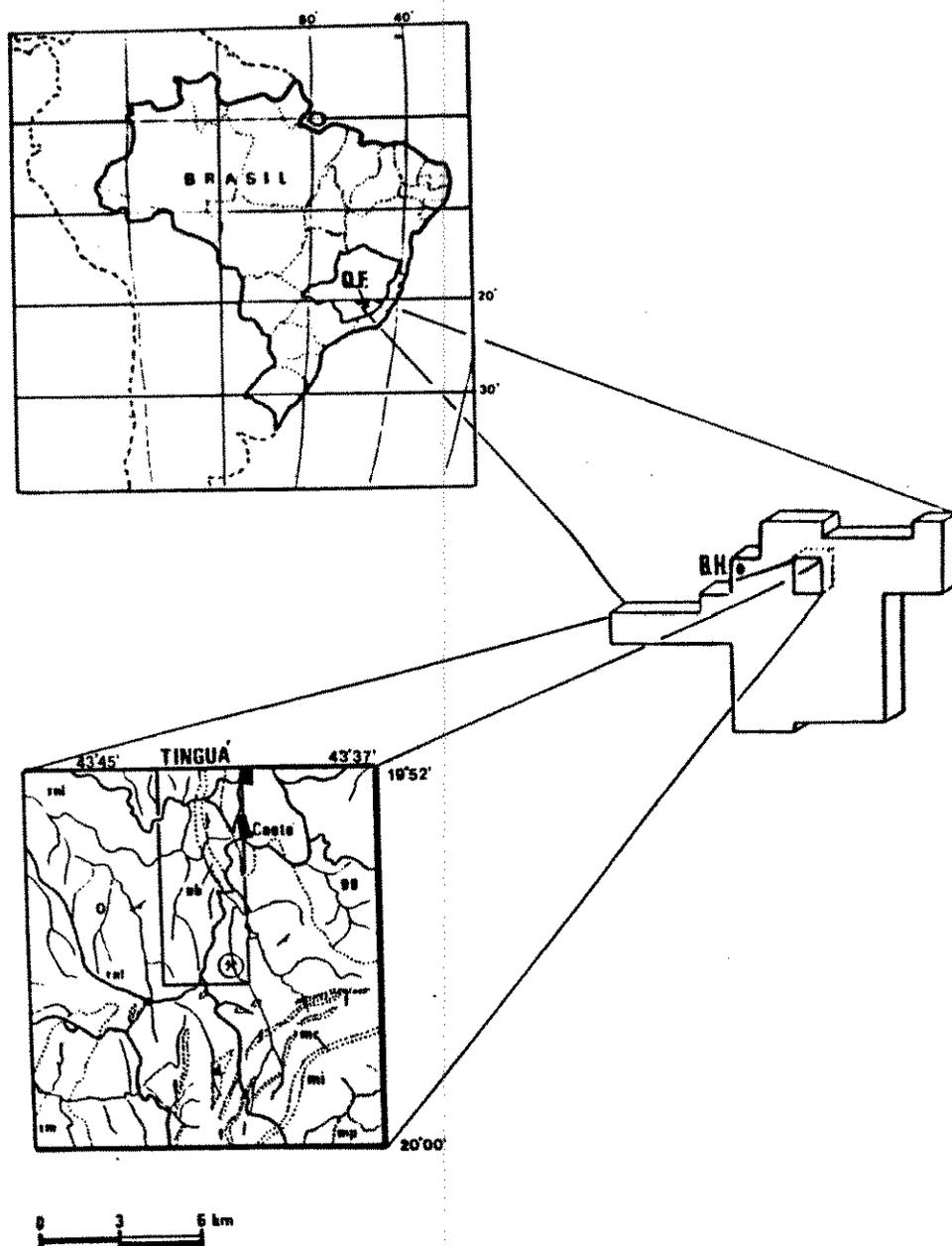


Fig. 1 - Mapa de localização da área Tinguá. Geologia extraída de Dorr (1969). Supergrupo Rio das Velhas - Grupo Nova Lima (rnl), formação ferrífera bandada (f), Grupo Maquiné (rm); Supergrupo Minas- Grupo Caraça (mc), Grupo Itabira (mi), Grupo Piracicaba (mp); rochas ultrabásicas intrusivas (ub); rochas graníticas intrusivas (gg); diques fêmicos (d).

I.3. METODOLOGIA DA PESQUISA E FORMA DE APRESENTAÇÃO DOS RESULTADOS

Os objetivos originalmente traçados orientaram-se segundo uma subdivisão coordenada de trabalhos. Após a checagem geológica inicial da área Tinguá, os esforços concentraram-se em análises bibliográficas voltadas à definição do conhecimento já adquirido em pesquisas anteriores, referentes tanto à geologia regional do Quadrilátero Ferrífero, quanto a trabalhos geológicos específicos previamente realizados na área de estudo. Destes estudos, resultou o Capítulo II, que traz uma compilação dos trabalhos mais significativos, análises críticas, e discussões sobre a litoestratigrafia e modelos deformacionais propostos para o GBRV. A compilação e discussões acerca destes tópicos constituíram-se em trabalhos recorrentes, acompanhando a evolução natural do conhecimento sobre a geologia do Quadrilátero Ferrífero.

Os estudos de campo semi-regionais na área Tinguá contemplaram de maneira mais abrangente, mas não menos importante, as áreas circunvizinhas ao alvo Carrapatos (aproximadamente 9 km²), com intuito de verificar e se possível aprimorar os aspectos lito-estratigráficos da região, de modo a situar os principais corpos mineralizados no quadro estratigráfico do GBRV, avaliando, de forma geral, a existência ou não de determinados tipos litológicos preferencialmente mineralizados.

Este estudo foi realizado com base em: (1) análise de imagens de satélite LANDSAT MSS colorida composta (escala 1:500.000), (2) interpretação aerofotogeológica (escala 1:25.000 e 1:30.000), (3) mapeamento (escala 1:25.000), e, em (4) mapeamento de detalhe de seções tipo e escavações antigas (escala 1:2000). Ainda como continuidade deste trabalho foi realizada uma análise da deformação, a partir da qual foram discriminados todos os elementos plano-lineares, com enfoque principal voltado para: (1) a geometria, (2) o regime de geração, (3) a avaliação estatística de suas orientações espaciais e, (4) a resposta de cada rocha ("reologia") mediante a deformação imposta.

A partir da compilação e tratamento do inventário obtido, pretendeu-se obter um modelo que explicasse razoavelmente o arcabouço tectono-estratigráfico da região, para melhor definir a geodinâmica que afetou esta porção do Quadrilátero Ferrífero. Além disso, também como resultado da compilação dos dados, foram discriminados os principais metalotectos regionais controladores das mineralizações auríferas, para uma futura comparação com os metalotectos locais que governam tais jazimentos.

Esta etapa de campo durou cerca de 30 dias, sendo o mapeamento complementado e revisto durante os subsequentes trabalhos realizados no alvo Carrapatos. O Capítulo III traz todo o acervo de dados geológicos referentes aos trabalhos acima relatados.

O estudo das mineralizações específicas do alvo Carrapatos, foi iniciado através de trabalhos de campo que objetivaram: (1) uma amostragem sistemática de minérios e encaixantes, (2) a determinação de "traps" lito-estruturais diretamente ligados à mineralização, (3) o estabelecimento de processos e produtos relacionados à alteração hidrotermal, e (4) o estudo da geometria dos corpos mineralizados. Aqui enquadram-se os trabalhos vinculados à Metalogênese Tipológica propriamente dita.

Foram mapeadas em escala 1:100 as Minas Carrapato de Cima e Carrapato de Baixo, com base em projeções horizontais em verdadeira grandeza (V.G), axiométricas horizontais (segundo a lineação de estiramento) e verticais ortogonais (seções perpendiculares à lineação de estiramento). Perfis representativos do empilhamento lito-estratigráfico da sequência de rochas presentes no alvo Carrapatos, e associadas as mineralizações, foram obtidos considerando: (1) levantamentos de superfície, (2) descrição de 300 metros de trincheiras, e (3) descrição e projeção para a superfície de 1500 metros de furos de sondagem. Esta etapa foi realizada em cerca de quatro meses. Os resultados obtidos correspondem a uma parte significativa do Capítulo IV.

Trabalhos de laboratório subsequentes foram realizados com o intuito de extrair informações das amostras coletadas.

Os métodos analíticos utilizados compreenderam inicialmente a microscopia petrográfica em lâminas delgadas (80) e polidas (18) de minérios, rochas encaixantes e hospedeiras, buscando identificar: (1) paragênese mineralógica, (2) possíveis vestígios de estruturas primárias, (3) alterações hidrotermais, (4) petrofábrica, (5) aspectos cinemáticos e, (6) efeitos microtectônicos da deformação.

As análises químicas de rocha total e de alguns elementos traços foram realizadas no laboratório de geoquímica do IG-UNICAMP, sob supervisão da Dra. Jacinta Enzweiler. Foram determinados como elementos maiores: SiO_2 , Al_2O_3 , Fe_2O_3 , FeO , MgO , CaO , Na_2O , K_2O , TiO_2 , MnO , P_2O_5 , $\text{H}_2\text{O}^{\text{m}}$ e a perda ao fogo; e como elementos traços: Cu , Co , Cr , Ni , Zn . As amostras foram moídas utilizando-se os equipamentos do IGCE-UNESP (Rio Claro), sob acompanhamento do Dr. Hans Dirk Ebert. Subsequentemente, foram processadas segundo a metodologia utilizada no Lab. de Geoquímica Analítica do IG-UNICAMP, e analisadas por Espectrometria de Absorção Atômica para a determinação de Al_2O_3 , FeO , Fe_2O_3 , MgO , NaO , CaO , K_2O , MnO , Cr , Ni , Co , Cu e Zn , e Espectro-Colorimetria para a determinação de SiO_2 , TiO_2 e P_2O_5 .

As análises por microsonda eletrônica foram realizadas nas instalações da Superintendência de Tecnologia (SUTECT) da Companhia Vale do Rio Doce (CVRD), sob supervisão do geólogo L.R.A. Garcia. O equipamento utilizado foi uma microsonda JEOL

Superprobe 733. As análises foram destinadas à determinação do teor de As (% atômica) e de outros elementos nas arsenopiritas e da percentagem molar de FeO nas esfaleritas, com o objetivo de se estimar as temperaturas de deposição do ouro em ambos os tipos de mineralização. Além disso, foram realizados estudos sobre a composição do ouro, outros sulfetos, carbonatos, óxidos e alguns silicatos, visando o levantamento da mineralogia básica e da composição química dos minerais formadores dos minérios.

As análises por difratometria de raio-X, também realizadas nos laboratórios da SUTEC-CVRD, sob responsabilidade do geólogo M.A.M. Amaral, visaram principalmente a qualificação de feldspatos e carbonatos relacionados às mineralizações.

O estudo de inclusões fluidas, visando dados estimados sobre a composição do fluido mineralizante, foi feito a partir da descrição petrográfica de seções bi-polidas e com o auxílio de aparelho de microtermometria (CHAIXMECA modelo M-85, calibrado utilizando-se CO₂ puro e outras substâncias recomendadas pelo fabricante). A análise e caracterização do fluido foram realizadas sob responsabilidade do Físico Dailto Silva (Laboratório de Microscopia - IG-UNICAMP).

O aprofundamento na escala de observação de diversos tipos de minerais indistintos, sejam pelo tamanho (inadequado ao uso de microssonda) ou pelas propriedades óticas pouco conhecidas, requereu a utilização de microscopia eletrônica. As análises foram realizadas no laboratório da CBMM sob supervisão e orientação do Geólogo Bruno Riffel. O microscópio utilizado foi um imageador analítico de varredura (SEM), marca Camberra.

Os resultados obtidos a partir dos métodos analíticos acima referidos são reportados, tratados e discutidos no Capítulo IV.

No Capítulo V, os dados, interpretações e discussões realizadas ao longo dos capítulos anteriores, são sumarizados e integrados, compondo as considerações e conclusões finais do volume.

Durante praticamente todas as etapas foram utilizadas e algumas vezes desenvolvidas ferramentas computacionais. Dentre os principais softwares utilizados constaram: AUTOCAD v. 10.0, utilizado para digitalização de mapas, construção de blocos diagramas e perfis; Monitor (UFOP), Geli-PC (UFOP), Gelacad (cf. Souza Fo. et al., 1990) para confecção dos diagramas estereográficos, que posteriormente foram tratados dentro da ambiência CAD; o programa LOG (confeccionado por J.S. Moretzsohn), cujo algoritmo foi adaptado para o AutoLisp-CAD, para realização de todos os tipos de projeções dos furos de sondagem (Souza Fo. &

Moretzsohn, em prep.); Surfer e SurferCAD (cf. Souza Fo. et al, 1990) para o tratamento digital de terrenos em três dimensões; os programas Stratgraphics, Free Lance e Flowchart e algumas rotinas estatísticas desenvolvidas em QuickBasic e Pascal, foram empregados na confecção de tabelas, gráficos e tratamento estatístico.

CAPÍTULO II

II. CONTEXTO GEOLÓGICO E DEFORMAÇÃO REGIONAL

O contexto geológico em que se insere a área Tinguá e mineralizações auríferas associadas, o denominado "greenstone belt" Rio das Velhas (Schorscher, 1978), é alvo de múltiplas controvérsias, que incluem aspectos estratigráficos, tectônicos, geocronológicos e metalogenéticos. Neste capítulo, apresenta-se uma coletânea dos principais trabalhos que abordam a estratigrafia e os modelos deformacionais propostos para o cinturão, trazendo, ao final, uma apreciação crítica e contribuições próprias às idéias atuais.

II.1. COMENTÁRIOS INTRODUTÓRIOS

Considerando as províncias estruturais propostas por Almeida & Hasui (1984), o Quadrilátero Ferrífero, prolongamento fisiográfico meridional da Cordilheira do Espinhaço, corresponde à porção extremo sul da Província São Francisco.

A partir dos estudos pioneiros de Eschwege, Gorceix e Derby, no século passado, o Quadrilátero Ferrífero passou a ser

estudado em diversos níveis de investigação. Durante a década de 50, poucos, mas significativos trabalhos de cunho regional, acabaram por estabelecer uma primeira coluna estratigráfica para região (Harder & Chamberlin, 1915; Guimarães, 1931, 1951; Freiberg, 1932; Barbosa, 1949). Entretanto, somente a partir dos estudos desenvolvidos durante o convênio USGS-DNPM (1945-1962), quando toda a região foi cartografada em escala 1:25.000, houve uma evolução importante no conhecimento geológico da área e estabelecida toda a base da compartimentação estratigráfica do Quadrilátero Ferrífero. Como fruto final dos trabalhos desenvolvidos durante este convênio, Dorr (1969) estabeleceu um modelo de evolução geológica para a região. O que fora estabelecido àquela época tem servido de ponto de partida para todos os estudos posteriores (Fig 2). Ladeira (1980a), formula com base na coluna de Dorr (1969), uma nova proposta para a estratigrafia do Quadrilátero Ferrífero, fornecendo um quadro comparativo (Tabela 1).

Atualmente, a grande maioria dos pesquisadores admitem que a região do Quadrilátero Ferrífero compõe-se de rochas arqueanas constitutivas do embasamento granito-gnáissico mais antigo (considerado intrusivo por Dorr, 1969), e do GBRV (Supergrupo Rio das Velhas) e, de sequências proterozóicas, essencialmente metassedimentares, representadas pelo Supergrupo Minas, Supergrupo Espinhaço e Grupo Itacolomi (cf. Fig. 2).

Em meio a todo o complexo quadro geológico do

Quadrilátero Ferrífero, a mega-unidade que mais diretamente interessa ao escopo desta pesquisa é o Supergrupo Rio das Velhas. Portanto, expõe-se, a seguir, a evolução do conhecimento geológico do GBRV.

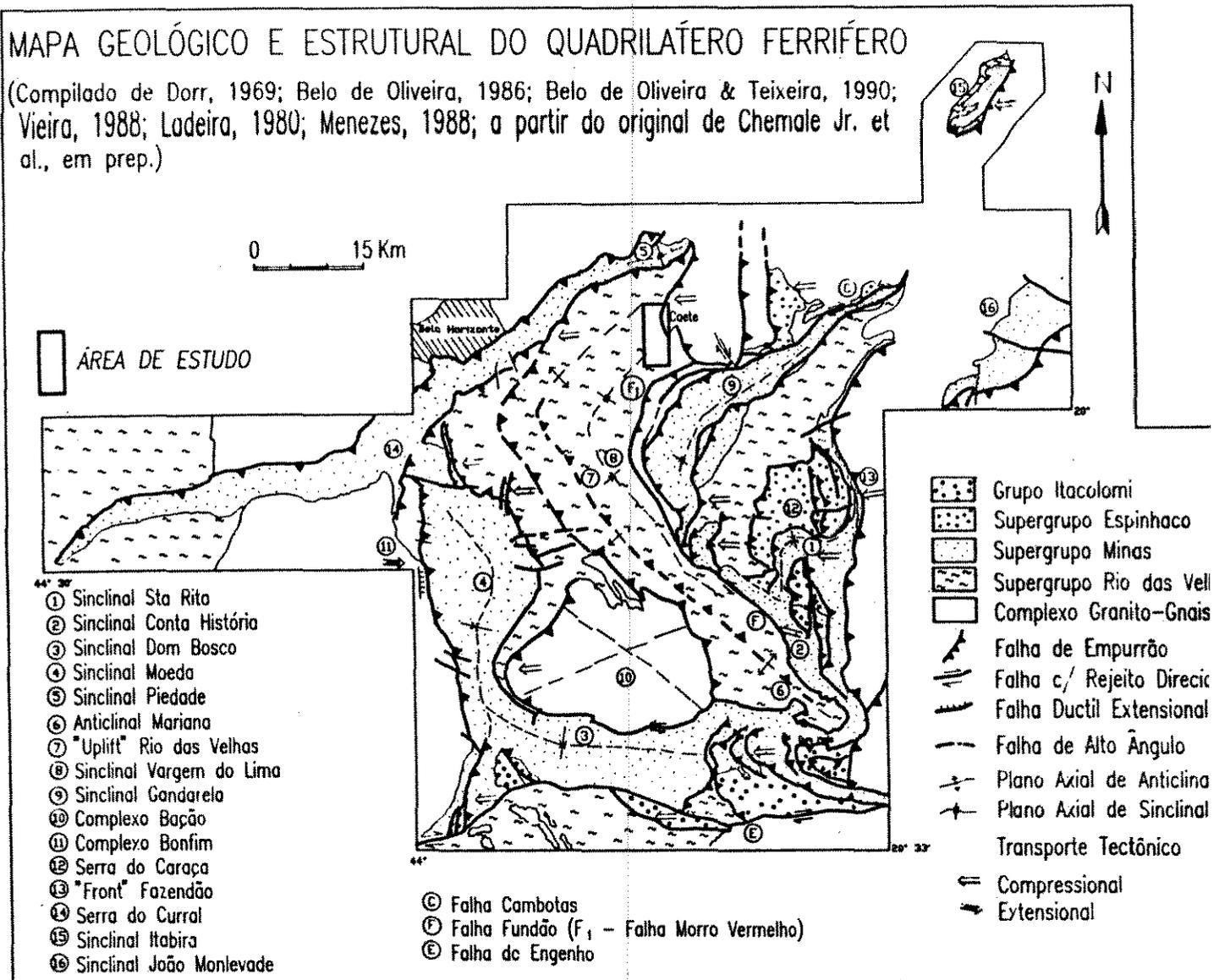


Fig. 2 - Mapa geológico-estrutural do Quadrilátero Ferrífero.

II.2. EVOLUÇÃO DO CONHECIMENTO GEOLÓGICO NO

"GREENSTONE BELT" RIO DAS VELHAS

II.2.1. Aspectos quanto a natureza, geocronologia e litoestratigrafia

O GBRV constitui um conjunto de rochas arqueanas, cujo vulcanismo félsico mais antigo data de $2776 \pm 23/-10$ M.a. (Machado et al., 1989a; U/Pb em zircões). Esse conjunto de reconhecida vocação metalogenética para depósitos de ouro e, ainda pouco explorado, para Ni, Cu, Zn, Cr e platinóides, apresenta-se deformado e metamorfoseado sob condições de facies xistos verdes.

Essa sequência de rochas vulcano-sedimentares encontra-se "imersa" num conjunto de rochas granito-gnáissico-migmatíticas, também de idade arqueana (Herz, 1970; Machado et al., 1989a) que podem representar rochas "graníticas intrusivas" (Dorr, 1969); rochas que compõem o "Complexo do Embasamento" (Roeser, 1977), Cordani et al. (1980), Ladeira (1980a), Ladeira et al. (1983), Oliveira (1986) ou rochas graníticas cujo magmatismo mais jovem é contemporâneo à atividade vulcânica félsica, com indicações da existência de um embasamento siálico com base na presença de zircões herdados de idades mais antigas (Machado et al., 1989a).

Dorr (1969) define a Série Rio das Velhas subdividindo-a em dois Grupos denominados Nova Lima (inferior) e Maquiné (superior).

Almeida (1976) e Schorscher (1976) sugerem, a partir do levantamento de algumas evidências baseadas em correlações com

outras áreas similares no mundo, quanto à natureza tipo "greenstone belt" das rochas Rio das Velhas. Schorscher (1978), a partir da descoberta de komatiitos com textura spinifex, e aliando a este fato as idades obtidas por Herz (1970), define toda a sequência Rio das Velhas como um típico "Archean greenstone belt". Schorscher (1979, 1980) redefine a Série Rio das Velhas como Supergrupo, adicionando às duas unidades enunciadas anteriormente, uma unidade ultramáfica basal, denominada Grupo Quebra Osso.

As descrições sobre as rochas ultramáficas do Quadrilátero Ferrífero, entretanto, não se restringem àquelas reportadas por Schorscher (1978), nem mesmo suas ocorrências são restritas à região do Quebra Osso. Esse conjunto ultramáfico, corresponde aos "greenstones" de Harder & Chamberlin (1915), compostos por "rochas eruptivas serpentinizadas; aos "greenschists" da região de Congonhas descritos por Guild (1957) como possíveis derrames, representados por "rochas constituídas por fibras entrelaçadas de tremolita ferrífera" (provavelmente rochas com textura "spinifex"); à sequência máfica intrusiva na "Série Rio das Velhas" de Simmons (1968); às rochas verdes intrusivas de idade pós-Minas de Dorr (1969); às rochas máficas e ultramáficas de origem intrusiva e, possivelmente, extrusiva, de posição estratigráfica incerta ("Greenstone Sequence") de Maxwell (1972) e à Formação Córrego dos Boiadeiros de Padilha (1984) e Padilha et al. (1985). Sichel (1983) e Sichel & Valença (1984)

apresentam detalhes sobre a geologia, petrografia e geoquímica de rochas da região do córrego Quebra Osso, com ênfase nas rochas komatiíticas. Schrank et al. (1984), fornecem uma comparação com outros komatiitos de Minas Gerais. Ladeira (1981) identifica na região NW do Quadrilátero Ferrífero, pillow lavas e estruturas variolíticas e amigdaloidais, ressaltando a presença de feições efusivas típicas no "greenstone belt".

Ladeira (1980 a,b; 1981; 1988) mesmo mantendo para o "greenstone" Rio das Velhas a subdivisão original de Dorr (1969), propõe uma divisão informal para o Grupo Nova Lima, baseado na revisão geológica da área tipo no vale do Rio das Velhas, em três unidades da base para o topo: unidade metavulcânica (incluindo as rochas ultramáficas na base), unidade metassedimentar química e unidade metassedimentar clástica.

Inda et al. (1984), consideram para o Supergrupo Rio das Velhas, as três unidades definidas por Schorsch et al. (1982): o Grupo Quebra Osso, o Grupo Nova Lima e o Grupo Maquiné.

II.2.1.1. Descrição das Unidades Estratigráficas

O GBRV, por tratar-se de uma região hospedeira de importantes depósitos de ouro, apresenta-se como uma área cartografada em escala regional e de detalhe. Destes trabalhos, uma série de colunas estratigráficas foram estabelecidas, dentre as quais as mais importantes encontram-se sumarizadas abaixo, na Tabela 2 (não obedecem a uma ordem cronológica para facilitar a visualização de possíveis equivalências).

Tabela 2. Propostas de subdivisões estratigráficas para o Supergruppo Rio das Velhas, Grupo Maquine e Grupo Nova Lima. Escalas verticais aproximadamente equivalentes.

CALLAGHAN (1958)	DORR (1969)	LADREIA (1980-1988)	OLIVEIRA et al. (1983)	VIEIRA & OLIVEIRA (1988)	SCHORSCHER (1978/79/82)	RELO DE OLIVEIRA (1984)	LEGENDA
Nova Lima	Quadrilátero Nova Lima	Quadrilátero Nova Lima	Nova Lima Rio Acima	Nova Lima	Santa Barbara	Caete	DISTRITOS
DESCRICAÇÃO	DESCRICAÇÃO	DESCRICAÇÃO	DESCRICAÇÃO	DESCRICAÇÃO	DESCRICAÇÃO	DESCRICAÇÃO	NOVA LIMA
Mina de Raposas	Protoquartzito crist. Conglomerado Filito (Sub)grauvaca (+ 400m	Protoquartzito crist. Conglomerado Filito (Sub)grauvaca (+ 400m			C. Quartzito, filito cl-se-xistos quartzito e conglomerado mono e polimítico (BIF, qz-xisto, maf. e (?) ultramaf.) e (?) py detrítica e est. cruzada + 600m		Minas: Morro Velho Ricalho Luzia da Noiva Percege
	Filite Quartzito-filite Protoquartzito Grauvaca Conglomerado basal (1400m	Filite Quartzito-filite Protoquartzito Grauvaca Conglomerado basal (1400m			Se-qz-xistos e filites com mica cromifera, por vezes grafíticas com py e mag. (Lentes de qzito e grauvacas ~ 600 ausente ~ 1400m		Falha Raposos Esperanca III Santa Antonia Rica Morro da Gloria Morro das Biccas
Mina de Morro velho	Quartzito filoides Conglomerado (Dolomito (Sedimentos clásticos indivisos qz-xistos Graf-xistos Congl. basal 400-800m Tufos int. a felsicos FFB Raposos c/ ultram. locais 500m Tufos fels. Graf-xistos F. LAPA SECA 40-150m	Metapelitos Intercal.: vulcanicas acidas vulcanoclasticas acidas metasedimentos quimicos (LAPA SECA) 1100m topo: metandesito c/ BIF Metavulcanicas acidas (riol. rid) Vulcanoclasticas acidas Grafita filitos 600m	Metapelitos Intercal.: metatufos felsicos quartzito siltico conglomerados. 1500m	Filitos, cl e se xistos, metapelitos em geral, metagrauvacas maficas, metamaficas de origem vulcanica e subvulcanica, meta-ultramaficas, intercalacoes de BIFs de todas as facies: metachert ferruginoso, grafita-xistos, dolomito e quartzitos.		SANTA BARBARA Minas: Sao Bento Sta Quiteria
Mina de Faria	Filite clorítico Grauvaca BIF carbonatica Metavulcanicas + 4000m	Qz-mu-xisto (tufos felsicos) BIF Metabasalto (xistos verdes) BIF Serpentina xistos Komatiito (spinel) Estafilitos Anfibolitos talco xisto Tufos (Graf-xistos - 3800m	Metabasaltos andesiticos (Niveis de: Grafita filitos Vulcanoclasticas acidas Qz-cl-se-xisto escuro (grafita) Metandesitos c/ pillow lavas 3200m	Metapelitos Niveis de: Metatufos riolitico/riodacitico Niveis de: Metapelitos Graf-xistos 1000m Metandesito basaltico BIF (300m Metatufos riolitico/riodacitico Niveis de: Metapelitos Graf-xistos 1000m Metandesito basaltico BIF, kom. fel e sed. 350m Graf-xistos BIF, fel 200m Metandesito basaltico Niveis de: BIF kom, Graf-xistos Metapelitos 900m Komatiitos 500m	Raros conglomerados bimodais de formacao terrifera em matriz metapelitica. Estruturas de deformacao gravitacional (sliding and slumping). + 4000m Komatiitos peridotiticos a maficas efusivas com raras intercalacoes de BIF e metachert. Derrames maficos "spinel" Pillow lavas Brechas covuns + 600m		CAETE Minas: Guaiaba Viana Juca Boira Luiz Soares
	Map ha rochas do Embasamento expostas no U.F.	Embassamento Granito-Gnaissico			Complexo Migmático Granulítico de M.G.		Falha Discordancia (erosiva/angular) Contato Normal Indefinido

II.2.2. Modelos deformacionais

O conhecimento da geologia estrutural do Quadrilátero Ferrífero vem passando, nos últimos anos, por uma rápida evolução. Apesar do avanço alcançado, a estruturação tectônica desta região ainda é um tema em aberto.

Abordaremos aqui, sinteticamente, os modelos tectônicos propostos para o Quadrilátero Ferrífero. Por não existirem modelos deformacionais regionais exclusivos para o Supergrupo Rio das Velhas, serão tratadas as propostas evolutivas para o Quadrilátero Ferrífero como um todo, enfatizando, quando existirem, peculiaridades tectônicas do referido Supergrupo.

Sobre a história tectônica das unidades presentes no Quadrilátero Ferrífero é necessário citar que, já nos primeiros trabalhos que trataram do tema, está presente um dado que veio constituir unanimidade entre os autores: o seu caráter polifásico (Alkmin et al., 1988).

Até o final da década de 60, a região do Quadrilátero Ferrífero sempre fora reportada estruturalmente dentro de conceitos geossinclinais clássicos, dominando aqueles modelos ditos "fixistas". Poucos foram os trabalhos que se opuseram total ou parcialmente à esse raciocínio, destacando-se Guild (1957), que reconheceu a constância da lineação mineral e de estiramento em escala regional, associadas às falhas do Quadrilátero Ferrífero, e Barbosa (1968), por destacar a existência do transporte tectônico de grandes pacotes de rocha a partir do que

denominou "falhas de aleitamento", de leste para oeste.

Dorr (1969), abordando a região com base no desenvolvimento de geossinclíneos, propõe para o Quadrilátero Ferrífero três períodos maiores de deformação. Um primeiro pós-Rio das Velhas e pré-Minas (Arqueano), um segundo pós-Minas e pré-Itacolomi e, finalmente, um evento pós-Itacolomi. Quanto ao primeiro evento, restrito a rochas do Supergrupo Rio das Velhas, Dorr enfatiza uma maior intensidade da deformação na porção W do Quadrilátero Ferrífero, justamente onde apareceriam as principais discordâncias angulares e intenso dobramento, em contraste com a porção E ("gentle folds structures" de Caeté, por exemplo). A terceira etapa deformacional, de idade pós-Itacolomi, seria a mais importante e atingiria todas as rochas sedimentares pré-cambrianas, sendo responsável pela estruturação das grandes feições regionais (esforços atuando de SE para NW).

No início da década de 80, surgiram uma série de trabalhos ressaltando o aspecto polideformacional do Quadrilátero Ferrífero, com base no estilo de dobras e na orientação de seus respectivos planos axiais, em consonância com os resultados reportados em diversas áreas pré-cambrianas do mundo. Dentre os trabalhos afins, alicerçados em simetria de dobramentos, sem dúvida destacam-se o de Ladeira (1980) e Ladeira & Viveiros (1984). Esses autores, a partir de mapeamentos e dados estruturais até então disponíveis, reconheciam seis fases deformacionais afetando as rochas supracrustais da região do

Quadrilátero Ferrífero. A primeira fase (D1), arqueana, seria restrita às rochas do Supergrupo Rio das Velhas, caracterizada por dobras intrafoliais recumbentes sem raízes, foliação plano axial S1 paralela a So, "overthrusts", eixos de dobras (B1) com orientação original S65E e vergência para NE. A segunda e principal fase (D2), de idade pós-Minas (Transamazônico), estaria representada por dobras isoclinais recumbentes e uma foliação plano axial (S2) penetrativa em todos os níveis, "mullions" E-W e vergência para S. As fases D3 e D4, coaxiais, relacionadas ao Brasiliano, são caracterizadas por dobras assimétricas, transposições por cisalhamento e empurrões, eixos de dobras B3 e B4 paralelos a B2 e vergência para N. A fase D5 teria produzido dobras abertas, "chevrons" e "kinks" transversais a todas as demais estruturas, com eixos orientados preferencialmente segundo a direção N-S. A sexta e última fase (D6), ocorreria num domínio frágil, causando fraturamento generalizado.

Trabalhos recentes na região de Nova Lima (cf. Vial, 1988 e Vieira & Oliveira, 1988), exclusivamente sobre rochas do GBRV, reportam pelo menos três eventos deformacionais, também alicerçando seus estudos em simetria de dobras.

Os modelos polifásicos, que mantiveram-se vigentes até meados da década de 80, passaram a constituir-se num problema grave para a previsão e prospecção de mineralizações de ferro e ouro no Quadrilátero Ferrífero, devido a complexa geometria final pressumida para áreas afetadas por toda uma gama de eventos deformacionais (Oliveira, 1986). Oliveira (1986), Oliveira &

Vieira (1987), seguidos de Souza Fo et al. (1989a,b), e Chemale Jr et al. (1990), partindo do princípio que a análise cinemática e evolutiva do cinturão de rochas verdes e do Quadrilátero Ferrífero como um todo, baseada em critérios de simetria, era de pouca sustentação, além do que o controle das mineralizações não obedeciam àquelas diversas fases de deformação, propõem modelos monofásicos para explicar o inventário estrutural das rochas que compõem a região. Uma compilação das idéias destes autores mostra que, na busca de soluções para explicar as nuances deformacionais e geodinâmicas da região, tais modelos levavam principalmente em conta, as características de uma deformação progressiva, heterogênea, descontínua e/ou diferencial, processada em diferentes níveis crustais e com acervos específicos produzidos em função de contrafortes regionais (altos estruturais) ou mesmo em função da reologia, heterogeneidade e substrato dos pacotes envolvidos. Esses autores defendiam, à época, uma tectônica compressional dúctil que teria afetado todo o conjunto de rochas presentes na região do Quadrilátero Ferrífero, com transporte tectônico de E para W.

Marshak & Alkmin (1989), sugerem três eventos deformacionais para a região do Quadrilátero Ferrífero. O evento D1, de idade proterozóico inferior (Transamazônico), caracterizado por "fold-thrust-belts", falhas de empurrão e "shear zones", foliação plano axial (NE-SW/SE), lineação mineral e sentido de transporte tectônico de SE para NW. D1 seria

responsável pela geração das grandes estruturas do Quadrilátero Ferrífero alinhadas segundo a direção NE-SW (sinclinais Gandarela e parte de Ouro Fino, Itabira, anticlinal de Conceição e Serra do Curral, etc), em condições metamórficas de facies anfibólito inferior decrescente. O evento D2, de idade proterozóico médio, seria um evento extensional, associado a falhamento normal e intrusões de diques, resultando na elevação de partes do embasamento em função de afinamento crustal. Este evento seria responsável pela abertura do "rift" Espinhaço, de direção E-W. O uplift de partes do embasamento resultaria na inflexão de grandes estruturas, mesmo as geradas à época do evento D1, tais como: parte do sinclinal de Ouro Fino, sinclinal Moeda e Dom Bosco, etc. O evento D3, brasileiro, seria também caracterizado por "fold-thrust-belts", lineação mineral e sentido de transporte tectônico de E para W, acompanhado de condições metamórficas de facies xistos verdes. Durante este evento, os blocos do embasamento seriam envolvidos em sistemas imbricados de empurrão e cavalgamentos, gerando feições aparentemente dômicas ("basement core thrusts"). Alkmin et al., (1988), ressalta que muitas das falhas geradas no primeiro evento deformacional, foram reativadas durante o evento D3.

Oliveira & Teixeira (1990), coadunando dados geocronológicos a trabalhos realizados em 1986 na região de Caeté, que levaram o primeiro autor a propor uma evolução monocíclica para a região, apresentam um modelo policíclico para explicar a evolução estrutural do Quadrilátero Ferrífero. Segundo

esse trabalho, haveriam dois regimes compressivos, um de idade Transamazônica e outro de idade Brasileira, coaxiais, processados em regime dúctil, progressivo e heterogêneo, e com transportes tectônicos de E para W. A tectônica Transamazônica afetaria somente o domínio oeste do Quadrilátero Ferrífero. As mesmas rochas pré-cambrianas (Rio das Velhas e Minas), que atualmente compõem a porção leste do Quadrilátero Ferrífero, segundo o texto e diagramas apresentados pelos autores, não teriam participado, respectivamente, de uma compressão Transamazônica e de uma posterior fase extensional do Proterozóico Médio (que deu origem ao "rift" Espinhaço). Somente então no Proterozóico Superior, o conjunto de rochas autóctones Rio das Velhas e Minas a leste, somado as rochas do Supergrupo Espinhaço, seriam conjuntamente envolvidos em cinturões de cisalhamento dúctil com intenso metassomatismo associado, originando a atual configuração do Quadrilátero Ferrífero.

II.3. COMPARAÇÕES, DISCUSSÕES E CONCLUSÕES

Sobre a estratigrafia do Supergrupo Rio das Velhas

O "greenstone belt" Rio das Velhas, se comparado à outros "greenstones belts" do Arqueano Superior (2.7-2.8 G.a.), descritos por Groves & Batt (1984,1987), originalmente já deveria se constituir numa estrutura complexa sob o ponto de vista estratigráfico. Além disso, como mostra a literatura, funcionou como substrato e/ou foi envolvido por sucessivas e ainda não

totalmente entendidas histórias tectônicas, o que gera um quadro ainda mais complexo.

As propostas estratigráficas apresentadas na Tabela 2, mostram muitos pontos em comum, diferindo principalmente quanto a proporção relativa de rochas e nomenclatura adotada. Entretanto, por serem sustentadas em mapeamentos de áreas restritas ou por que se baseiam em colunas padrões estabelecidas para clássicos "Archean greenstone belts" da literatura (cf. Anhaeusser & Viljoen, 1986), são de difícil aplicação regional. Essas propostas também levam pouco em consideração o caráter alóctone generalizado, a deformação e a fluidotermalização sofrida pelos pacotes que compõe o GBRV.

É de aceitação geral a existência de uma subdivisão do Supergrupo Rio das Velhas nos Grupos Nova Lima e Maquiné. Entretanto, as unidades ou formações que compõem esses Grupos têm sido interpretadas de forma distinta.

Oliveira (1986) advoga que aos sedimentos molássicos colocados na base do Grupo Maquiné e denominados Formação Palmital por Dorr (1969), corresponde a sua Unidade Metassedimentar Psamítica, sequência de topo do Grupo Nova Lima. O fator que permitiu ao autor advogar tal modificação, foi a observação de contato gradacional da Formação Palmital com rochas do Grupo Nova Lima no extremo norte do sinclinal Vargem do Lima e a redefinição do contato sul dessa estrutura como tectônico, e não discordante, como originalmente interpretado por Dorr (op.cit.). Menezes (com.

verbal)), confirma o fato, descrevendo para a faixa Maquiné, no extremo sul da estrutura Vargem do Lima, toda uma série de rochas miloníticas, considerando parte das rochas como pertencentes ao Grupo Nova Lima e parte como representantes de uma unidade tectônica e não estratigráfica ("pseudo-conglomerados Maquiné"; cf. Menezes, 1988). Dessa forma, a situação do Grupo Maquiné se modificaria, passando a ser composto unicamente por rochas pertencentes à Formação Casa Forte, de características mais grosseiras, conglomeráticas. Oliveira & Teixeira (1990), sugerem que pelo menos parte da sequência Maquiné pode ser interpretada como produto de uma "mélange" tectônica relacionada à fase compressiva brasileira.

Considerando que em muitas áreas, onde afloram rochas da Formação Casa Forte, observam-se metaconglomerados polimíticos, caracterizados por uma sulfetação generalizada (motivo pelo qual têm sido prospectados para ouro) e muito deformados ductilmente (os seixos e a matriz exibem feições indicativas de alta plasticidade); considerando também a sugestão de Oliveira & Teixeira (1990), é possível que o Grupo Maquiné, de fato, não pertença ao Supergrupo Rio das Velhas, mas constitua apenas uma imbricação tectônica de um pacote indistinto, no interior desta megaunidade.

O Grupo Nova Lima, dentre as diversas subdivisões reportadas (cf. Tabela 2), apresenta incompatibilidades litológicas, principalmente na faixa intermediária das colunas. A Tabela 3, traz uma sugestão de correlação genérica entre as

propostas, baseada nos trabalhos de Callaghan (1958), Dorr (1969), Ladeira (1980), Schorscher (1982), Oliveira et al. (1983), Oliveira (1986), Vieira & Oliveira (1988), levando-se em conta a natureza das rochas atribuídas à cada unidade, nível estratigráfico, empurrões documentados, rochas transformadas por alteração hidrotermal, etc.

CALLAGHAN (1958)	DORR (1969)	LADEIRA (1980)	OLIVEIRA et al. (1983)	VEIRA & OLIVEIRA (1988)	SCHORSCHER (1982)	BELO DE OLIVEIRA (1986)
Unidade Moro Velho	Indúvico	Unidade Chertosa	Unidade Superior	Unidade Superior	Indúvico	Unidade Pavimentosa
		Unidades Metasedimentar	Unidade Média	Unidade Média		Unidade Schorscher Ind
Unidades Rapooso e Paris		Unidades Químicas e Metavolcânicas	Unidade Inferior	Unidade Inferior		Grupo Quebra Oso
						Unidade Médica / Ultramáfica

Tabela 3 - Correlação estratigráfica entre as propostas de subdivisão do Grupo Nova Lima (as colunas não seguem a cronologia das propostas, mas sim estão dispostas de forma a facilitar a visualização das correlações).

As colunas que, ao nosso ver, apresentam um melhor embasamento lito-estrutural são aquelas reportadas por Oliveira et al. (1983) e Vieira & Oliveira (1988), pois baseiam-se nas maiores exposições subterrâneas do Grupo Nova Lima, localizadas no Distrito homônimo. Tais colunas levam ainda em conta, além de

toda uma gama de feições primárias, análises da deformação e de alterações hidrotermais. Um exemplo da importância do reconhecimento conjunto de elementos inerentes aos processos listados, pode ser visto no resultado da interpretação do posicionamento estratigráfico da Mina de Raposos. A partir de estudos firmados sobre processos hidrotermais, Vieira (1987a,b) reconhece na Mina de Raposos uma significativa quantidade de rochas ultramáficas (parcialmente já detectadas também por Vial, 1980) na base do Grupo Nova Lima, descaracterizadas de suas principais feições primordiais devido a fenômenos de cloritização, carbonatação e sericitização. Além disso, o mesmo autor pôde detectar o cavalgamento da Unidade Inferior ultramáfica sobre as rochas sedimentares da Unidade Superior. Tais fatos, anteriormente não identificados, levaram Callaghan (1958) a posicionar, em distintos níveis estratigráficos, as Minas do Faria e de Raposos, e Ladeira (1980) a considerar as Minas de Morro Velho e de Raposos como um mesmo nível estratigráfico (Unidade Metassedimentar Química).

Concluindo, a divisão estratigráfica do Grupo Nova Lima ainda é um tema confuso, visto a dificuldade de empilhamento estratigráfico em unidades afetadas por intenso tectonismo, fluidotermalismo e alteração intempérica generalizada. A atuação conjunta desses processos produziu rochas tão homogêneas, mineralógica e texturalmente, a ponto de Dorr (1969), na ausência de dados de subsuperfície, reconhecer o Grupo Nova Lima como uma "...sucessão monótona de xistos, filitos...". Sem dúvida, as

áreas correspondentes ao Grupo Nova Lima necessitam de mapeamentos de detalhe de superfície, perfis geológicos representativos tanto em extensão como em profundidade e de estudos geoquímicos finos, no sentido de tornar possível correlações regionais.

Sobre os modelos deformacionais do Quadrilátero Ferrífero

Dorr (1969), ao separar regionalmente domínios de maior e menor deformação nas exposições do Supergrupo Rio das Velhas, o fez como base na observação de grandes dobramentos na região de Nova Lima (região mais deformada) e dobramentos brandos na região de Caeté (região menos deformada). Entretanto, as mesmas mesodobras presentes no Distrito de Nova Lima ocorrem na região de Caeté (cf. Capítulo IV), o que não justifica os domínios.

Oliveira (1986) já demonstrara, com muita propriedade, que a análise estrutural em áreas deformadas ductilmente torna-se complexa caso a base de estudo seja firmada exclusivamente sobre simetria de dobramentos, o que inviabiliza sobremaneira as análises estruturais de Ladeira & Viveiros (1984).

Marshak & Alkmin (1989), apresentam um modelo com muitos pontos coerentes na sua concepção compressional, mas não apresentam dados suficientes para explicar a abertura de um "rift" de direção E-W, correspondente à abertura do Espinhaço.

Oliveira & Teixeira (1990), ao especularem sobre diversos eventos extensionais e compressionais responsáveis pela

estruturação do Quadrilátero Ferrífero, deixam uma série de pontos sem explicação no modelo apresentado. O principal deles, sem dúvida, é de como seria possível que rochas do Supergrupo Rio das Velhas e Minas, que atualmente compõem a porção leste do Quadrilátero Ferrífero, pudessem ser preservadas durante uma orogênese compressional Transamazônica e uma subsequente orogênese extensional do Proterozóico Médio, somente sofrendo transporte no Brasiliano.

A partir da análise sobre os principais modelos deformacionais propostos para o Quadrilátero Ferrífero nota-se, portanto, que a maior parte dos trabalhos apontam para uma história evolutiva policíclica para a região, com pelo menos dois eventos deformacionais compressionais constatados: um mais antigo, correlacionado ao ciclo Transamazônico, e um posterior, correlacionado ao ciclo Brasiliano (embora evidências de uma tectônica ainda mais antiga tenham sido documentadas em rochas do embasamento e em sequências supracrustais de alto grau da região; Souza Fo. et al. (1989); Motta et al. (1990)). Estudos cinemáticos realizados sobre as estruturas atribuídas a cada um desses eventos (Marshak & Alkmin, 1990; Teixeira & Oliveira, 1990; entre outros), demonstraram uma possível coaxialidade entre ambos, com transporte preferencial de E para W.

No Capítulo seguinte pretende-se descrever a lito-estratigrafia e a deformação constatada na área Tinguá, trazendo ao final discussões com base na revisão bibliográfica realizada neste Capítulo.

LEGENDA

BLOCO TECTÔNICO I



COMPLEXO GRANODIORÍTICO CAETÉ



UNIDADE META-MÁFICA / ULTRAMÁFICA

BLOCO TECTÔNICO II



UNIDADE META-VULCÂNICA ULTRAMÁFICA



UNIDADE META-VULCÂNICA FÉLSICA



UNIDADE META-SEDIMENTAR INDIVISA



XISTOSIDADE DA FOLIAÇÃO MILONÍTICA



LINEAÇÃO DE ESTIRAMENTO MINERAL C/ CAIMENTO



CONTATO APROXIMADO



FALHA REVERSA



POSSÍVEL "DETACHMENT"



CONTATO INDISCRIMINADO



SENTIDO DO TRANSPORTE TECTÔNICO



ESTRADA DE TERRA PRINCIPAL



ESTRADA DE TERRA VICINAL



FERROVIA



PONTE 1 - SOBRE CÓRREGO JUCA VIEIRA

PONTE 2 - SOBRE CÓRREGO TINGUÁ



RIOS E CÓRREGOS

MINA OU CONJUNTO DE MINAS ABANDONADAS

- 1 Carrapato de Baixo
- 2 Carrapato de Cima
- 3; 3A Tinguá
- 4 Carrancas
- 5 Catita
- 6 Veremos
- 7; 7A Caeté
- 8 Frutosa



ÁREA NÃO CARTOGRAFADA

ANQUEANO
SUPER GRUPO RIO DAS VELHAS
GRUPO NOVA LIMA

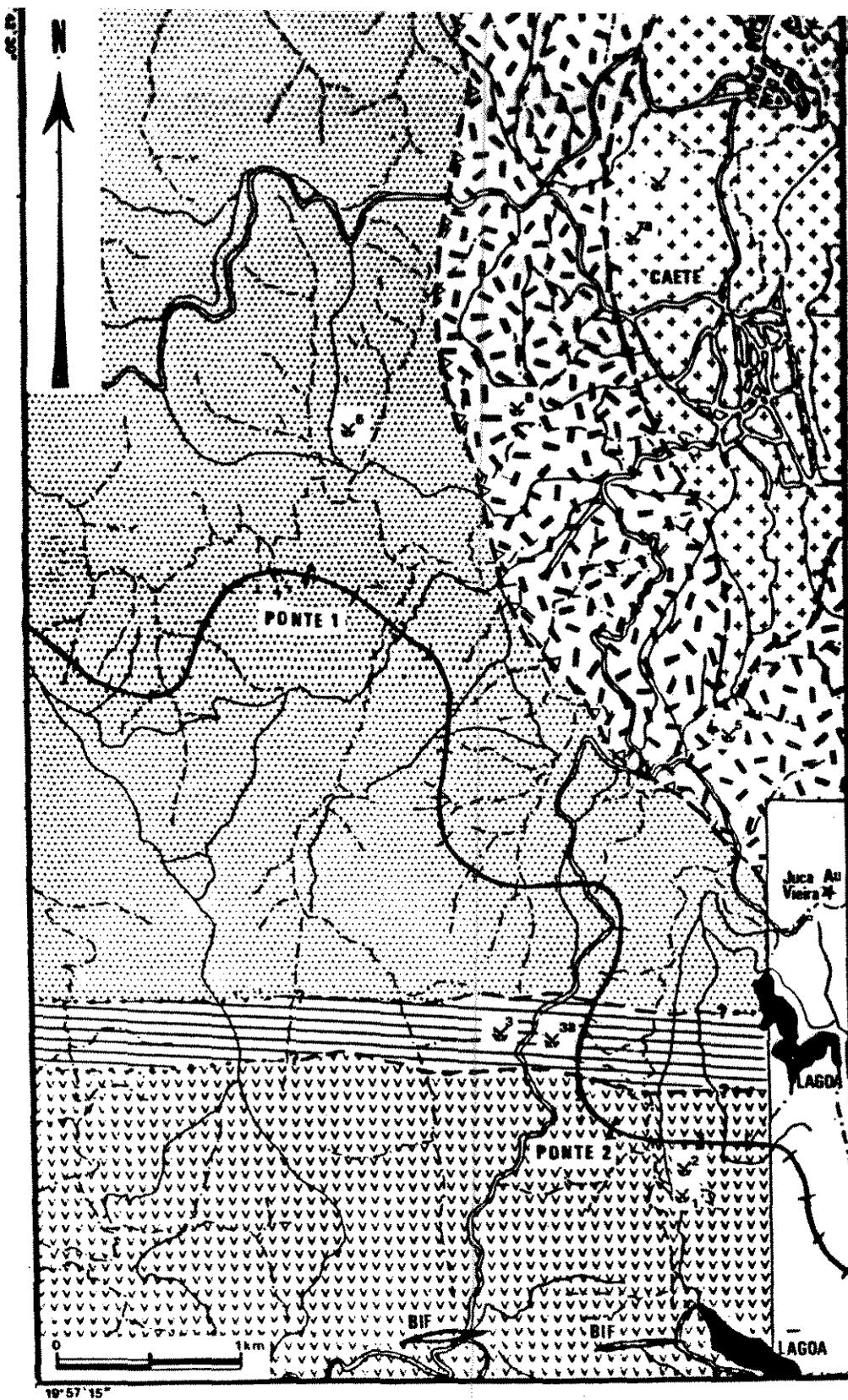


Fig. 3 - Mapa geológico da área Tinguá e principais minas inativas de ouro. A Mina de Juca Vieira, localizada fora dos limites da área, é a única mina ativa da região.

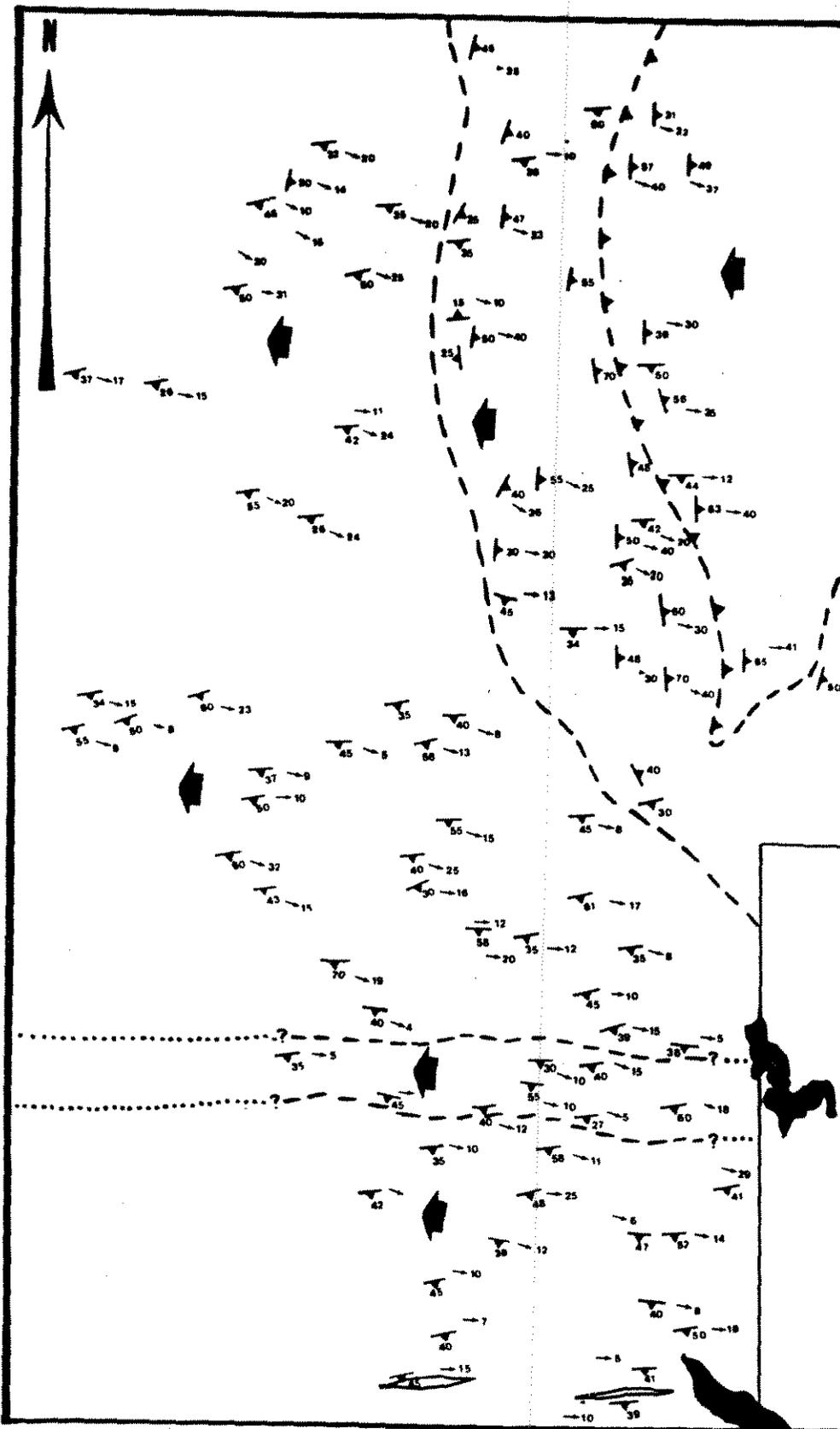


Fig. 4 - Mapa estrutural da área Tinguá.

III.1.2. Aspectos Fisiográficos

A área Tinguá, de uma forma geral, caracteriza-se por relevos de agradação, com planícies e terraços aluviais relacionados aos córregos Juca Veira e Tinguá. Relevos de degradação, são predominantes na área de influência do Complexo Caeté, sob a forma de colinas com vertentes côncavas, drenagem de média densidade - padrão paralelo, vales encaixados e cristas esparsas. Nas áreas cobertas por litologias do Supergrupo Rio das Velhas, podem ser caracterizados relevos montanhosos, com serras alongadas, vertentes ravinadas com perfis retilíneos, drenagem de alta densidade - padrão paralelo pinulado e vales fechados e encaixados. "Hog-backs" são identificados com "dip-slope" para WNW, e representam porções mais elevadas de rampas de empurrão (FOTO 1).



FOTO 1. Vista geral da área Tinguá e adjacências. Na parte inferior da foto, pacote de metachert carbonoso (parcialmente mineralizado), com caimento segundo a lineação de estiramento regional E-W. Ao fundo da foto, "hog backs" com "dip slope" para WNW, e cristas também dispostas segundo a lineação de estiramento regional.

III.2. DESCRIÇÃO DAS UNIDADES LITOLÓGICAS

III.2.1. Complexo Granodiorítico de Caeté

O Complexo granodiorítico de Caeté aflora no centro nordeste da área (Fig.3), onde está representado apenas por sua porção marginal, composta por um notável pacote de milonitos (muitas vezes superando 200 metros de espessura). Este pacote se estende sub-meridianamente, perdendo expressividade em imagem de satélite e foto aérea à medida que se vai para sul, aí ocorrendo segundo Oliveira (1986), uma inflexão de seu contorno para leste.

No interior dessa zona de cisalhamento o contato do Complexo de Caeté é materializado por uma falha de empurrão reversa, a qual coloca rochas deste sobre rochas do Supergrupo Rio das Velhas a oeste. A foliação milonítica, desenvolvida segundo um "trend" regional predominantemente N/S (N20E, N20W), apresenta entretanto direções conflitantes, próximo à cidade de Caeté, onde muitas atitudes oscilam em torno de E/W (Fig.4). Para ambas as direções os mergulhos são variáveis, predominando o intervalo entre 40° e 70° (Fig.5). Não foram observadas, nos afloramentos descritos, a presença concomitante de foliações de direção N-S e E-W. A lineação mineral, que muitas vezes é também uma lineação de estiramento, apresenta-se ou como uma lineação de baixo ângulo segundo a direção da foliação (lineação "strike" - $S87^{\circ}E/12^{\circ}$), ou como uma lineação de ângulo alto segundo o mergulho da foliação (lineação "dip" - $S85^{\circ}E/40^{\circ}$) (Fig.6). A

distribuição das zonas miloníticas é heterogênea devido ao mecanismo de "strain softening", o que faz com que faixas com taxas elevadas de deformação justaponham-se a zonas com taxas de deformação menores. Nestas porções menos deformadas as rochas têm ainda textura granítica, tendendo às texturas isotrópicas dos granodioritos a biotita, distantes da zona deformada.

Mesoscopicamente, essas rochas, com textura granítica melhor preservada, apresentam uma foliação milonítica à base de sericita/muscovita e quartzo, envolvendo blastos estirados de K-feldspatos (com sombras de pressão) e, menos comumente, blastos de quartzo de granulometria média.

Observados ao microscópio, esses granodioritos menos deformados são compostos por quartzo, plagioclásio, K-feldspato (essencialmente microclina e muito subordinadamente ortoclásio), e biotita, tendo como mineral acessório o zircão e secundários, a titanita, o rutilo e o epidoto. Os plagioclásios têm contornos subeudrais a anedrais, apresentando limites curvos quando justapostos a grãos de quartzo e contatos retilíneos entre grãos de mesma espécie. Encontram-se variavelmente saussuritizados e sericitizados portando, interiormente, conjuntos esparsos de finos agregados compostos por minerais do grupo do epidoto (principalmente epidoto e clinozoizita) e por palhetas submicroscópicas de sericita. Comumente esses cristais exibem manchas de deformação e torção de geminados, o que dificulta a determinação do teor de An (estimados na faixa albita-oligoclásio).

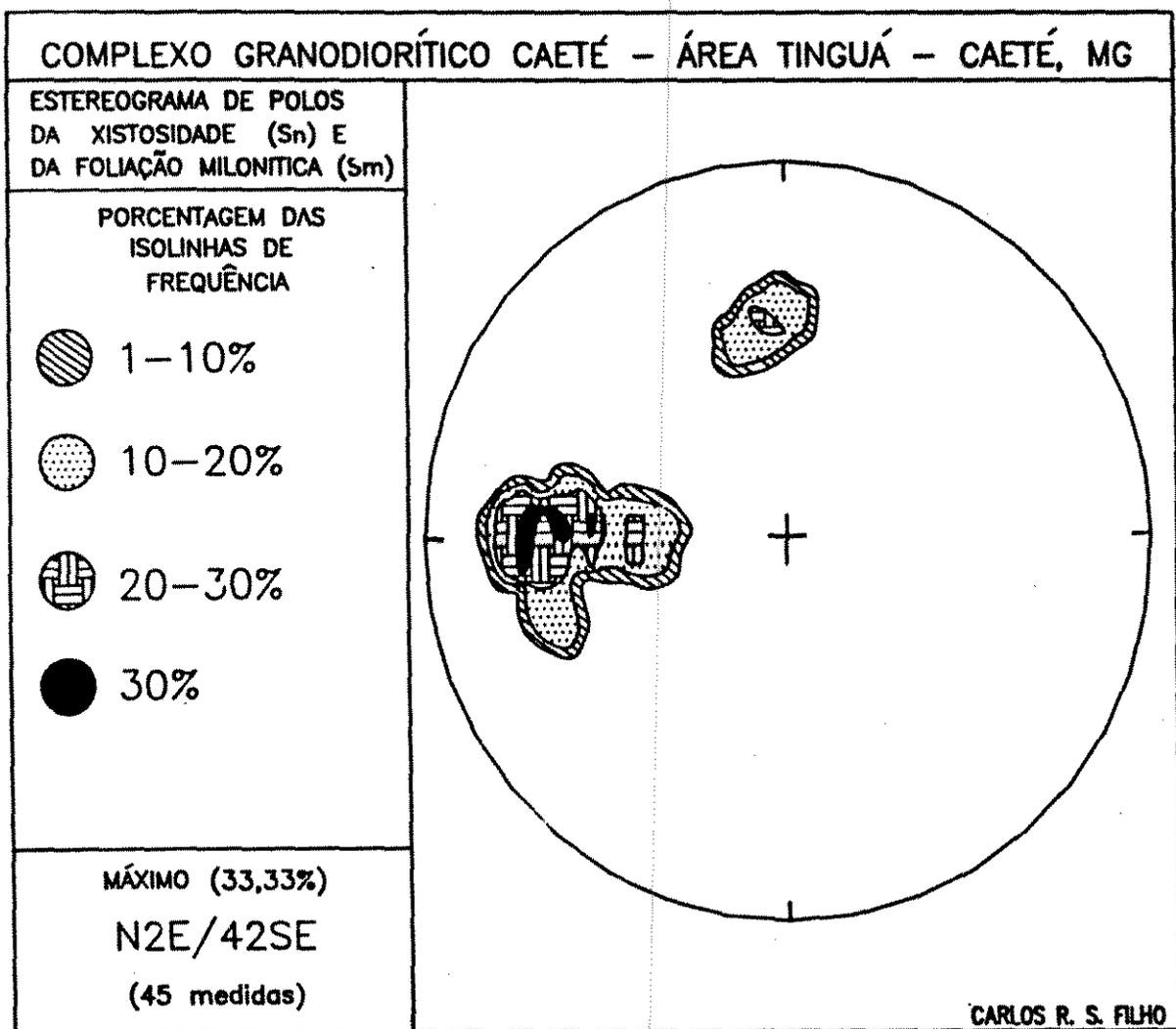


Fig. 5 - Diagrama de contôrno de polos das foliações N-S e E-W presentes no Complexo Caeté.

O ortoclásio exibe estágio inicial-intermediário do processo de inversão pois localmente observam-se tipos transicionais entre este mineral e a microclina (neste caso a espécie somente começa a apresentar as evidências óticas da geminação diagnóstica, sob a forma de manchas difusas,

frequentemente nos bordos dos cristais). Ortoclásio e microclina apresentam maclas de deformação e alteram-se variavelmente para sericita.

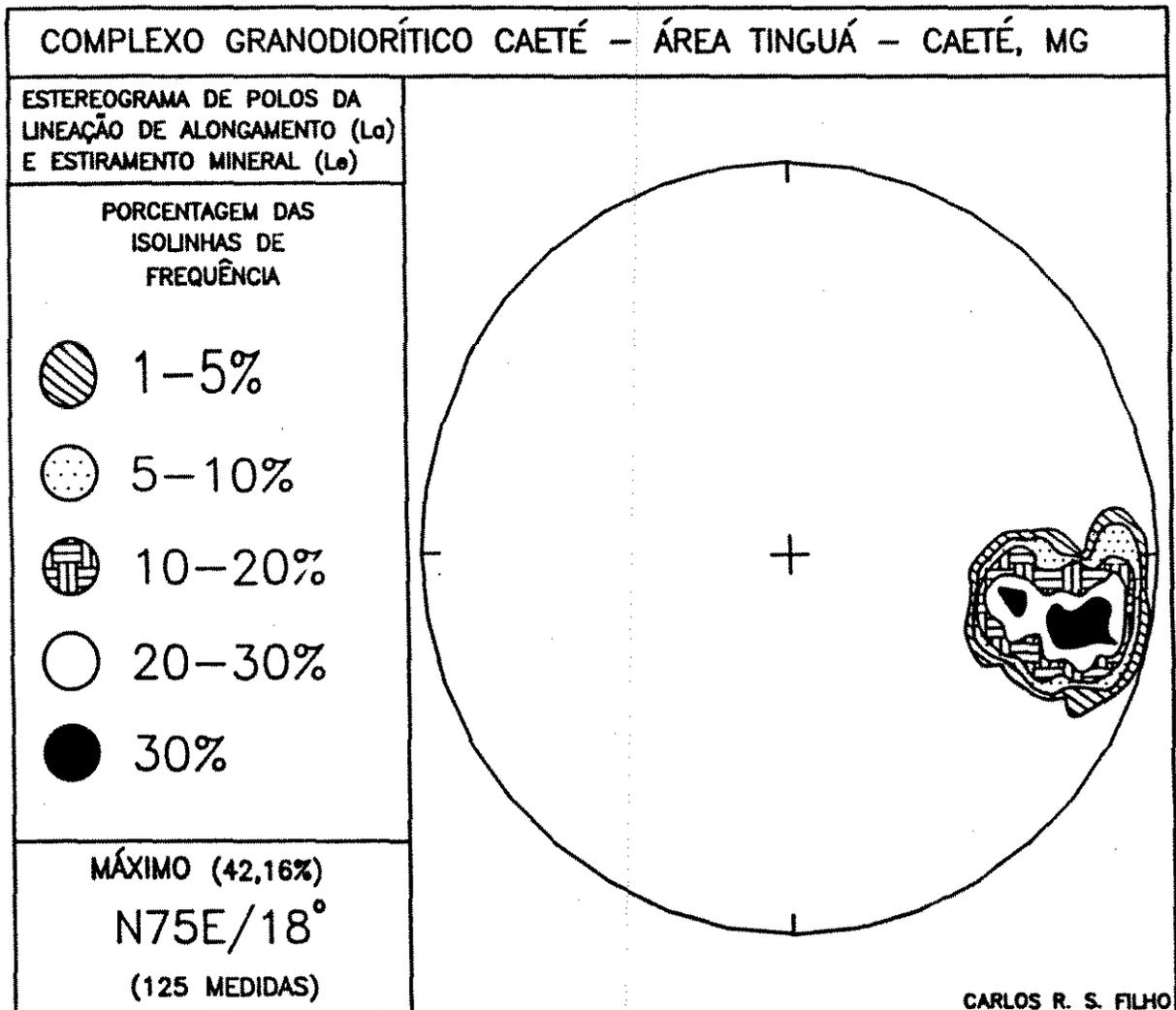


Fig. 6 - Diagrama de contôrno de polos das lineações minerais e de estiramento "strike" e "díp" presentes no Complexo Caeté.

O Quartzzo ocorre associado a palhetas de muscovita, formando uma matriz microcristalina, ou como cordões ou feições podiformes envoltas por biotita ou muscovita sigmoidais. Apresenta, nesses "pods" que correspondem a porções menos deformadas,

extinção ondulante e bandas de deformação (estágios progressivos 1 e 2 de Laurent (1974), numa escala de 1 a 5).

A biotita aparece circundando tanto os "pods" de quartzo quanto cristais coaxiais de plagioclásio, podendo formar caudas nas terminações destes minerais. São também observadas pequenas palhetas associadas à massa quartzosa. Em todas as situações são os minerais que imprimem melhor a foliação e a lineação mineral. Outra característica das biotitas é a presença de inclusões orientadas de rutilo, gerando figuras triangulares (textura sagenítica).

Nas zonas onde a deformação é mais intensa a assembléia mineral da rocha se transformou notavelmente. O granodiorito com texturas preservadas dá lugar a rochas miloníticas e ultramiloníticas ricas em sericita e caulim. Os feldspatos são convertidos total ou parcialmente em sericita, caulim e minerais do grupo do epidoto; a biotita é convertida totalmente em muscovita ou clorita; o rutilo é o único óxido encontrado. O quartzo passa a exibir estiramento pronunciado: "ribbon quartz", sensu Coward et al., 1985), grãos com contatos suturados ou grãos poligonizados orientados segundo a foliação (textura granoblástica poligonal heterogranular, com pontos tríplexes a 120°). Essas feições indicam uma evolução deformacional equivalente aos estágios progressivos 3 a 5 de Laurent (1974), o que caracteriza uma história deformacional dúctil completa para este mineral, presente nas zonas de maior deformação do granodiorito.

III.2.2 Unidade Meta-máfica/ultramáfica

Devido a dificuldades de acesso, os perfis geológicos realizados através desta unidade não puderam ser sistemáticos e abrangentes o suficiente para verificação dos limites laterais ao longo de toda a extensão da mesma (cerca de 1.5 a 2.0 Km de espessura, Fig. 3). Também não foi possível verificar a inflexão desta unidade para leste, até o intercepto com a falha de Morro Vermelho (Oliveira, 1986), onde seria sotoposta por um conjunto alóctone de rochas pertencentes ao Supergrupo Rio das Velhas (Oliveira, op.cit.).

As observações acerca do conjunto de rochas da Unidade Meta-máfica/ultramáfica mostram uma predominância de litotipos meta-máficos imediatamente em contato com o Complexo Caeté, passando a predominantemente meta-ultramáficos à medida que se caminha para oeste.

As rochas meta-máficas correspondem, quando frescos, termos de coloração esverdeada representados por quartzo-epidoto-plagioclásio-dolomita-Mg/clorita-xistos, quartzo-epidoto-plagioclásio-tremolita/actinolita-Mg/clorita-xistos e quartzo-dolomita-epidoto-plagioclásio-tremolita/actinolita-Mg/Cr/clorita-xistos. A trama geral da rocha é grano-lepidoblástica. A tremolita/actinolita aparece como blastos dispersos e imersos numa matriz fina composta de clorita, sericita, epidoto, carbonato e plagioclásio. O plagioclásio é de difícil identificação face ao

estágio avançado de alteração para epidoto, sericita e calcita e tamanho diminuto (<40um). Apresenta contornos irregulares, formas alotriomorfas e orientação concordante com o "fabric" tectônico geral da rocha. O quartzo ocorre como pequenos grãos (10um) associados à matriz ou como vênulas (grãos na faixa de 50um). Incrementos volumétricos locais de quartzo na rocha são acompanhados de concomitante aumento de sericita e carbonatos. Turmalina, apatita e opacos (magnetita, ilmenita e rutilo) são minerais acessórios comumente identificados.

Não foram encontrados, nestas rochas, quaisquer tipos de feições primárias tanto em escala microscópica quanto mesoscópica. Entretanto, dada sua semelhança petrográfica com outros xistos verdes presentes na região de Nova Lima que contém estruturas vulcânicas preservadas (cf. Ladeira, 1980; Vieira, 1987a; Vial, 1988), tais como: pillow lavas, amígdalas e vesículas e dada existência de textura amigdaloidal em rochas da região estudada (Oliveira, 1986), é possível pensar que essas rochas meta-máficas também sejam de origem vulcânica. A mineralogia observada poderia resultar do metamorfismo dinâmico de basaltos toleíticos.

Próximo às minas de Santa Frutuosa (Fig.3), essas litologias mostram-se intensamente foliadas, sendo petrograficamente descritas como carbonato-clorita-xistos. Nesta mesma localidade, observou-se ainda o aparecimento de clorita-sericita-carbonato-xistos esverdeados, cuja proporção de sericita aumenta significativamente junto aos veios de quartzo. Litologias

como as descritas são produtos frequentes de alteração hidrotermal no Supergrupo Rio das Velhas (cf. Vieira, 1988).

As rochas meta-ultramáficas, quando pouco intemperizadas, apresentam coloração verde clara a escura. Dominam calcita-Mg/clorita-talco-xistos, dolomita-talco-Mg/clorita-antigorita-xistos, talco-tremolita-Mg/Cr/clorita-antigorita-xistos e dolomita-Mg/Cr/clorita-antigorita-xistos.

É comum observar nas rochas ultramáficas a presença de "pods" desde centimétricos até decimétricos, foliados nos bordos, e constituídos internamente de rochas mais preservadas da deformação (Fig. 7). Nessas porções menos deformadas predominam talco-tremolita-Mg/Cr/clorita-antigorita-xistos e dolomita-Mg/Cr/clorita-antigorita-xistos, os quais podem exibir textura cumulática reliquiar, onde cristais pseudomorfizados de olivina encontram-se imersos numa matriz a base de clorita, talco, serpentina e opacos. As porções mais foliadas, ao contrário, não apresentam estruturas reliquiarias, exibindo um aumento substancial na proporção de talco e carbonatos (calcita-Mg/clorita-talco-xistos, dolomita-talco-Mg/clorita-antigorita-xistos). Disto resulta a dificuldade em cartografar separadamente serpentinitos e talco-xistos, mesmo em escala de detalhe.

Comparando-se as rochas ultramáficas com textura cumulática reliquiar aqui observadas, àquelas descritas :

1. na região do córrego Quebra Ossos, onde compõem partes de derrames vulcânicos (Schorsch et al, 1982; Souza Fo. et al,

1989a);

2. na região do córrego dos Boiadeiros, onde compõem corpos sub-vulcânicos ou mesmo plutônicos (Schrack et al, 1991); nota-se maior similaridade com as rochas descritas na região do Quebra Osso, principalmente quanto à granulometria, composição e forma dos cristais pseudomorfizados. Considerando-se tal comparação é possível admitir que as rochas ultramáficas coletadas na área Tinguá correspondam a cumulos de origem vulcânica.

As relações de contato entre as rochas meta-máficas e meta-ultramáficas ainda não foram definidas pois essas litologias somente foram observadas em afloramentos esparsos.

Da mesma forma como observado no Complexo Caeté, as rochas da unidade meta-máfica/ultramáfica também mostram foliações com direções E-W e N-S (Fig.8). Análises minuciosas da trajetória descrita pela foliação que contorna grandes "pods" de rocha indeformada (Fig.7) mostram que, as direções e o mergulho da foliação podem variar muito, mesmo num único afloramento. Isto pode explicar, em parte, o motivo pelo qual as atitudes da foliação medida nesta unidade, durante os trabalhos de campo, e mesmo aquelas documentadas no mapa de Dorr (1969) variam tanto.

Nas porções serpentiniticas, menos foliadas, uma outra família de elementos planares, de natureza dúctil-rúptil, também fazem variar sobremaneira os valores da foliação (FOTO 2). Essas estruturas associadas aos serpentinitos aparentemente são devidas a uma especificidade reológica das rochas ultramáficas quando submetidas ao cisalhamento dúctil, visto terem sido também

descritas na região do Quebra Osso (Simões et al., 1989), na região do córrego dos Boiadeiros (Schrank, et al. 1991) e na região de Congonhas (Guild, 1957).

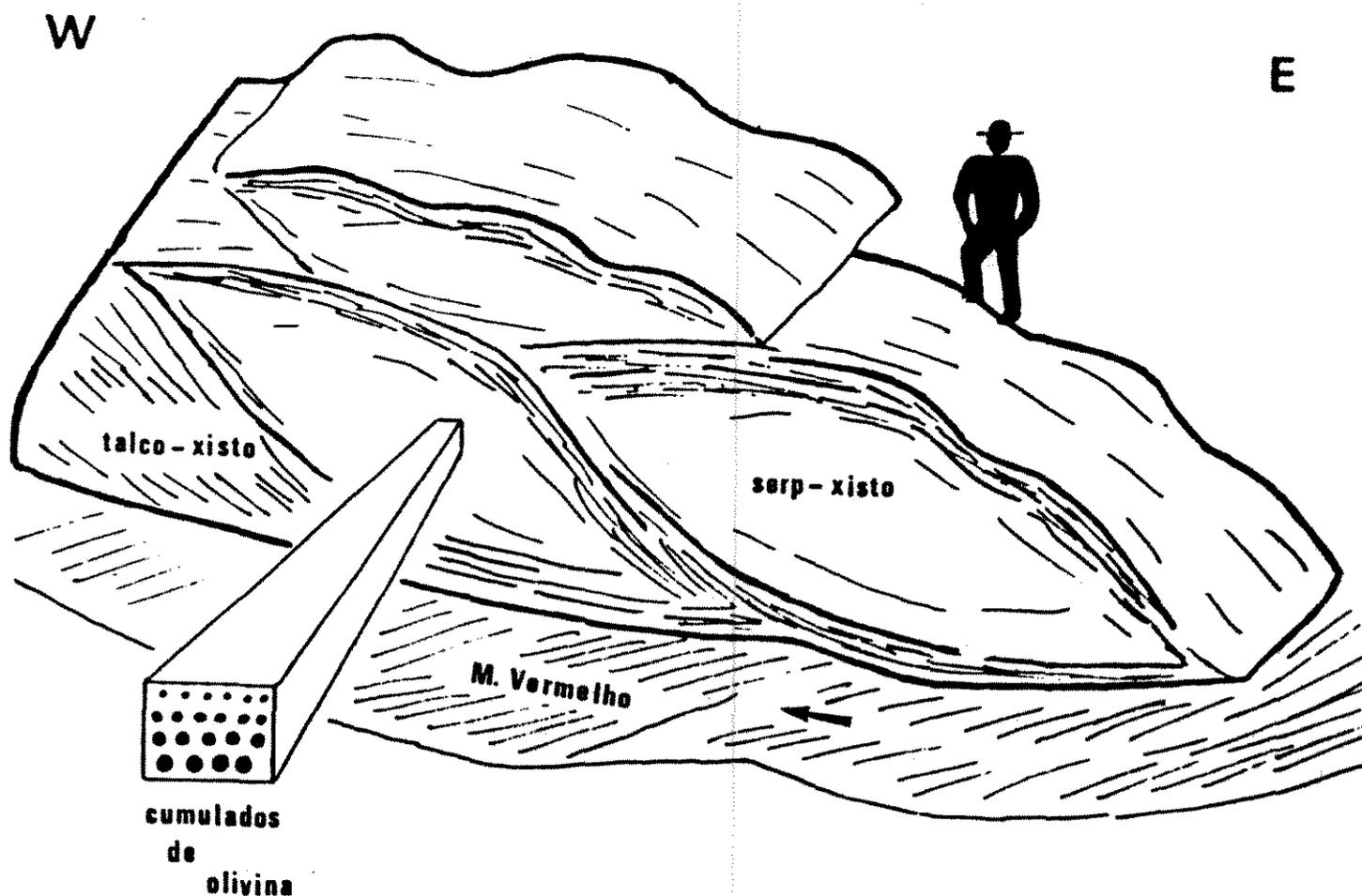


Fig. 7 - Padrão estrutural observado nas rochas ultramáficas presentes na estrada que liga Caeté a Morro Vermelho. Análises detalhadas da foliação presente nestes "pods", mostra bruscas variações na direção e mergulho desta estrutura. As porções mais internas dos "pods" são predominantemente serpentínicas, onde frequentemente observa-se cumulados de olivina pseudomorfisada. As envoltórias foliadas destes "pods" são constituídas por talco, carbonatos e quartzo.

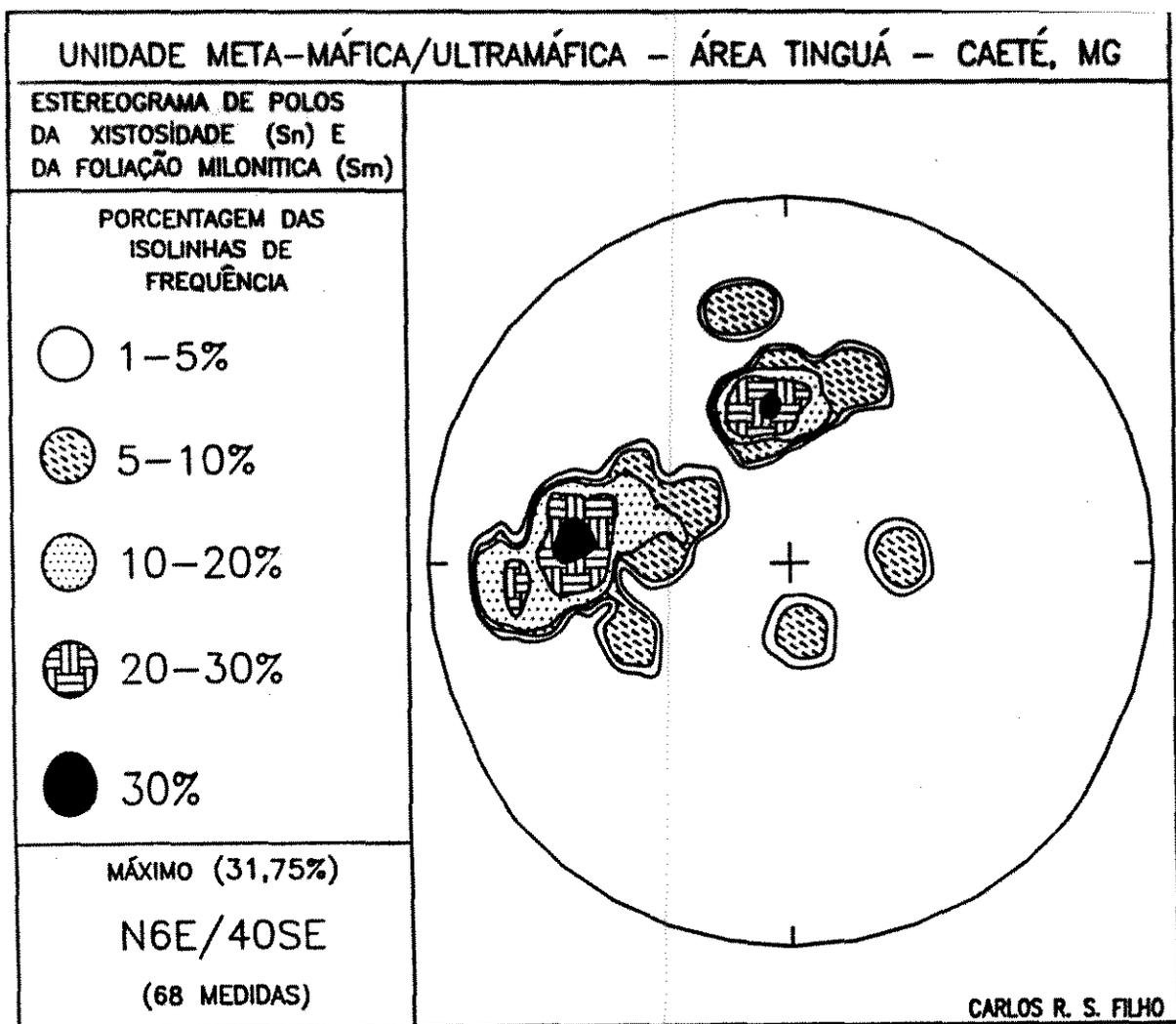


Fig. 8 - Diagrama de contôrno de polos das foliações N-S e E-W presentes na Unidade Meta-máficas/ultramáfica

Uma hipótese sobre a gênese destas estruturas ducti-rupteis, que resultam numa orientação irregular da foliação, foi formulada por Simões et al. (1989) e Souza Fo. & Simões (em prep.). Segundo esses autores, durante o cisalhamento dúctil, as rochas ultramáficas sofrem desidratação devido a mudanças de fases minerais causadas pelo metamorfismo progradante. A

desidratação e subsequente preenchimento de poros pelo fluido expelido, ocasionaria uma brusca diminuição da pressão efetiva, levando os minerais do grupo da antigorita à uma perda de resistência, passando os mesmos a se comportar de maneira frágil. O cisalhamento dúctil progressivo, aproveitaria os múltiplos planos rúpteis gerados naquele estágio intermediário, resultando desses fenômenos, uma rocha composta por uma série de planos caóticos de aspecto dúctil-rúptil (muitas vezes similares a brechas, cf. FOTO 2).



FOTO 2. Pseudo-brechas de aspecto dúctil-rúptil presentes nos serpentinitos do Tinguá.

III.2.3. Unidade Meta-sedimentar Indivisa

A Unidade Meta-sedimentar Indivisa compreende um conjunto de rochas bem mais variado e espesso do que fora caracterizado por Oliveira (1986) como "uma estreita faixa constituída por rochas sericíticas com contribuição carbonosa" (Unidade Meta-sedimentar Pelítica).

Além disso, a maior parte do conjunto de rochas mapeadas por Oliveira (op.cit.) como constitutivas da sua Unidade Meta-vulcânica Félsica a Intermediária, foram remapeados durante esta pesquisa como meta-sedimentos, pela presença de feições sedimentares típicas (vide a seguir).

A Unidade Meta-sedimentar corresponde a um espesso pacote de meta-turbiditos, que a exemplo de outros "greenstone belts arqueanos" (Schrank, 1982), compõe-se de metapelitos e metapsamitos, petrograficamente caracterizados como carbonato-sericita-quartzo-xistos ± clorita, de granulometria e proporção variável entre tais espécies minerais. Somam-se ainda a essas rochas quantidades heterogêneas de poeira carbonosa.

A esses turbiditos intercalam-se pequenos corpos de metachert carbonoso, metachert ferruginoso, e pacotes de rochas ácidas.

Finalmente, ocorrem nesta unidade diques de diabásio de direção aproximada E-W. Apresentam, quando alterados, coloração avermelhada a amarelada e são facilmente reconhecidos, devido ao contraste de cor e ao aspecto maciço nas porções menos foliadas, quando comparados aos pacotes de meta-sedimentos. São rochas com foliação heterogênea, feição esta intrínseca à espessura dos corpos envolvidos na deformação: corpos menos espessos aparecem quase que totalmente foliados, exibindo remobilização de carbonatos no contato com rochas encaixantes carbonáticas, enquanto corpos maiores respondem mais rigidamente à deformação, sendo deformados nos bordos ou em zonas anastosadas discretas no interior. A espessura desses diques básicos varia de poucas a algumas dezenas de metros. Na porção norte da área observou-se um dique com espessura de 20 metros e extensão de mais de 300 metros (não cartografado), encaixado em quartzo-sercicita-xistos carbonosos e quartzo-sericita-xistos carbonáticos. Estes diques apresentam em seus bordos uma foliação geral $N38^{\circ}E/30^{\circ}SE$ em meio a rochas com foliação média em torno de $N70^{\circ}E/25^{\circ}SE$ e lineação mineral constante segundo $S72^{\circ}E/12^{\circ}$.

Uma feição primária muito bem marcada, apesar da forte deformação sofrida pelas rochas meta-sedimentares, são contatos bruscos entre meta-arenitos, meta-siltitos e meta-argilitos, bastante comuns nas grandes exposições ao longo do percurso

Caeté-Morro Vermelho e, mais evidentes ainda, nos cortes que acompanham a ferrovia.

Inversões na polaridade são devidas a megadobramentos decamétricos, assimétricos, de tendência verticalizada, inclinada ou até mesmo recumbentes, somente observáveis em grandes exposições na área.

Esse conjunto de rochas sedimentares, por apresentarem intercalações de tipos litológicos com contrastes de competência (metarenitos justapostos a metapelitos), e forte anisotropia original (o que possibilita grande susceptibilidade ao encurtamento segundo os planos de acamamento; sensu Coward et al., 1985), apresenta um rico acervo de estruturas dúcteis. É marcante a presença de transposições generalizadas, dobras similoníticas, recumbentes, sem raiz e relações S/C de baixo ângulo ($<10^{\circ}$).

Na região de contato com as rochas meta-máficas/ultramáficas de "trend" geral N-S nota-se, nos meta-sedimentos, uma maior constância nas atitudes da foliação. Observa-se um paralelismo generalizado entre as estruturas, com foliações de direções e mergulhos médios de $N80^{\circ}E/48^{\circ}SE$, cujos valores são praticamente mantidos em toda a Unidade (cf. Fig. 9 e 10).

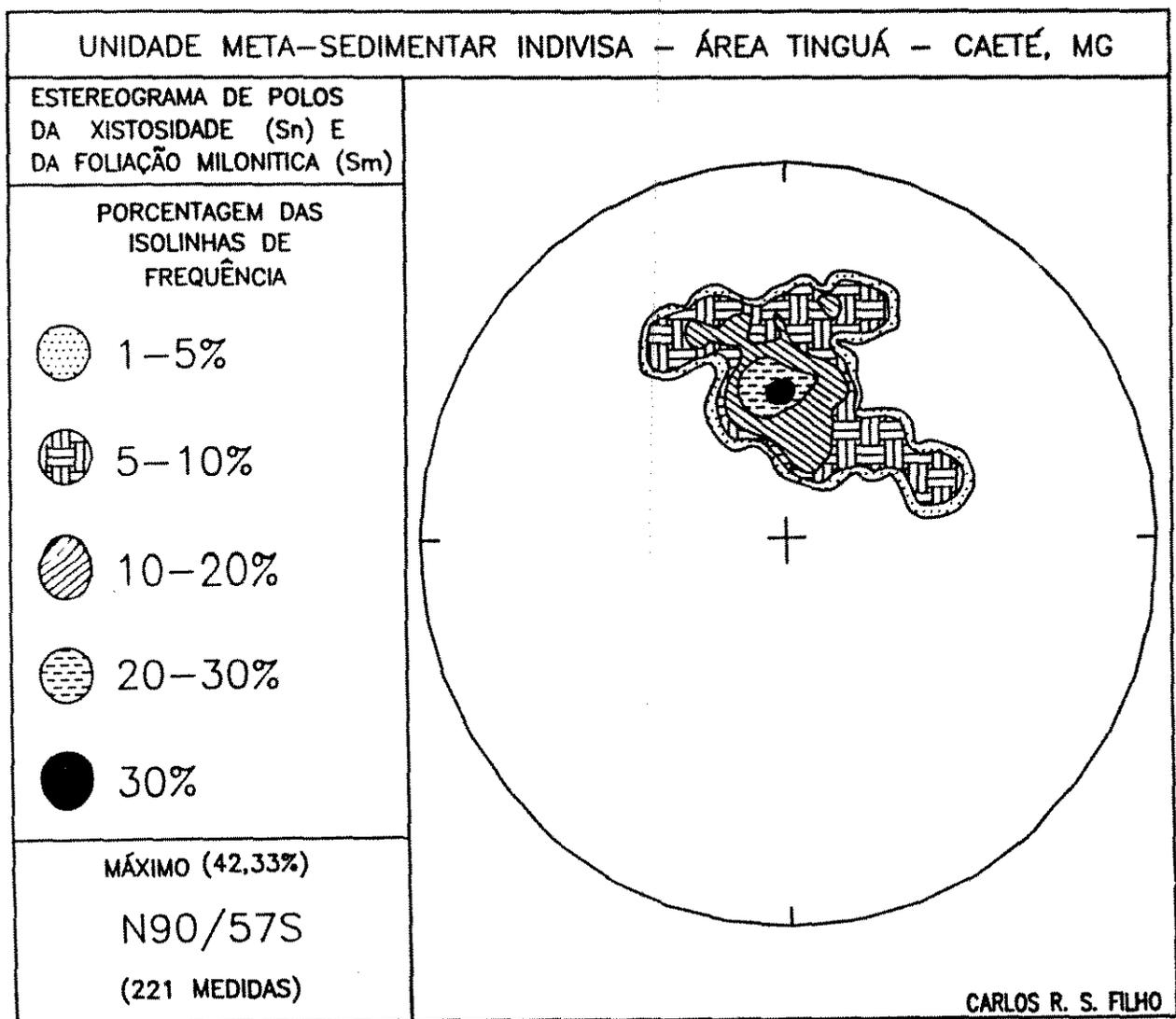


Fig. 9 - Diagrama de contôrno de polos da xistosidade e da foliação milonítica presente nas rochas constitutivas da Unidade Meta-sedimentar Indivisa

Os meta-pelitos apresentam uma maior distribuição areal no domínio meta-sedimentar, sendo bem documentáveis próximo ao contato com a Unidade Meta-máfica/ultramáfica. Apresentam, muitas vezes, mesodobras intrafoliais com foliação plano axial, que pode localmente evoluir para uma foliação milonítica, a qual tende a romper os flancos das estruturas. Intercalados a esses

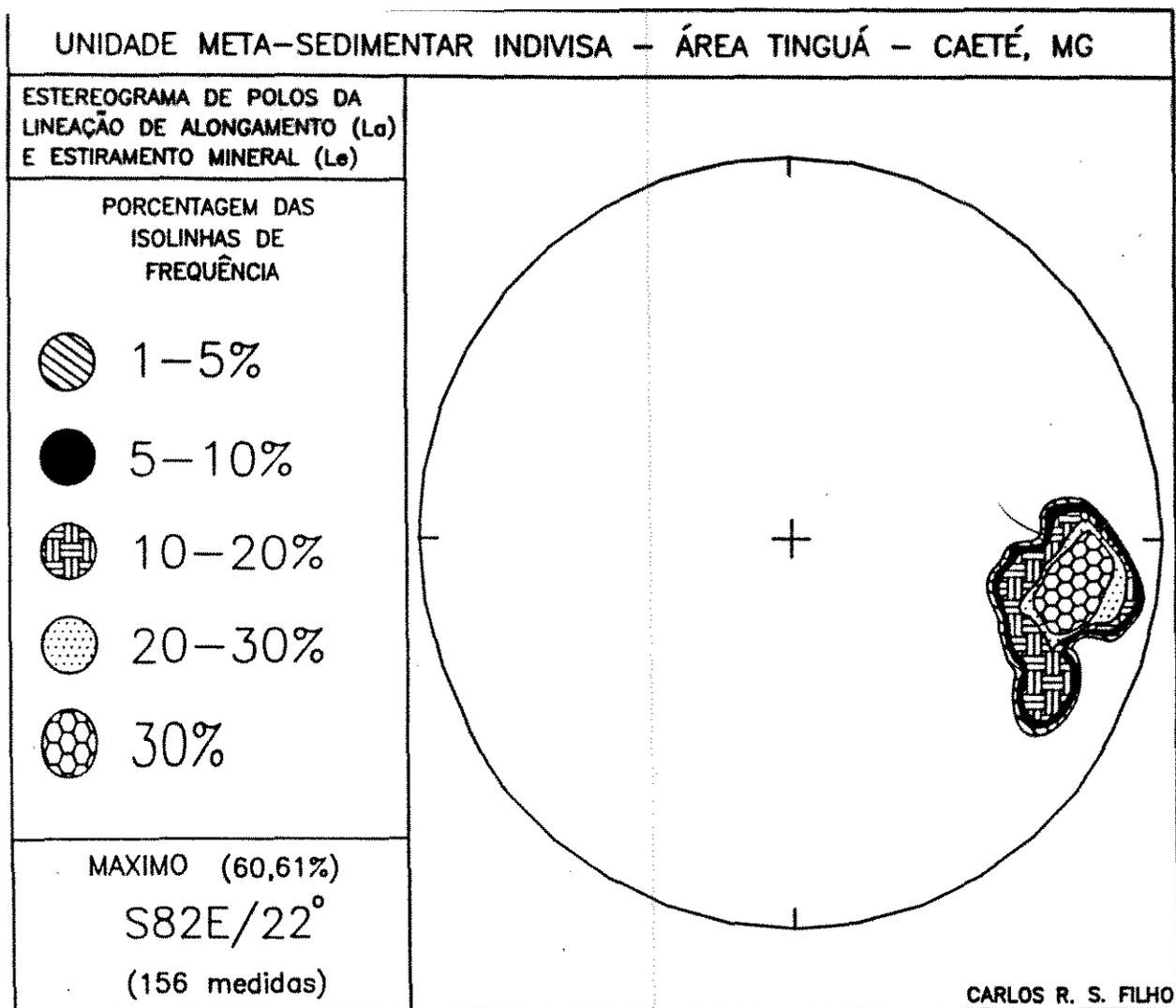


Fig.10 - Diagrama de contôrno de polos da lineação de alongamento e estiramento mineral presentes nas rochas da Unidade Meta-sedimentar Indivisa.

pelitos, eventualmente ocorrem pequenos pacotes de rochas ácidas (< 0,5 m), que devido ao contraste de competência, respondem diferente a deformação dúctil. Neste caso, os metapelitos apresentam uma foliação penetrativa, acomodando a deformação, enquanto os corpos de rochas ácidas, por sua vez, respondem de forma rígida, sendo mais suavemente dobrados e exibindo uma ligeira refração da foliação plano axial.(Fig. 11).

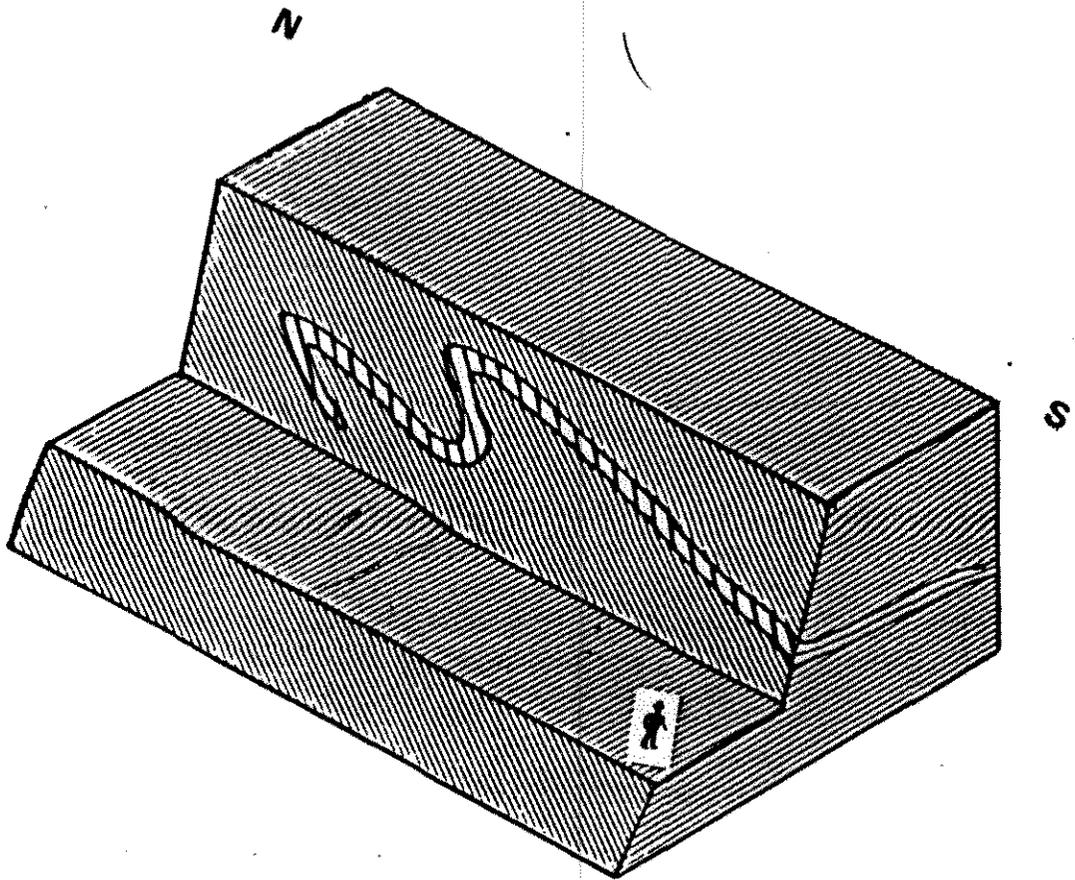


Fig.11 - Contraste de competência entre rochas félsicas intercaladas a metapelitos submetidos à cisalhamento dúctil. A foliação presente nos metapelitos (hachura densa) é plano axial de megadobras. Note a refração da foliação também plano axial existente no corpo félsico (hachura espaçada).

Os meta-siltitos que compõem a Unidade Meta-sedimentar apresentam como seção tipo, os afloramentos próximo a ponte da ferrovia sobre o córrego Juca Vieira. Nesta porção, observam-se as mais bem definidas "sheath folds" da área Tinguá. Numa grande

exposição de metasiltitos de coloração amarelada, foram documentadas diversas "sheath folds" e dobras tendendo ao embainhamento, cujos alongamentos principais ("X") encontram-se orientados paralelamente a direção da lineação de estiramento regional E-W.

A notoriedade sobre a observação de tais feições, reside no fato de que as superfícies dobradas que normalmente definem as "sheath folds", aqui não se caracterizam por evidente bandamento de natureza composicional (como em geral ocorre com formações ferríferas e calcários), mas sim por ligeiras variações granulométricas entre siltitos e argilitos.

Além da geometria de embainhamento (Fig.12), nota-se ainda a presença de estruturas atípicas como "sheath folds" do tipo amêndoa (sensu Bell & Hammond, 1984; FOTO 3 e 4), onde o bandamento apresenta forma de superfícies elipsoidais concêntricas (planos "XZ" e "YZ"), praticamente completas.

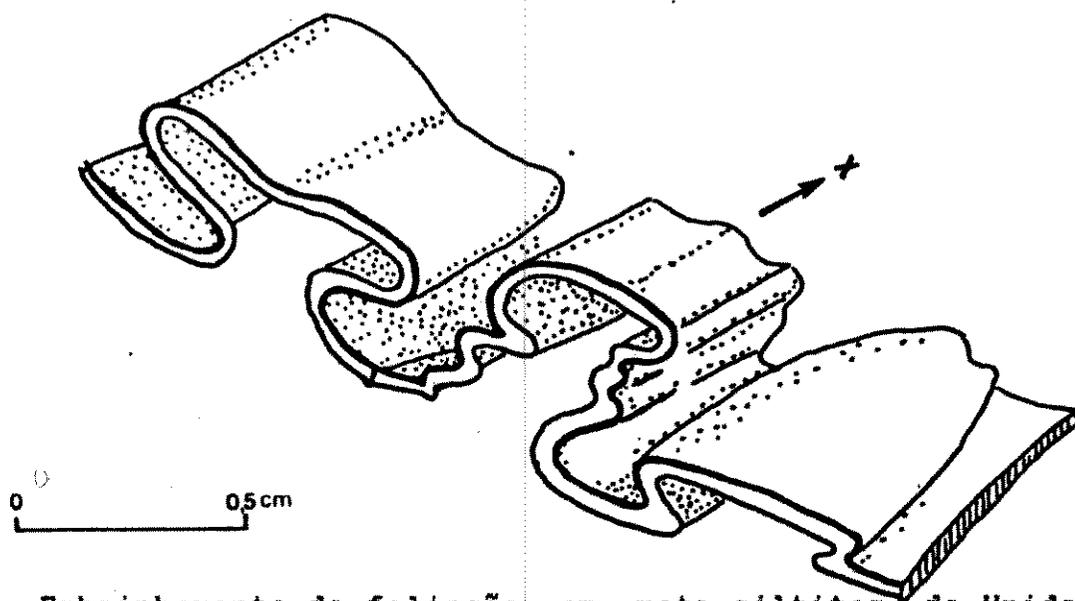


Fig.12 - Embainhamento da foliação em meta-siltitos da Unidade Meta-sedimentar Indivisa.



FOTO 3. "Sheath fold" do tipo amêndoa em metasiltitos da Unidade Meta-sedimentar Indivisa.

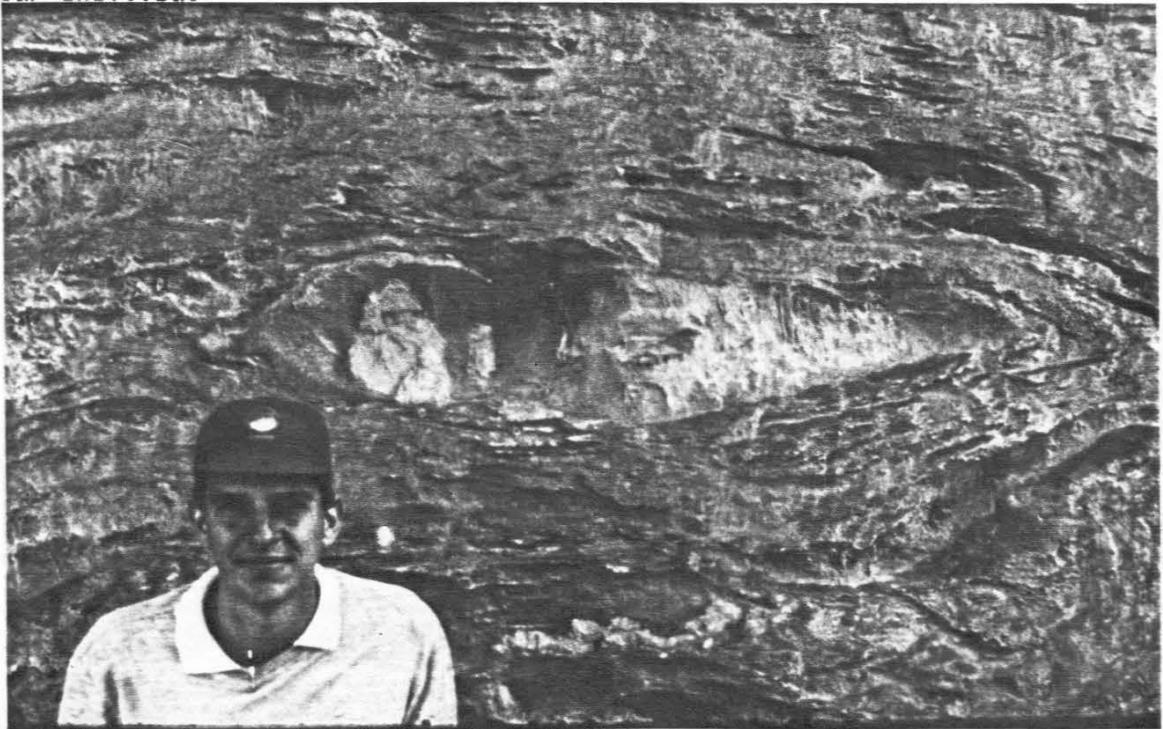


FOTO 4. Detalhe da "sheath fold" da foto anterior

A literatura mostra que altos valores de "strain" ($\gamma \sim 15$; Park, 1989), regimes de cisalhamento simples, progressivo e heterogêneo (Mattauer et al., 1983, Lacassin, 1984) e condições dúcteis, são requeridos para que "sheath folds" possam ser geradas em função da rotação passiva dos eixos de dobras "b" sin-cinemáticas (Mattauer & Mercier, 1980). Bell & Hammond (1984) e Arthaud (1987), ainda demonstram que dobras de eixo "a", podem se formar diretamente nesta posição. Independente da posição original como foram geradas, uma vez formada a bainha na direção do eixo "X" do elipsóide de deformação, se o processo deformacional prosseguir, possivelmente haverá uma tendência à boudinagem e formação de estruturas do tipo amêndoa. Por serem os mesodimentos sílticos bastante homogêneos nesta região, a reologia geral da rocha não deve oferecer contraste de competência, o que implica que a boudinagem e consequente geração de estruturas tipo amêndoa, necessariamente deve ter sido precedida de constricção da "sheath fold". Estas conclusões são compatíveis e se espelham em conclusões similares obtidas por Morales et al. (1989) para "sheath folds" geometricamente descritas em todos os seus estágios de desenvolvimento.

A partir da constatação da existência de estruturas do tipo amêndoa em rochas tão homogêneas, pôde-se melhor entender o comportamento deformacional dos metacherts carbonosos e ferruginosos que intercalam-se aos turbiditos. Devido a sua

susceptibilidade a acomodar deformação plástica, essas litologias foram continuamente estiradas, transpostas, rompidas e boudinadas segundo a lineação de estiramento, podendo chegar inclusive a um estágio onde apresentam-se estruturadas como dobras complexas de eixo "A" internas a "boudins" envoltos por xistos.

Outros dobramentos complexos presentes no domínio sedimentar têm sua geometria controlada por contrastes de competência entre metapelitos e metarenitos. Na mesma estrada que leva à ponte sobre o córrego Juca Veira existem megadobramentos que muito bem refletem este comportamento (FOTO 5). Ali, o cisalhamento dúctil atuando sobre pacotes que apresentam plasticidade distinta (cf. viscosidade; Park, 1989), gerou dobras do tipo 1A e 3 (Ramsay, 1967) nos níveis incompetentes de metapelitos (que variam muito em espessura), e dobras do tipo 1B (Ramsay, op.cit.) nos níveis competentes de metarenitos (que permaneceram com espessura constante). Esse padrão de dobras tipo 1a e 1b justapostas foi utilizado regionalmente para o estabelecimento da competência relativa entre pacotes deformados.

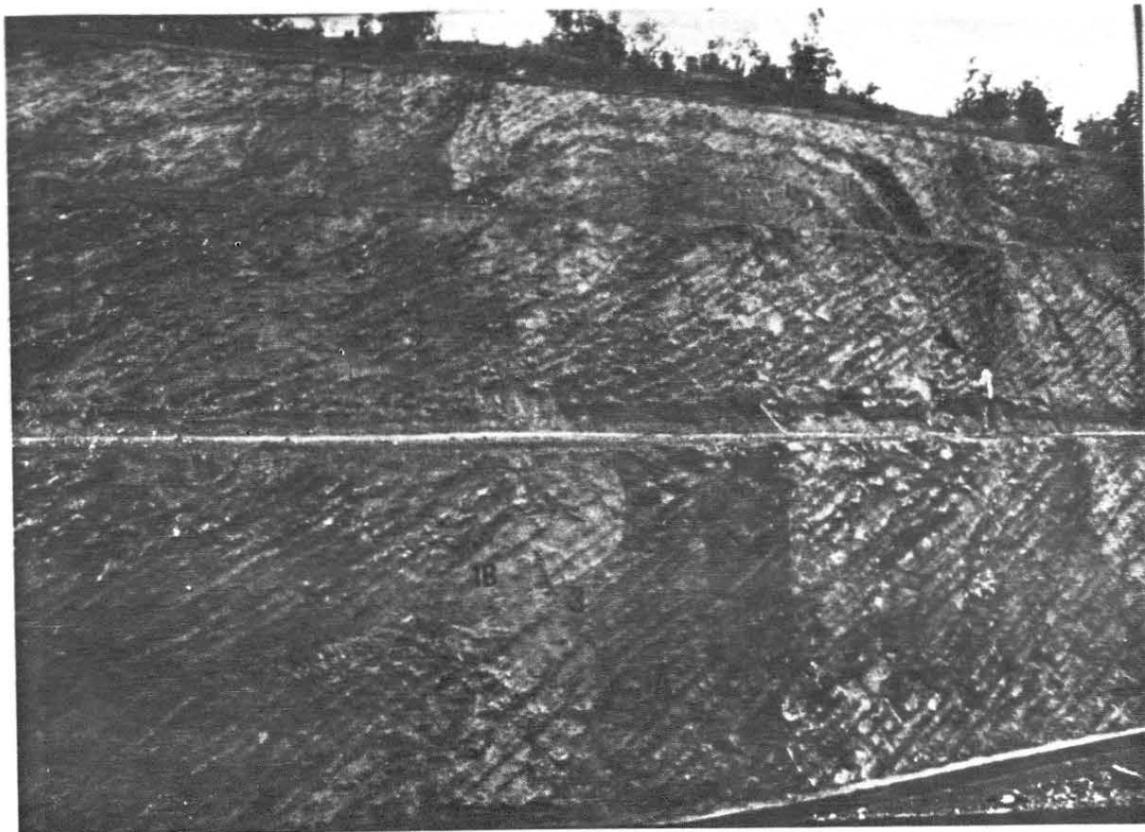


FOTO 5. Intercalação entre pacotes de metarenitos e metapelitos, complexamente dobrados. A espessura do pacote competente (metarenito) é praticamente constante (dobras da classe 1B de Ramsay, 1967). A espessura dos pacotes incompetentes (metapelitos) variam sistematicamente, alternando-se nas dobras da classe 1A e 3 de Ramsay (op.cit.). Note que a interface entre os níveis competentes e incompetentes é marcada por cúspides, com as extremidades agudas apontando em direção ao pacote mais competente.

III.2.4. Unidade Meta-vulcânica Félsica

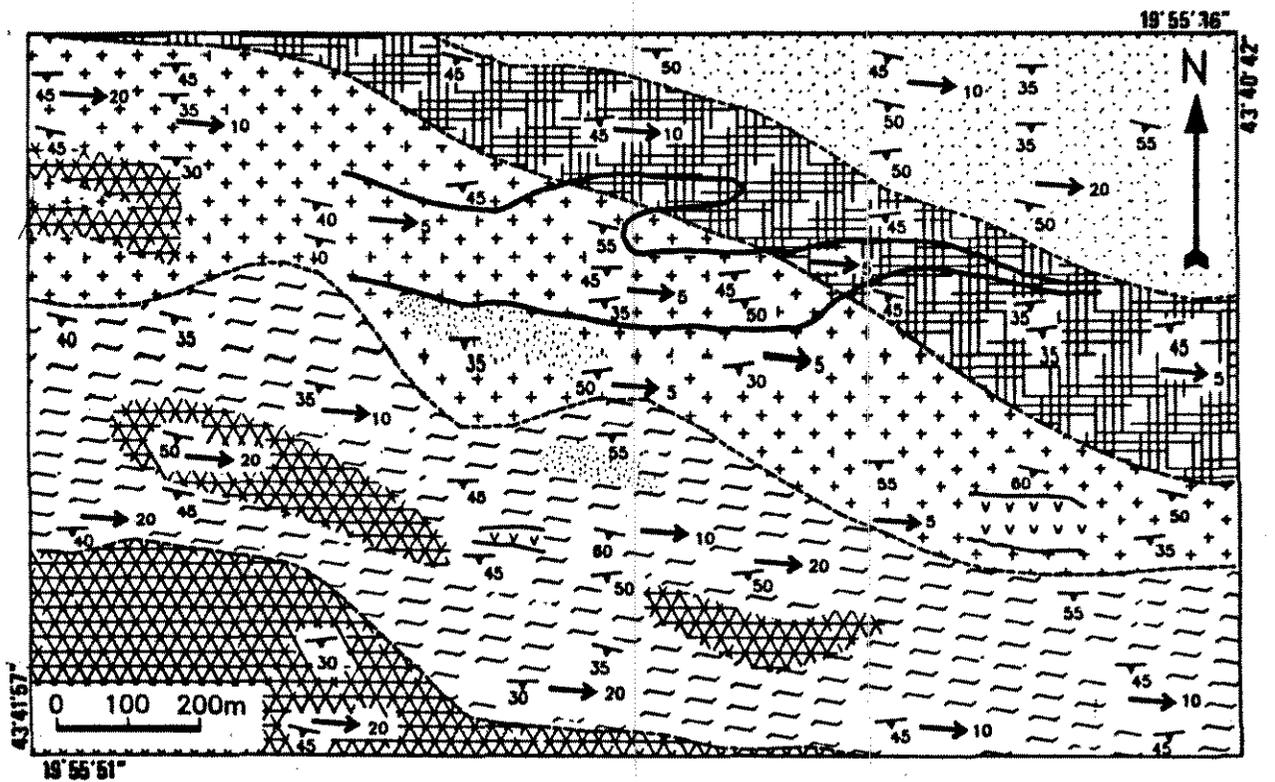
A. Unidade Meta-vulcânica Félsica pode ser separada como um conjunto constituído predominantemente de rochas félsicas na porção central da área Tinguá, embora termos litológicos de natureza similar ocorram em todas as outras Unidades, exceto intercaladas as ultramáficas ou associadas ao granodiorito Caeté. São representadas por meta-dacitos e meta-riolitos (fenocristais de plagioclásio e quartzo bi-piramidal). Em exposições naturais, são

diagnosticadas como rochas esbranquiçadas ou acinzentadas, portando quantidades significativas de sericita à medida que se apresentam mais foliadas. São também observadas intercalações frequentes de meta-sedimentos (Fig.13).

Observadas ao microscópio, essas rochas félsicas caracterizam-se por matriz fina a moderadamente fina, composta por quartzo, sericita, plagioclásio, titanita e zircão. Nas porções mais foliadas a titanita se desestabiliza, e dá lugar a diminutos cristais de rutilo.

Analisando-se os pacotes de rochas félsicas e amostras de mão em seções perpendiculares à lineação e foliação (plano YZ do elipsóide de deformação), não é observado o desenvolvimento claro da orientação planar (foliação) o que parece significar conspícuo estiramento segundo a constante lineação de estiramento mineral de atitude S88E/20° (FOTO 6; Fig. 14). Quando tende a se desenvolver mais significativamente, a foliação é plano axial ou milonítica (atitudes em torno de N80°E/30°SE - Fig. 15).

A observação de que as rochas félsicas muitas vezes apresentam-se estruturadas como L-tectonitos, não restringe-se tão somente ao domínio félsico, estendendo-se também a pacotes da mesma natureza presentes ao norte da área, inseridos no domínio meta-sedimentar.



- | | | | |
|--|--|--|--------------------------------------|
| | Meta-psamitos e meta-pelitos (Un. Metass. Indiviso) | | Qz-cb-ser-cl-xistos (Un. Metav. Máf) |
| | Qz-cb-cl-ser-xistos heterogêneos indiferenciados | | Dique de diabásio |
| | Cb-Plag-ser-qz-xistos (fenocristais de plagioclasio ↑) | | Folição milonítica |
| | Plag-ser-cb-qz-xistos (fenocristais de quartzo e plagioclasio ↑) | | Lineação de estiramento |
| | | | Contorno de escavação |

Fig.13 - Mapa geológico da Unidade Meta-vulcânica Felsica. Note a existência de diversos níveis de meta-sedimentos e meta-máficas intercalados, e a constância dos elementos estruturais plano-lineares.



FOTO 6. Pacotes de meta-félsicas estruturados como L-tectonitos. Esta feição é comumente observada em rochas dessa natureza na região do Tinguá.

As interpretações iniciais de campo levavam a crer que os principais motivos para que tais lotologias respondessem de forma tão marcante à deformação dúctil, seriam: (i) a granulometria da rocha, bastante fina, o que facilitaria processos de recuperação e recristalização e, principalmente, (ii) o seu conteúdo em quartzo, o qual tenderia então a acomodar praticamente toda a deformação, pois via de regra os feldspatos tanto em fenocristais quanto aqueles constitutivos parciais da matriz, tenderiam a se portar de forma rúptil em cisalhamento

dúctil processado sob o metamorfismo de fácies xisto verde (Simpson, 1985). Entretanto, análises de campo mais detalhadas mostram que não somente o quartzo poderia ter respondido plasticamente à deformação dúctil, mas também o plagioclásio (Fig.16), pois tendem a desaparecer nas porções de rocha mais foliadas.

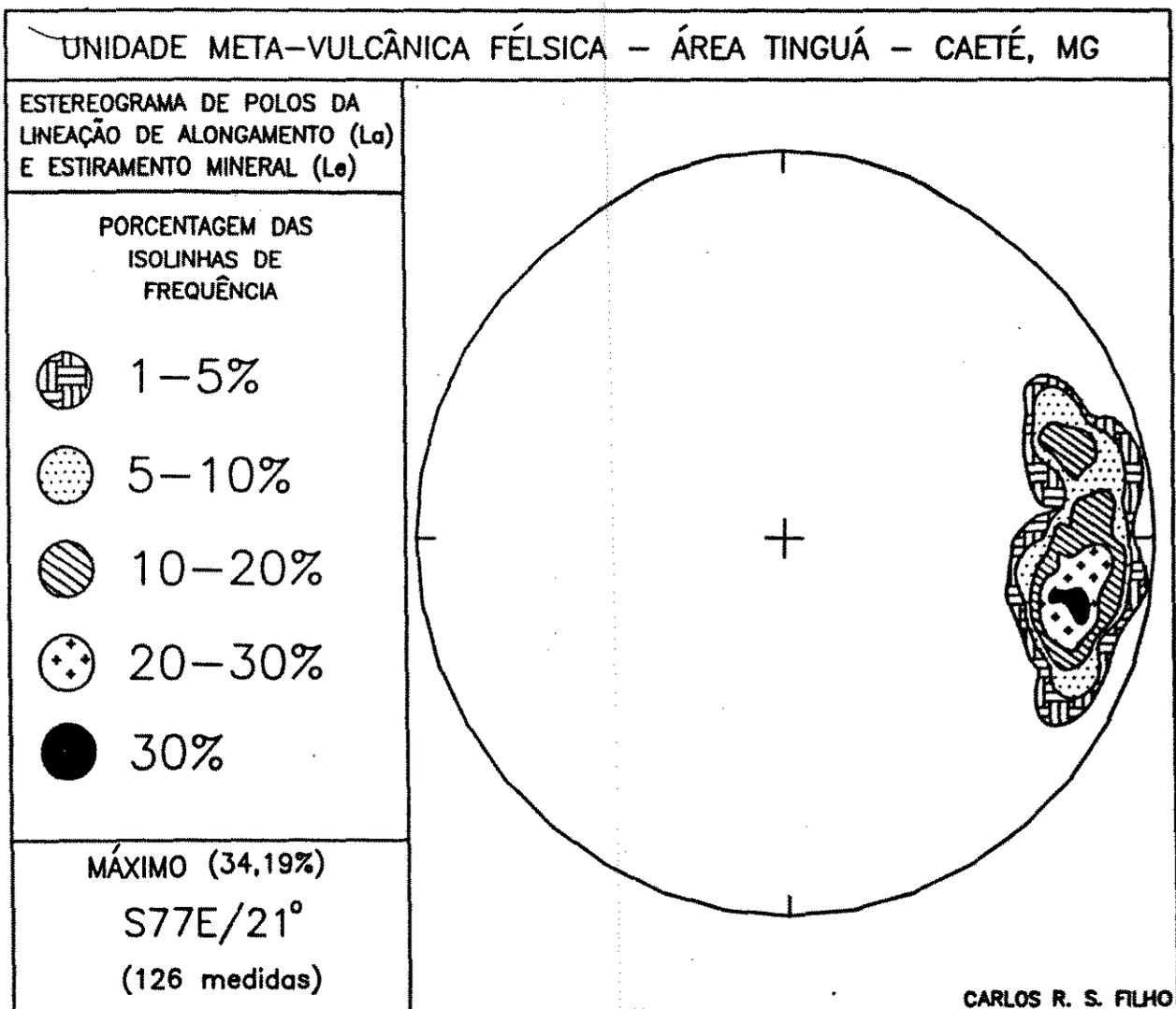


Fig.14 - Diagrama de contorno de polos da lineação de estiramento presente nas meta-félsicas componentes da Unidade Meta-vulcânica Félsica.

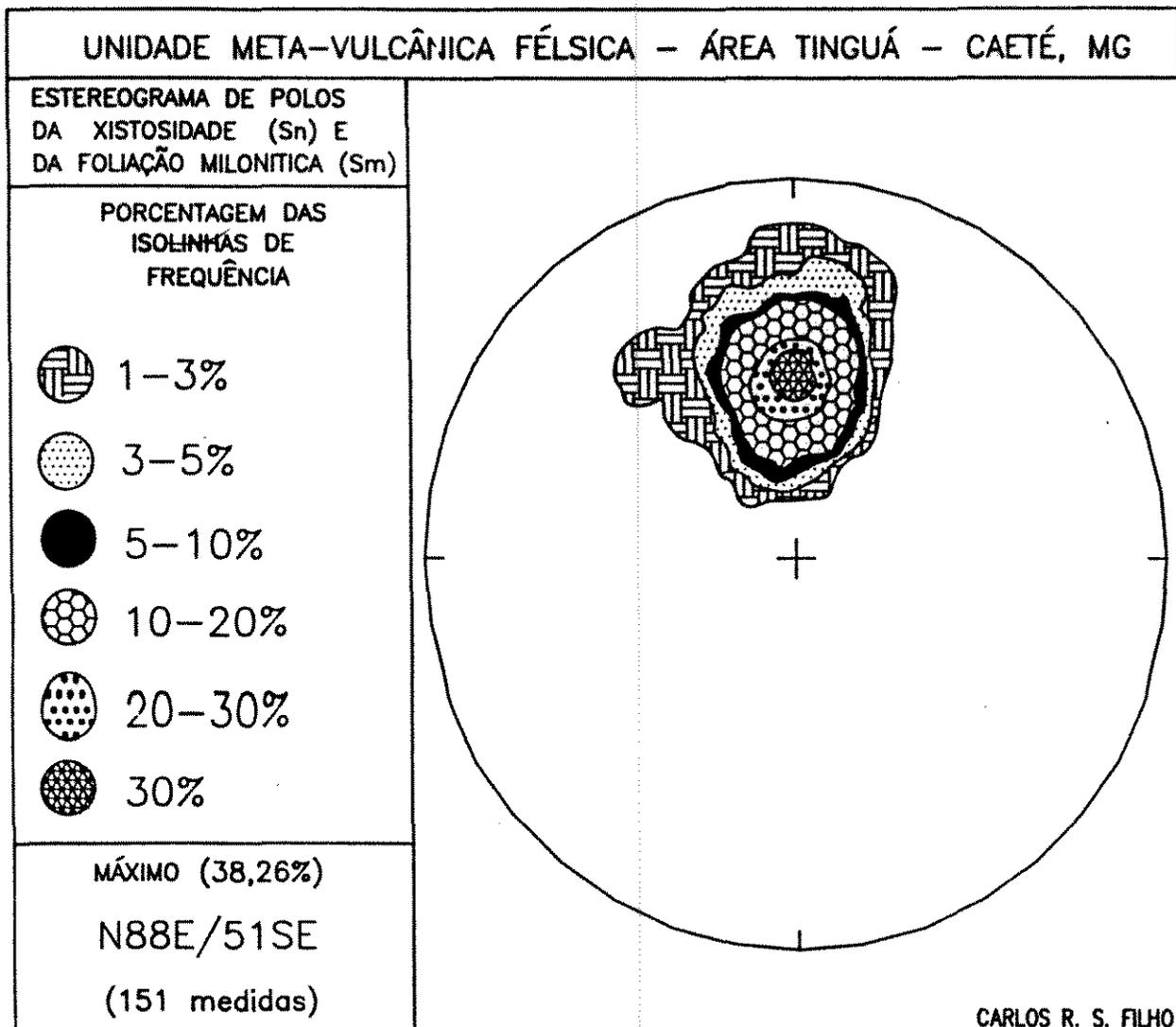


Fig.15 - Diagrama de contôrno de polos da xistosidade e foliação milonítica presente nas meta-félsicas constitutivas da Unidade Meta-vulcânica Félsica.

Recentemente, um grande número de trabalhos têm sido publicados, enfatizando o comportamento deformacional de rochas de composição granítica, abordando as características de estruturas de meso e microescala, geradas em diferentes níveis crustais (Lacassin, 1984; Vauchez, 1987). Entretanto, poucos são os trabalhos que se ocupam em ressaltar os aspectos microestruturais de

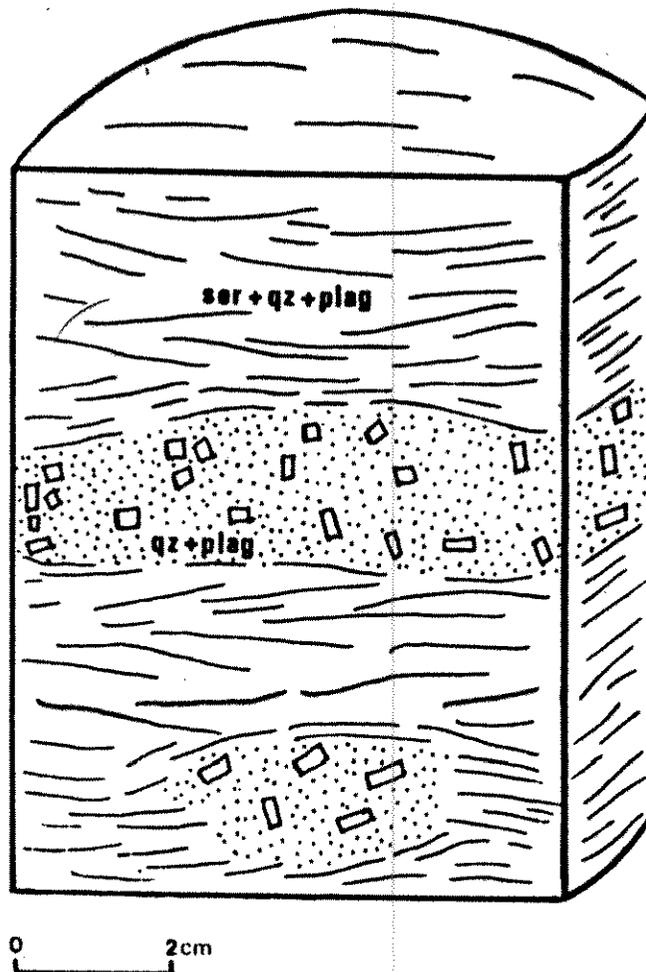


Fig.16 - Alternância de níveis muito deformados, macroscopicamente depletados em plagioclásio, e níveis pouco deformados contendo fenocristais de plagioclásio.

termos vulcânicos félsicos (Vauchez; 1987, riolitos da base da "nappe" de Vendée) e, mais raros ainda, são aqueles tangentes à deformação, a nível dos minerais formadores deste tipo de rocha. Pesquisas que associem deformação e alteração hidrotermal sobre rochas dessa natureza também não são comuns na literatura.

Os pacotes representantes dos metadacitos mostraram-se como os mais interessantes para uma análise microtectônica visan-

do esclarecer o motivo pelo qual apresentam-se tão deformados. Isto, pois ocorrem em excelentes exposições e amostras de sondagem e apresentam uma distribuição descontínua da deformação, o que resulta na preservação de faixas praticamente desprovidas de feições tectônicas (justamente onde apresentam texturas e mineralogia primárias quase intactas; Fig. 16).

As porções de rocha melhor preservadas da deformação (Fig.16), apresentam fenocristais de plagioclásio (oligoclásio - determinado por difratometria de Raios X), de geometria euédrica à subédrica, portando geminações complexas segundo a lei da albita, perclina, Carlsbad, Manebach (?) ou composição de mais de uma delas (FOTO 7), ou arranjos de cristais que localmente tendem a glomerofíricos. Tais fenocristais encontram-se imersos numa matriz fina a base de quartzo, plagioclásio e sericita.

À medida que estas zonas mais preservadas da deformação mostram-se interceptadas por faixas mais deformadas, os feldspatos comumente exibem feições que lhes são típicas em condições metamórficas do facies xistos verdes, ou seja, ruptura representada por micro-falhas normais sintéticas ou antitéticas de alto ângulo, micro-"thrust-faults", etc (cf. Simpson, 1986; Passchier & Simpson, 1986). A FOTO 8 mostra uma feição dessa natureza.

Simpson (1986), demonstra que em condições do facies xistos verdes e sem referências à alterações hidrotermais, os plagioclásios mostram evidências de plasticidade de baixa temperatura, com frequente geração de "kinks". Essa tipologia de

estrutura também é comum à essas zonas de deformação pouco intensa (FOTO 9).

Kruhl (1987), assinala que em rochas quartzo-feldspáticas deformadas sob condições de facies xistos-verdes, os plagioclásios apresentam comumente feições de quebra e "kink bands", enquanto quartzo e carbonatos, distintamente, deformam-se ductilmente. Nos meta-dacitos do Tinguá, a observação de Kruhl (op.cit.) é confirmada pois, em contraste com as estruturas frágeis anteriormente descritas para o plagioclásio, o quartzo e carbonatos constitutivos da matriz mostram um comportamento dúctil, com significativa recristalização dinâmica e recuperação. O desenvolvimento contemporâneo de cristais com feições plásticas e cristais fraturados, são normalmente atribuídos à natureza contínua-descontínua da deformação (Lacassin, 1984). Entretanto, no caso em estudo, isto ocorre principalmente em função da resposta de cada mineral frente a deformação.

A partir de zonas onde a deformação torna-se progressivamente mais intensa, acentuam-se também fenômenos de alteração hidrotermal. Junto a essas faixas ocorre uma mudança radical da mineralogia e, conseqüentemente, da reologia da rocha. O plagioclásio, que anteriormente apresentava somente estruturas frágeis, passa continuamente desde termos com extinção ondulante, geminações afuniladas, torcidas e rotacionadas (FOTO 10) para termos com formas podiformes e boudinadas assimétricas (FOTO 11), até atingir extremos onde foi totalmente transformado em

sericita. Comumente neste último caso exibe figuras de assimetria tipo delta ou tipo sigma (FOTO 12). O quartzo invariavelmente apresenta textura granoblástica poligonal (estágio 5 de Laurent, 1974), e granulometria na faixa de 20um, indicando que sofreu deformação em condições superplásticas (Vauchez, 1987). Nessas zonas mais deformadas, ocorre também uma grande quantidade de blastos de carbonatos sin a tardi-tectônicos, respectivamente denunciados por formas estiradas-sigmoidais e romboédricas.

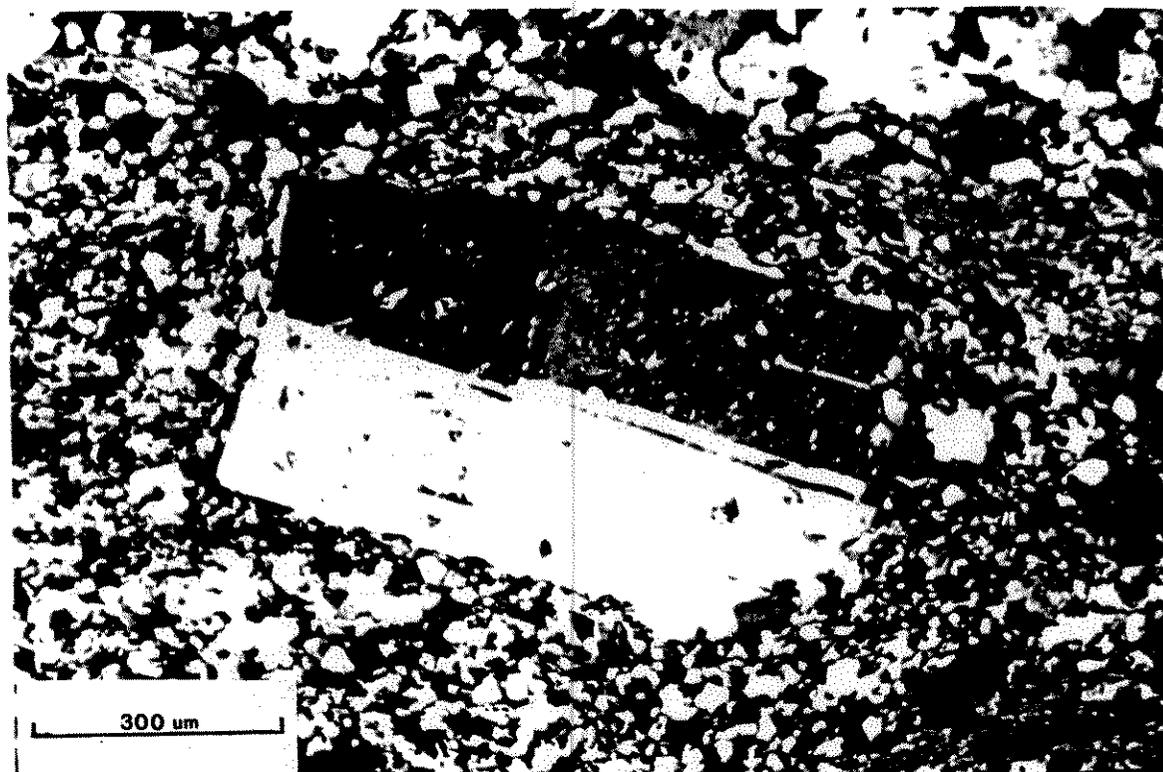


FOTO 7. Fenocristal de plagioclásio euédrico com maclas complexas apresentando quatro quadrantes com ponto de extinção distintos. Esses fenocristais são restritos a zonas não deformadas ou muito pouco deformadas.



FOTO 8. Micro "thrust-fault" em cristal de plagioclásio presente em porções menos afetadas pela deformação nos metadacitos.

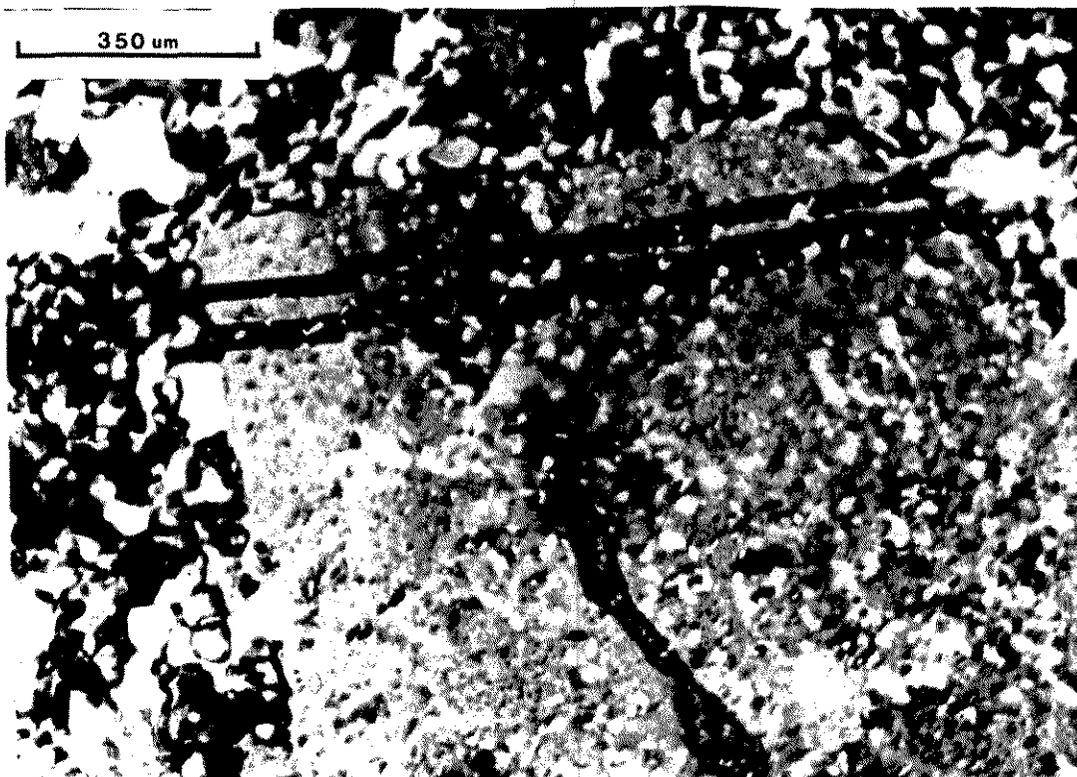


FOTO 9. Cristais de plagioclásios apresentando "kinks" em zonas de menor deformação.

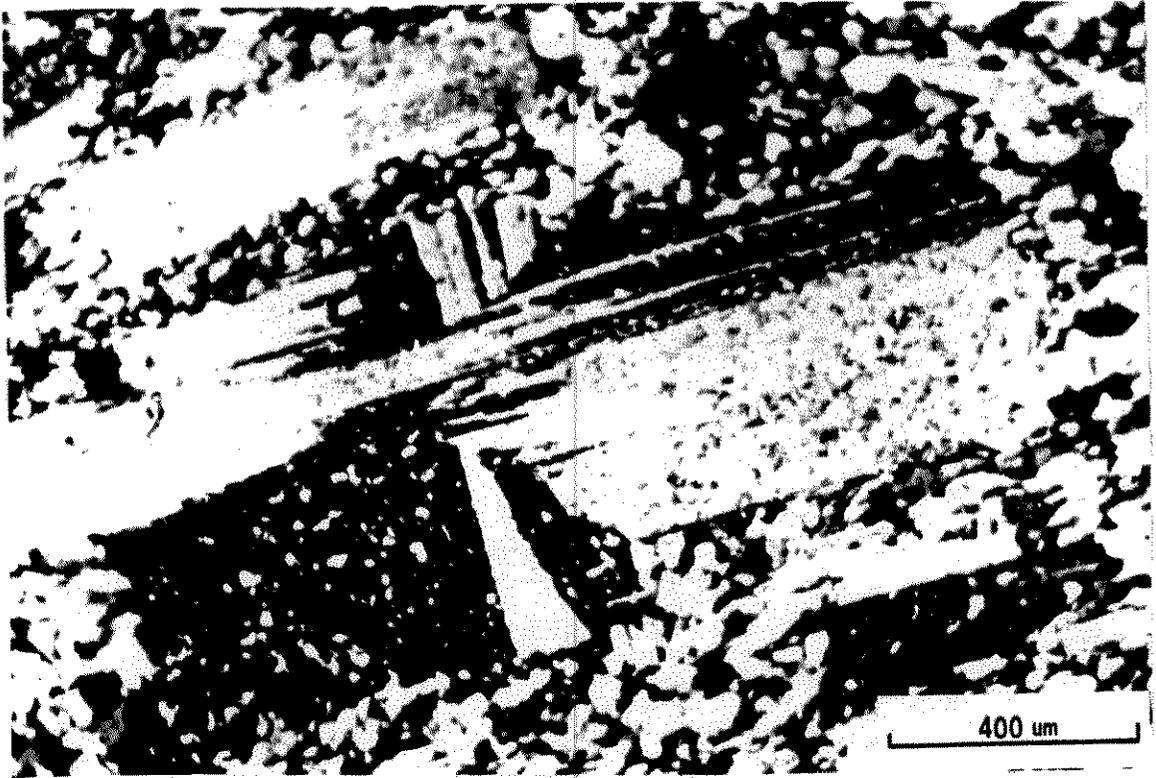


FOTO 10. Geminacões deformacionais complexas acompanhando plagioclásios em zonas de maior deformação.



FOTO 11. Cristal podiforme de feldspato, assimétrico e rompido segundo a lineação de estiramento (corte XZ).

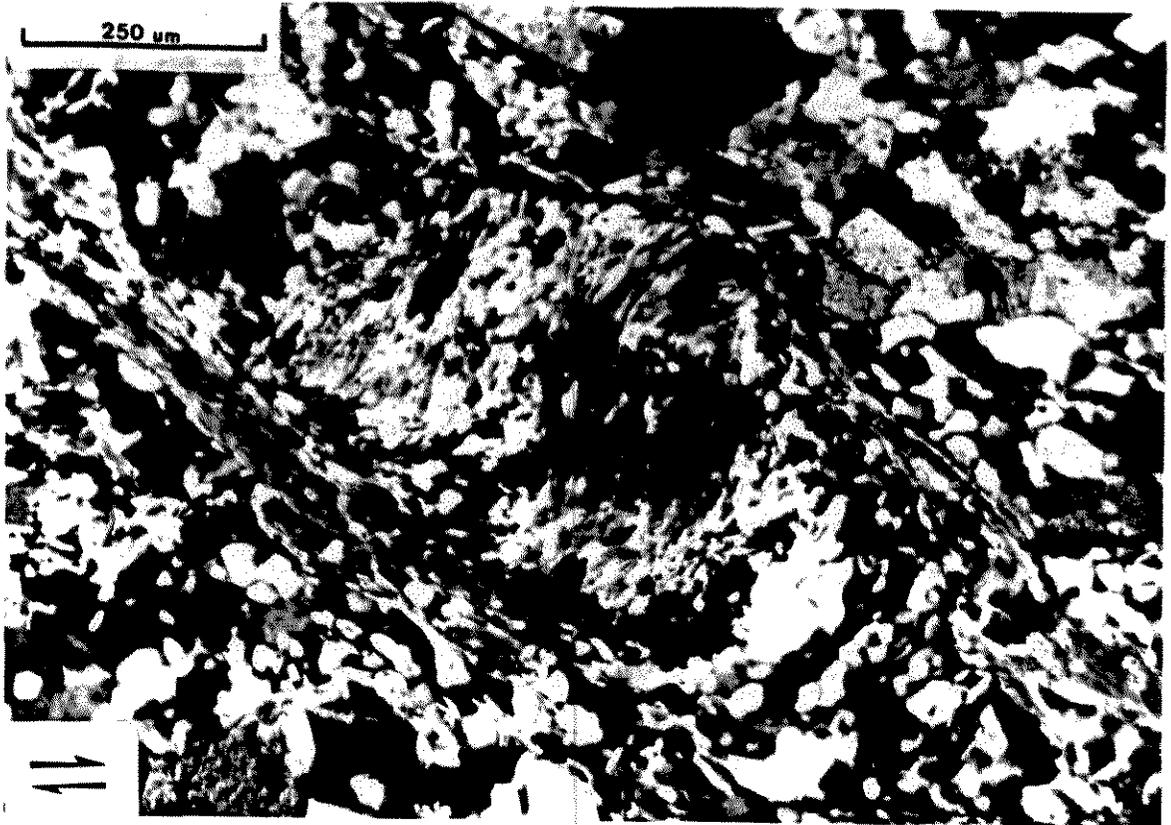


FOTO 12. Plagioclásio totalmente transformado em sericita, exibindo figura de assimetria do tipo delta.

Passchier & Simpson (1986) e Simpson (1986) assumem que as figuras de assimetria tipo delta ocorrem geralmente em rochas de granulometria fina e em ultramilonitos extremamente deformados, onde a taxa de recristalização do fenocristal é baixa em relação à taxa de "strain" cisalhante. Tal condição imposta à geração de estruturas desta natureza confirmam também o posicionamento dos metadacitos em zonas anômalmente mais deformadas.

A partir de um levantamento bibliográfico realizado sobre deformação de rochas quartzo-feldspáticas, destaca-se que:

- 1) Tullis & Yund (1987), apontam que plagioclásios com extinção ondulante necessariamente devem ter sido deformados sob condições

metamórficas de alto grau;

2) Shaocheng & Mainprice (1990) consideram as estreitas geminações afuniladas presentes em plagioclásios, como de origem deformacional e comumente presentes em rochas de alto grau metamórfico;

3) Olesen (1987), analisando a transformação de meta-anortositos em milonitos de alto grau metamórfico, descrevem estruturas dúcteis nos plagioclásios semelhantes às aqui reportadas.

4) Brown & Macaudière (1984), assinalam a partir de estudos experimentais desenvolvidos nos últimos anos, que fraturas e cataclase em plagioclásios podem perdurar até temperaturas de 700 °C; contudo, deformações essencialmente plásticas somente são esperadas em temperaturas mais elevadas.

5) Laurent (1974) apresenta sucessivos estágios de deformação de plagioclásios em função do aumento da temperatura (desde plagioclásios com estruturas frágeis, deformados sob condições metamórficas do facies xistos verdes (estágios 1 e 2), até plagioclásios com feições plásticas, deformados sob condições metamórficas de alto grau (estágios 3 e 4)). Laurent (op.cit.), ainda mostra que em condições de mais alta temperatura e intensa deformação, a pertitização torna-se evidente. Isto vem confirmar as condições de deformação em mais baixa temperatura para os metadacitos do Tinguá, pois não foram identificadas pertitas⁽¹⁾ nos plagioclásios (incomuns em rochas deformadas sob metamorfismo de baixo grau; Spry, 1969).

6) Tullis (1983) estima, a partir de estudos experimentais e comparações com rochas naturalmente deformadas, que a deformação plástica de feldspatos varia muito em função de sua composição, mas que altas temperaturas também são requeridas para deformá-los plasticamente (temperaturas ≤ 550 °C para predominância de fraturamento e, > 550 °C para incidência de processos plásticos).

7) Shaocheng et al. (1988), descrevem estruturas em feldspatos constitutivos dos gnaisses do fácies anfíbolitos, com figuras assimétricas idênticas àquelas observadas nos estágios deformacionais mais avançados dos metadacitos (FOTO 8).

A partir desta síntese bibliográfica, nota-se que todas as estruturas dúcteis descritas para os plagioclásios seriam rotineiras caso o metamorfismo associado à sua geração fosse pelo menos do fácies anfíbolito inferior. Entretanto, como mostra a mineralogia, o metamorfismo não ultrapassou condições do fácies xistos verdes durante a deformação.

Conclue-se portanto, que no caso dos metadacitos do Tinguá, a transformação parcial e/ou total de feldspatos em sericita altera profundamente a natureza da rocha. Quanto mais as rochas são afetadas por fenômenos hidrotermais, maiores transformações minerais ocorrem, e a deformação sofre incrementos significativos em função disto, pois não só o quartzo e carbonatos (sin-tectônicos), mas também os feldspatos passam a acomodar a deformação. Isto foge um pouco aos estudos convencionais efetuados sobre rochas dessa natureza, onde essencialmente o quartzo controla a deformação em milonitos quartzo feldspáticos

(Lister & Snokes, 1984; Simpson, 1985). Conforme a intensidade destes processos agindo concomitantemente, os plagioclásios podem apresentar estruturas equivalentes morfologicamente àquelas descritas em regiões de alto grau metamórfico, muito embora as temperaturas e pressões presentes estejam muito aquém daquelas representativas do fácies anfíbolito e granulito.

Os feldspatos requerem fluidos aquosos para as reações de alteração (Simpson, op.cit.; Janecke e Evans, 1988), o que torna os processos aqui descritos, resultantes de deformação sob condições hidratadas.

A história deformativa destas rochas, portanto, mostra situações onde o comportamento reológico da rocha é função principalmente da intensidade com que são alteradas hidrotermalmente durante o cisalhamento, e não da temperatura que acompanha a deformação.

III.2.5. Unidade Meta-vulcânica Ultramáfica

A Unidade Meta-vulcânica Ultramáfica é constituída por pacotes de rochas ultramáficas, com intercalações esporádicas de rochas de natureza félsica e diversos tipos de sedimentos, entre os quais, quartzitos ferruginosos, metacherts carbonosos e filitos carbonosos piritosos. Uma seção tipo desta unidade pode ser observada na estrada da nova ferrovia, nas bancadas próximo a ponte sobre o córrego Tinguá ou Ogeriza.

As principais rochas presentes nesta exposição são, de sul para norte, quartzo-sericita-xistos; quartzo-sericita-clorita xistos carbonosos e/ou carbonáticos, com intercalações de sedimentos ferruginosos e piritosos; clorita-xistos com feições ígneas parcialmente preservadas (FOTO 13); quartzo-sericita-clorita xistos carbonáticos e/ou carbonosos intercalados a filitos piritosos, e repetições destas rochas ou termos que compreendem mineralogia e textura entre os citados (vide FOTO 14, FOTO15 e Figs. 17 e 18).

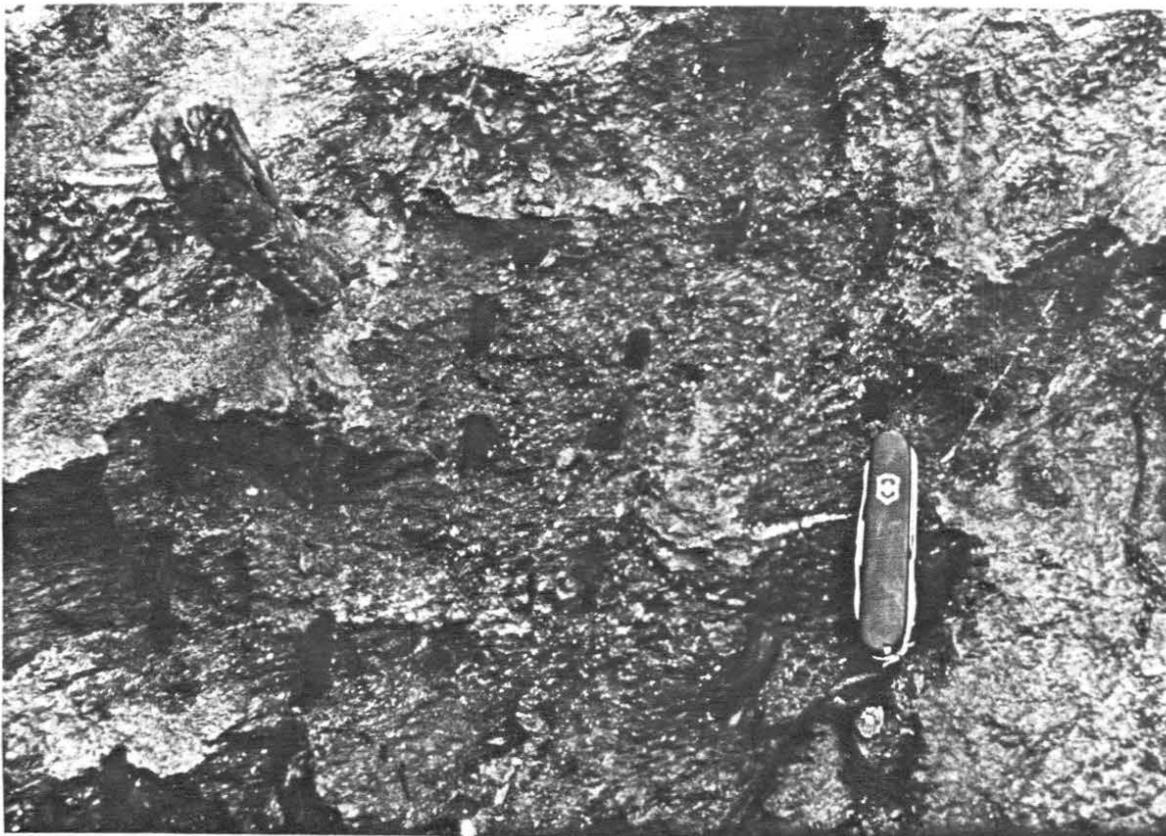


FOTO 13. Estruturas primárias (amígdalas) preservadas nos clorita-xistos presentes na Unidade Meta-vulcânica Ultramáfica.

Analisando-se o perfil estratigráfico, nota-se que os quartzo-clorita-sericita-xistos carbonosos, correspondem a sucessivos níveis relativamente maciços, sem estruturação primária interna, intercalados a típicos meta-sedimentos representados por cherts carbonosos, grauvacas finas e siltitos carbono-piritosos. O conjunto de rochas carbonosas têm sido genericamente descritas como meta-sedimentos carbonáceos (Oliveira, 1986).

Contudo, esses litossomas apresentam estruturação e associação litológica que não se enquadram nos padrões de sequências sedimentares comumente presentes em "greenstone belts" arqueanos (Schrank, 1982). Por outro lado, comparando essa sucessão documentada em Caeté, com as sequências de basaltos komatiíticos do "greenstone-belt" de Piumhi reportadas por Schrank (op.cit.), verifica-se uma situação bastante semelhante quanto a estruturação dos pacotes, ou seja, característica sucessão de derrames (maciços ou com textura spinifex) com intercalação, entre cada derrame, de rochas sedimentares interderrames. A diferença maior é que em Caeté há uma pervasiva alteração hidrotermal superposta às variações litológicas primitivas, o que dificulta uma comparação imediata.

Considerando a estruturação geral destes pacotes, a fácil identificação dos meta-sedimentos inter-traps, e a clara distinção com o arranjo litológico da Unidade Meta-sedimentar

Indivisa opta-se por interpretar parte das rochas carbonosas caracterizadas na área Tinguá como meta-sedimentos (Oliveira, 1986), como uma sucessão de derrames de basaltos komatiíticos milonitizados e alterados devido à circulação de fluidos hidrotermais.

A partir das FOTOS 14 e 15 nota-se também que a presença de carbonatos (porções amareladas), clorita (avermelhada), sericita (rosadas) e carbonosa (porções escuras), não se restringem sempre a contatos específicos, tendo uma distribuição menos regular que aquelas reportada por Phillips (1985) e Vieira (1988), certamente em função da superposição aleatória da intensidade da alteração sobre uma sucessão litológica primária muito heterogênea em composição (de ultrabásica a ultramáfica nos derrames e de básica a silicosa nos sedimentos).

Observam-se ainda nestes cortes, mesodobramentos de eixo subparalelo/paralelo à lineação de estiramento (cf. FOTOS 14 e 15; Figs. 17 e 18), que igualmente são responsáveis pela repetição de litossomas na exposição. As charneiras dessas estruturas situam-se próximo às bancadas superiores, e seus flancos (rompidos ou não) se estendem até a base da bancada inferior (cerca de 100 metros entre a região de charneiras principais e a base das bancadas; vide FOTOS 14 e 15; Figs. 17 e 18).



FOTO 14. Sucessão interpretada como sendo originalmente de derrames de basaltos komatiíticos (clorita-xistos e quartzo-sericita-clorita xistos carbonosos e/ou carbonáticos) com intercalações de sedimentos (meta-grauvacas/siltitos carbonosos e piritosos, metacherts carbonosos/ferruginosos).

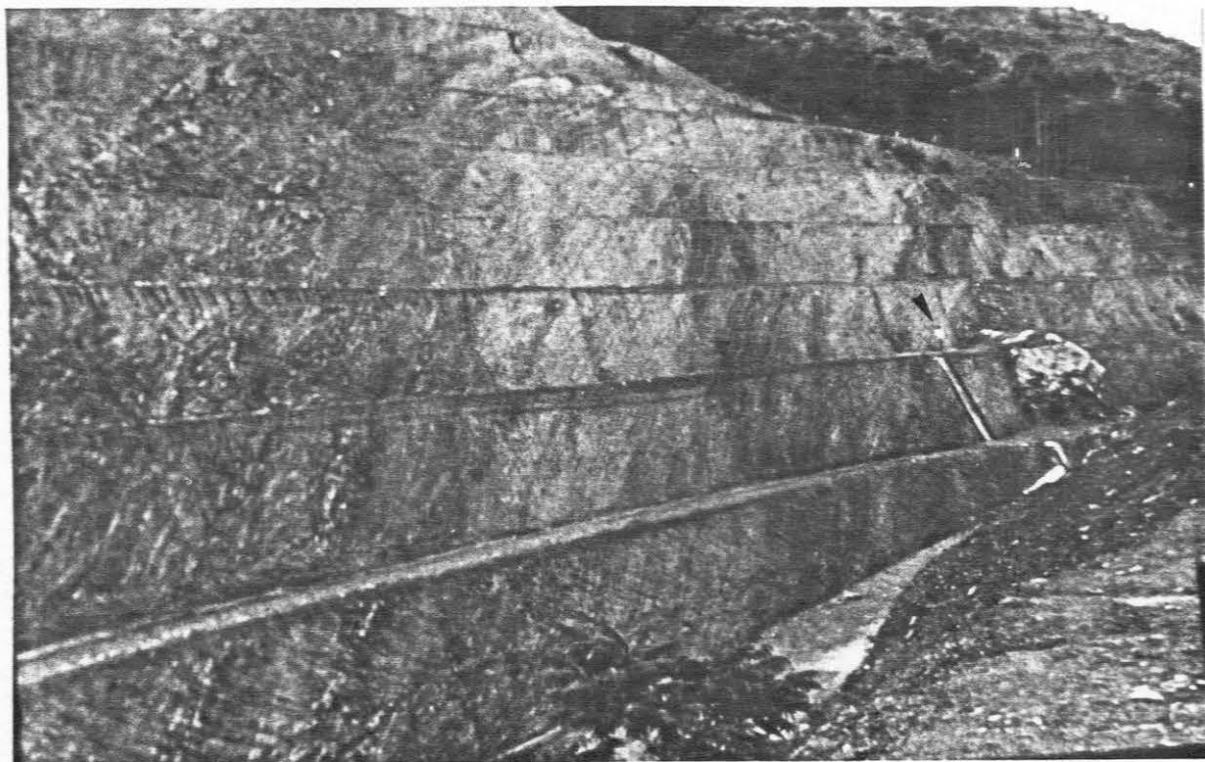


FOTO 15. Continuação da exposição anterior, também evidenciando o empilhamento entre pacotes, da esquerda (sul) para a direita (norte), de clorita-xistos carbonosos ou carbonáticos intercalados com sedimentos piritosos, e clorita-sericita-xistos. Note que os pacotes apresentam-se estruturados segundo mesodobras de eixo "A" (o corte é YZ), cujas amplitudes chegam a alcançar toda a exposição (mais de 80 metros). Vista ligeiramente oblíqua à lineação de estiramento.

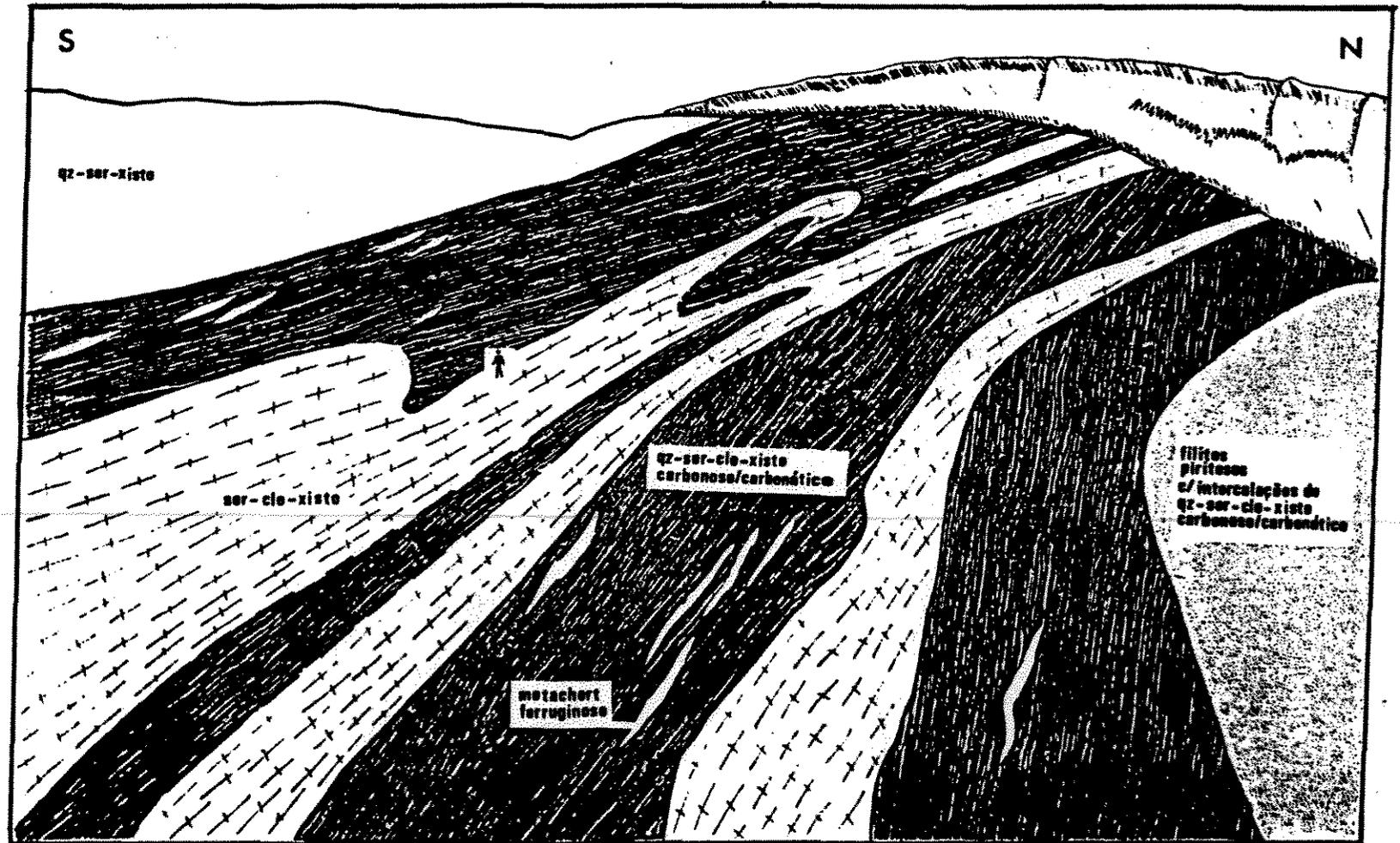


Fig.17 - Representação esquemática da Foto 14.

80

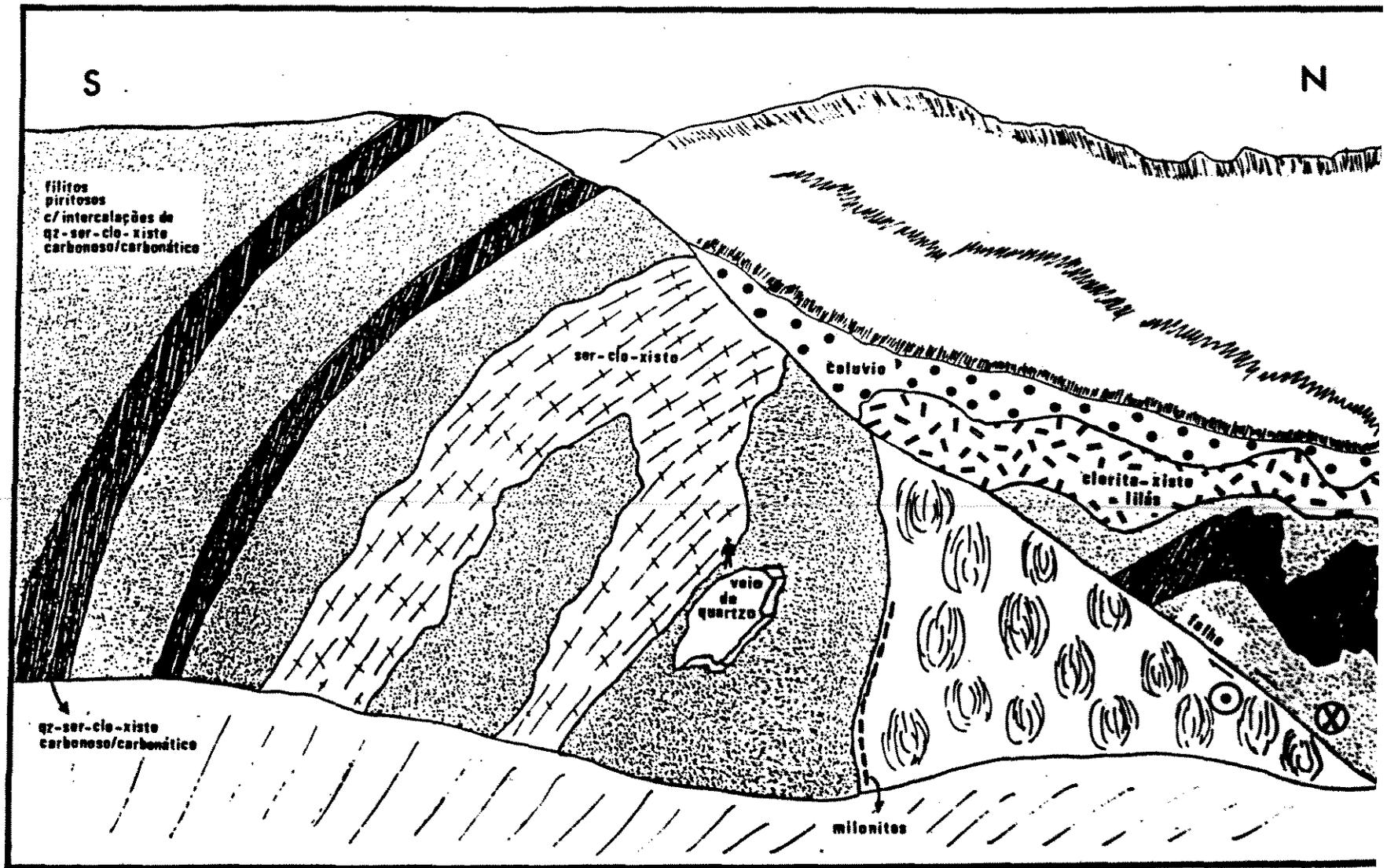


Fig.18 - Representação esquemática da Foto 15..

Finalmente, encontrou-se um "sill" básico, de direção aproximada E-W, encaixado na sequência vulcano-sedimentar na porção N do afloramento (Fig. 18). Esse "sill" tem cerca de 30 m de espessura, apresentando-se milonitizado na sua borda sul (a única aflorante), onde nota-se uma remobilização de carbonatos da rocha encaixante e enriquecimento dos milonitos em manganês. Devido a sua espessura avantajada, a porção central encontra-se praticamente desprovida de deformação, com blocos de rocha preservados do intemperismo apresentando esfoliação esferoidal e texturas bem preservadas. A norte, esse "sill" foi cortado por uma falha oblíqua rúptil-dúctil de direção E-W, responsável pela geração de uma estreita lâmina de filonitos e estrias com direção E-W. Essa falha é interpretada como relacionada à neotectônica descrita no Cráton São Francisco (Saad et al.; 1989), por movimentar conjuntamente porções de colúvio. É também devido a esta falha que pacotes que compreendem a intercalação entre clorita-xistos carbonosos e sedimentos, justapõem-se abruptamente à parede norte do "sill", dando-lhe uma forma em cunha. O reconhecimento destas falhas no "greenstone belt" Rio das Velhas tem grande importância no controle estratigráfico e também na continuidade dos corpos mineralizados. Como mostra a Fig. 18 o falhamento tem um rejeito de aproximadamente 80 metros no corte observado, isto implica em que, se determinada mineralização ocorresse, associada à esses pacotes, certamente desapareceria abruptamente.

A rocha que constitui o referido "sill" junto às porções

menos afetadas pela deformação, apresenta-se em matácões de coloração verde escura. Tem estruturas ígneas ofítica e subofítica preservadas. Os núcleos de pigeonita, rosados, vestigiais a processos generalizados de uralitização, são comumente envolvidos por anfibólios verdes, possivelmente hornblenda (textura corona). Esses piroxênios, devido ao mesmo processo que deu origem às texturas corona, mostram pequenas inclusões de epidoto e plagioclásio.

Os plagioclásios localmente podem atingir proporções de 30% na rocha sendo geralmente bastante alterados por processos de sericitização e saussuritização os quais, entretanto, não chegam a ser suficientemente intensos para apagar as geminações polissintética e/ou Carlsbad primárias.

Palhetas de biotita primária encontram-se muito frequentemente alteradas para minerais do grupo da clorita. Outros minerais normalmente associados à essas rochas são: titanita/leucóxênio, epidoto/clinozoisita, quartzo, carbonato e opacos (magnetita e ilmenita).

A medida que se caminha para a borda milonitizada do "sill" a rocha exhibe uma trama grano-lepidoblástica, ocorrendo uma ligeira intensificação nos fenômenos de cloritização (cloritas geradas às custas da degeneração de anfibólios e biotita) e saussuritização (epidoto, clinozoisita, albita, calcita e sericita formadas pela desestabilização do plagioclásio). A foliação gerada nesses diques é subparalela à

foliação regional (Fig. 18).

Esse "sill" é semelhante deformacional e petrograficamente aos descritos no Espinhaço Meridional (Knauer, 1990), dos quais um foi datado em 906 M.a. (Machado et al., 1989b).

A foliação e a lineação de estiramento levantadas nestes afloramentos e na Unidade como um todo apresentam atitudes constantes, preferencialmente segundo a direção E-W/45° (cf. Figs. 19 e 20).

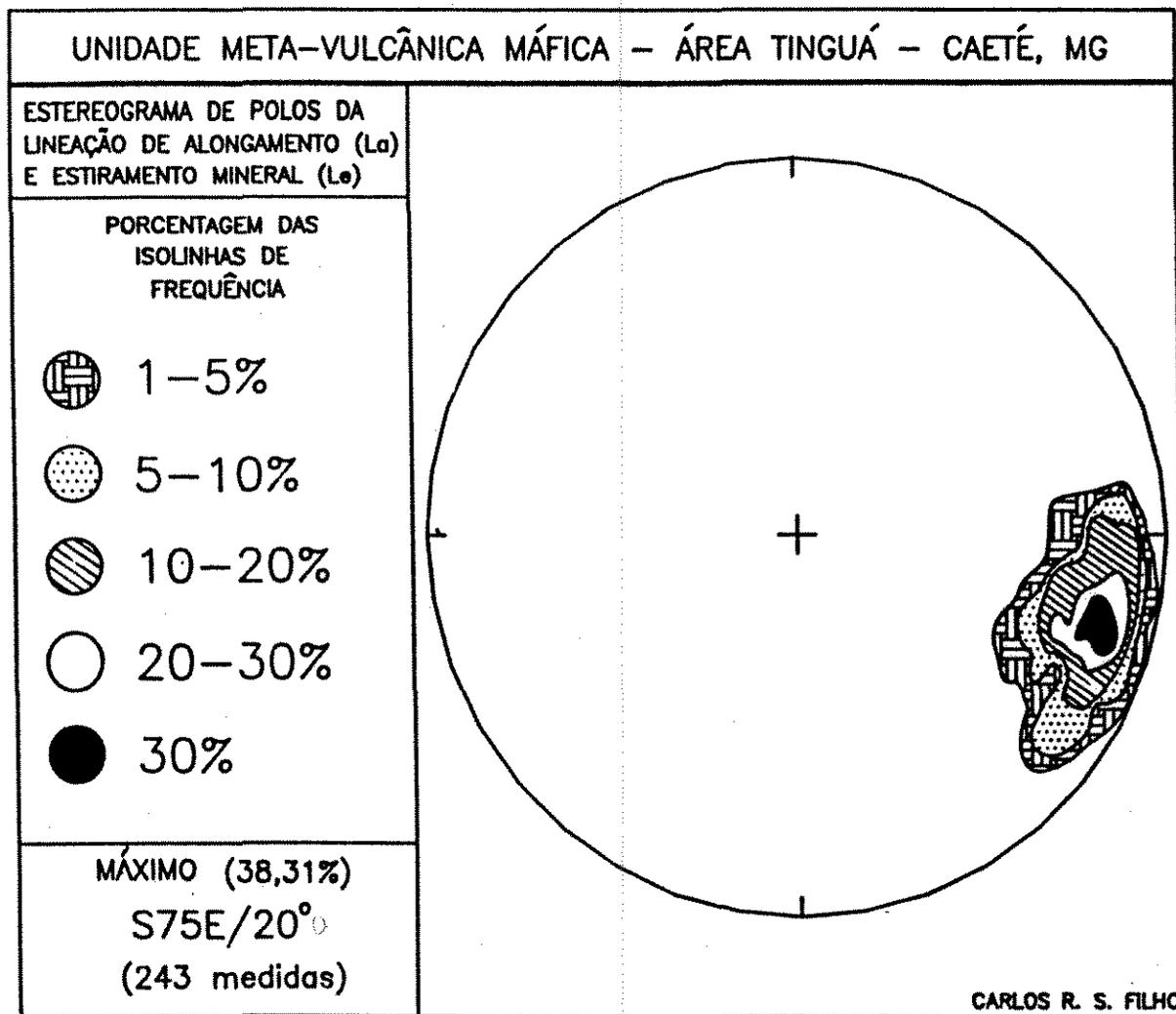


Fig.19 – Diagrama de contôrno de polos da lineação de estiramento mineral presente nas rochas que compõem a Unidade Meta-vulcânica Ultramáfica.

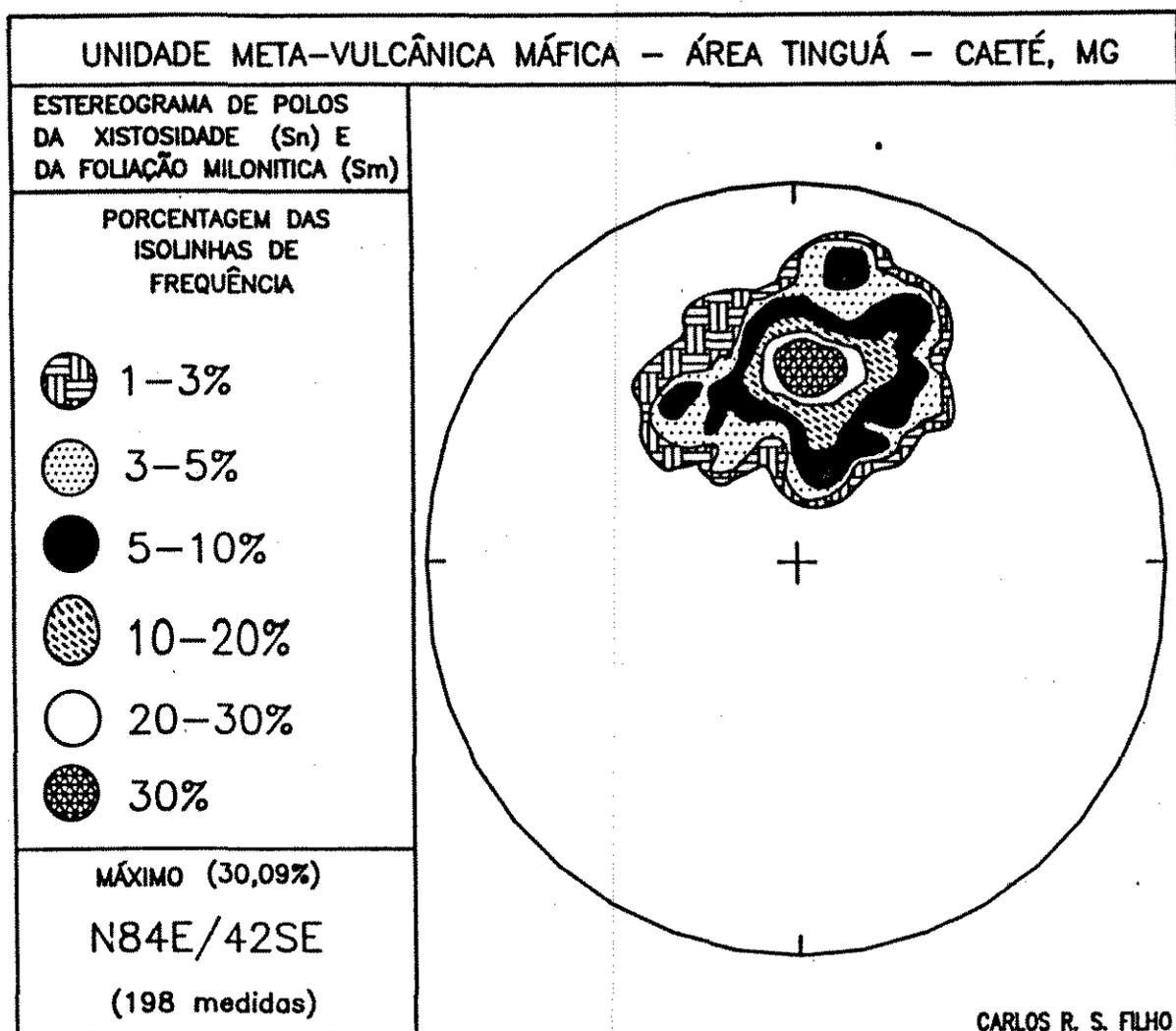


Fig.20 - Diagrama de contôrno de polos da xistosidade e da foliação milonítica presente nas rochas que compõem a Unidade Meta-vulcânica Ultramáfica.

As rochas félsicas presentes nesta unidade somente foram verificadas no alvo Carrapatos, motivo pelo qual não serão aqui abordadas, mas sim no Capítulo IV, quando então esta área específica será tratada em detalhe.

III.2.6. Metamorfismo

Os litotipos descritos para a região do Tinguá, contém paragêneses características de grau metamórfico baixo, do facies xistos verdes.

Esta consideração tem como base as seguintes observações:

Granodiorito - Complexo Caeté

1. o plagioclásio presente nos granodioritos mostram em seu interior agregados de epidoto e sericita, os quais correspondem ao produto de metamorfismo do facies xistos verdes.

2. O processo de triclinização que atinge os ortoclásios indica que este mineral proterógeno que cristaliza-se sob condições de P e T mais elevadas, no sistema monoclinico, sofreu: (1) metamorfismo no facies xistos verdes, e/ou (2) foi transformado para microclina durante o resfriamento do granodiorito. Em cristais totalmente tomados pelo fenômeno de microclinização observa-se ainda intercrescimento pertítico incipiente, formado pela exsolução do componente albitico. Isto provavelmente se deve a um processo de desmistura de fases, uma sódica, outra potássica, como consequência da transição para o sistema triclinico, acompanhando a prevalência de temperaturas menores. A incipiência ou ausência de pertitas é uma característica de rochas deformadas no facies xistos verdes (Spry, 1969).

BLOCO I

Meta-ultramáficas (Unidade Meta-máfica/ultramáfica):

Essas rochas apresentam as seguintes paragêneses:

- > calcita + Mg clorita + talco ± quartzo
- > dolomita + talco + Mg clorita + antigorita
- > talco + tremolita + Mg/Cr clorita + antigorita
- > dolomita + Mg/Cr clorita + antigorita

Essas paragêneses, aliado o fato de que os antigos cumulos de olivina foram pseudomorfizados para minerais do grupo da serpentina, indicam que houve reajuste metamórfico da mineralogia pretérita, formada em condições de P e T mais elevadas, para o facies xistos verdes.

Meta-máficas (Unidade Meta-máfica/ultramáfica):

As seguintes paragêneses metamórficas foram identificadas para as rochas máficas:

- > quartzo + epidoto + plagioclásio + dolomita + Mg-clorita
- > quartzo + epidoto + plagioclásio + tremolita/actinolita + clorita
- > quartzo + dolomita + epidoto + plagioclásio + tremolita/actinolita + Mg/Cr clorita

Aqui também a saussuritização e sericitização dos plagioclásios, a conversão de minerais de ferro e magnésio primários (não identificados) para clorita e tremolita/actinolita, denotam transformações acompanhadas de condições metamórficas de baixo grau.

BLOCO II

Meta-félsicas (Unidade Meta-vulcânica Félsica):

A única paragênese identificada nessas rochas é:

-> sericita + quartzo + oligoclásio ± epidoto,
também típica do metamorfismo de facies xistos verdes.

Meta-sedimentos (Unidade Meta-sedimentar Indivisa):

A mineralogia que normalmente observa-se nos meta-sedimentos varia em proporção, mas não desvia da seguinte paragênese:

-> quartzo + sericita + carbonatos ± clorita,
diagnóstica de sedimentos metamorfisados em baixo grau.

Meta-Ultramáfica (Unidade Meta-vulcânica Ultramáfica):

Rochas ultramáficas, um pouco mais preservadas da deformação, e que exibem texturas primárias reliquiares (FOTO 13), apresentam-se basicamente compostas por clorita, sericita, carbonato e quartzo, também indicando baixo grau metamórfico. Não foi possível estabelecer se esta paragênese é resultado dos produtos de alteração hidrotermal.

"Sill" Meta-gabro Dolerítico

O metamorfismo que atingiu essas rochas, como comprova a mineralogia, não ultrapassa o fácies xistos verdes baixo, resumindo-se as alterações, a produtos de transformações deutéricas acompanhadas de temperaturas muito baixas (uralitização, cloritização de biotitas). A mineralogia primordial destas rochas, diferente do que ocorre com as rochas do "greenstone", mostra-se quase intacta nas porções distantes dos bordos do dique, indicando que sofreram metamorfismo de relativa mais baixa temperatura.

Apesar de não terem sido identificadas na região paragêneses de mais alto grau metamórfico, a literatura sobre o Quadrilátero Ferrífero apresenta dados indicando que pelo menos condições do fácies anfibolito inferior foram atingidas, mesmo que relacionadas à condições de P e T somente locais dentro do metamorfismo regional (cf. Ladeira et al, 1983; Marshak & Alkmin, 1989).

III.2.7. Alterações Hidrotermais Superimpostas ao Metamorfismo Regional

A presença de alterações hidrotermais superimpostas às assembléias geradas pelo metamorfismo regional é bastante evidente na área Tinguá, mas muito aquém das observações realizadas por Vieira (1988), no Distrito de Nova Lima.

As rochas granodioríticas do Complexo de Caeté, à medida que são interceptadas por zonas de maior deformação, mostram perda de potássio, com a rocha transformando-se em quartzo-sericita-xistos esbranquiçados. Os feldspatos alcalinos, que em zonas menos deformadas mostram internamente agregados esparsos de sericita e epidoto, sofrem, nas zonas de maior deformação, transformação para sericita. Titanita, que aparece nas zonas menos deformadas, dá lugar, nessas zonas de maior deformação, a diminutos cristais de rutilo estirados. Calcita, clorita, e intensa silicificação, ausentes nas zonas isotrópicas e menos deformadas, são comumente observadas nas zonas mais deformadas. Essas transformações minerais são diagnósticas de rochas graníticas que sofreram metamorfismo com subsequente alteração hidrotermal (Colvine et al., 1988), durante processos deformacionais progressivos.

As rochas máficas pertencentes à Unidade Meta-máfica/ultramáfica, quando apresentam porções silicificadas (zonas de veios de quartzo), são convertidas em rochas homogêneas compostas a base de quartzo, sericita, carbonato e clorita, denotando transformações mineralógicas que precedem às transformações metamórficas regionais.

As rochas ultramáficas à medida que se tornam mais foliadas, apresentam mudanças mineralógicas. A serpentina que ocupa as porções centrais dos "pods" ilustrados na Fig. 7,

desapareceu nas porções mais foliadas (limites dos "pods"), onde predominam em proporção decrescente: talco, clorita magnésiana, carbonatos e quartzo. Oliveira & Vieira (1987), identificaram, na região de Caeté, clorita-quartzo-dolomitos contendo cristais neoformados de magnetita com núcleos zonados de cromita e sugerem que correspondam a produto de alteração hidrotermal de rocha originalmente ultrabásica. Essas transformações também caracterizam a superimposição de alterações hidrotermais a rochas que sofreram metamorfismo regional.

As rochas félsicas, como já detalhado durante a abordagem microtectônica dos meta-dacitos, também são convertidas em quartzo-sericita-xistos em zonas mais deformadas. Carbonatos, que raramente estão presentes nas porções não deformadas ou pouco deformadas, aparecem frequentemente associados aos L-tectonitos ou aos produtos de ultramilonitização desses tipos félsicos.

As rochas ultramáficas presentes na Unidade Meta-vulcânica Ultramáfica aparecem, praticamente sem exceção, extremamente deformadas e fluidotermalizadas. Processos de carbonatização, sericitização, turmalinização, sulfetação e silificificação são observáveis em todo o domínio. Isto determina porque dificilmente são reconhecidas sua mineralogia e texturas que definitivamente possam comprovar, para todo o conjunto, natureza vulcânica ultramáfica.

Como visto anteriormente, não foram identificadas paragêneses que possam indicar temperaturas de grau superior ao do fácies xistos verdes. Todavia, a observação de: (1) níveis de

grafita nos furos de sondagem, e (2) de assembléias de sulfetos compostas por pirita, arsenopirita e pirrotita, sugerem que houve, pelo menos localmente, temperaturas mais elevadas (Winkler, 1977; Sharp et al. 1985). Curiosamente, essas paragêneses que indicam temperaturas mais elevadas, são assembléias sin-tectônicas, produto de alteração hidrotermal e aparecem em faixas onde comprovadamente a deformação foi mais intensa. Esta indicação, visto ser o metamorfismo regional de baixo grau, sugere a necessidade de uma melhor compreensão, ainda não alcançada, sobre os processos de "shear heating" (Brun & Cobbold, 1980; White et al, 1980).

III.2.8. DISCUSSÕES

As unidades descritas para a região do Tinguá, quando comparadas a colunas padrões estabelecidas para outros "Archean greenstone belts", muito se assemelham quanto aos elementos litológicos constitutivos, muito embora estratigraficamente observem-se diferenças. Isto pode ser constatado pela comparação entre as rochas descritas acima, o mapa da Fig.3 e a coluna da Fig. 21, que representa a estratigrafia padrão estabelecida por Anhauesser & Viljoen (1986) para os "Archean greenstone belts".

	JASPELITOS, BIF's		
vvvvv	VULCANICAS e PIROCLASTICAS (C)	Assembleia Arenitica	GRUPO
TTTTTTTTT	PELITOS		
.....	SUB-GRAUACAS		
	QUARTZITOS		
OOOOOOOOO	CONGLOMERADOS		
	BIF's	Assembleia Argilitica	SEDIMENTAR
vvvvv	VULCANICAS e PIROCLASTICAS (C)		
TTTTTTTTT	"CHERTS"		
.....	GRAUACAS		
OOOOOOOOO	CONGLOMERADOS		
	"CHERTS"		GRUPO "GREENSTONE"
\\ \\ \\	RIOLITOS		
/ / /	RIODACITOS		
///	DACITOS		
////	ANDESITOS		
	PERIDOTITOS e BASALTOS TOLEITICOS (C)		
\\ \\ \\	RIOLITOS e "CHERTS" (C)		
/ / /	RIODACITOS		
///	DACITOS		
////	ANDESITOS		
	PERIDOTITOS e BASALTOS TOLEITICOS (C)		
\\ / /	RIODACITOS, RIOLITOS e "CHERTS" (C)		
///	DACITOS		
////	ANDESITOS		
	BASALTOS TOLEITICOS		
	PERIDOTITOS		
///	DACITOS		
////	ANDESITOS		
	BASALTOS TOLEITICOS	KONATIITOS BASALTICO e PERIDOTITICO	
	PERIDOTITOS		
	KONATIITOS BASALTICO e PERIDOTITICO		
	Na-PORFIROS		
	KONATIITOS BASALTICO e PERIDOTITICO		
	VULCANOCLASTICAS ALUMINOSAS e SILICOSAS		
	BASALTO	KONATIITOS BASALTICO e PERIDOTITICO (C) SEDIMENTOS QUINICOS e VULCANOGENICOS (C)	GRUPO ULTRAMAFICO
	PERIDOTITO		

Fig.21 - Coluna estratigráfica padrão de "Archean greenstone belts (Anhaessler & Viljoen, 1986).

Entretanto, antes de levar adiante a comparação, é necessário colocar alguns pontos sobre a disposição espacial das litologias representadas no mapa da Fig.3:

i) as Unidades Meta-sedimentar Indivisa, Meta-vulcânica Félsica e Meta-vulcânica Ultramáfica apresentam contatos E-W, compatíveis com a foliação e a lineação "strike" de mesma direção. O mapa difere muito daquele apresentado por Oliveira (1986). A principal e mais importante diferença entre os mapas recai sobre a disposição dos pacotes cartografados por aquele autor, os quais mostram contatos aproximadamente N-S, quase que perpendiculares a foliação regional levantada durante esta pesquisa.

ii) a Unidade Meta-máfica/ultramáfica foi cartografada por Dorr (1969), Oliveira (1986) e durante os trabalhos desenvolvidos no presente estudo, e tem direção N-S. Entretanto, diferente do que observa-se no outro domínio de rochas vulcano-sedimentares, apresenta foliações predominantemente orientadas segundo a direção N-S e, localmente, segundo a direção E-W (cf. mapa da Fig.3). Contatos entre estas rochas e os meta-sedimentos a oeste são muito raros, mas, na região de contato, não observa-se feições nítidas de truncamento entre estas unidades. Entretanto, analisando-se a coluna da Fig. 21, nota-se que primordialmente é incomum Unidades com constituintes ultramáficos se sobreponem a Unidades essencialmente sedimentares;

iii) o Complexo Caeté, embora apresente foliações E-W e N-S próximo ao contato com as rochas da Unidade Meta-

máfica/Ultramáfica, exibe em fotos aéreas, uma foliação milonítica de "trend" N-S que acompanha todo o contorno do granodiorito, indicando claramente que essas rochas cavalgaram sobre o conjunto máfico/ultramáfico.

Analisando estes fatos é possível concluir que a Unidade Meta-máfica/ultramáfica, da mesma forma como ocorre com o Complexo Caeté, pode corresponder a um bloco tectônico distinto do conjunto vulcano-sedimentar oeste, e portanto, não deve ser analisada dentro do mesmo cortejo estratigráfico. O fato de compor um bloco tectônico distinto, indica uma omissão neste conjunto máfico-ultramáfico, das rochas pertencentes às sequências superiores da estratigrafia padrão de "Archean greenstone belts" (Fig 21). Com base nessa omissão e no posicionamento tectônico diferenciado da sequência é possível pensar que o limite oeste desta Unidade seja marcado por uma "detachment fault", necessitando trabalhos de detalhe para uma confirmação.

Seguindo esse raciocínio, cronologicamente, fica claro, que as rochas de "trend" constante E-W teriam sido estruturadas previamente ao cavalgamento das rochas de "trend" N-S. Portanto, as rochas que compõem as Unidades Meta-sedimentar Indivisa, Meta-vulcânica Félsica e Meta-vulcânica Ultramáfica, foram enquadradas no denominado Bloco Tectônico I, que corresponde aos terrenos para-autóctones sobre os quais cavalgaram as rochas da Unidade Meta-máfica/ultramáfica e o Complexo Caeté, compreendidas no Bloco Tectônico II. Os indicadores cinemáticos estudados em

ambos os blocos tectônicos, apontam para um transporte tectônico de E para W (cf. critérios utilizados no item III.3.5).

Uma análise sobre as rochas constitutivas do Bloco Tectônico I, permite observar também uma inversão da estratigrafia. Isto pois, da mesma forma como os sedimentos Minas encontram-se invertidos ao norte da área Tinguá (Serra da Piedade/Curral), aqui também os pacotes Rio das Velhas estariam invertidos, se comparados a estratigrafia de Anhaessler & Viljoen (1986).

Os turbiditos são sobrepostos pelos meta-vulcanitos félsicos, que por sua vez, encontram-se sobrepostos pelo conjunto ultramáfico (basaltos komatiíticos).

Assim como para a inversão estratigráfica observada na Serra do Curral as hipóteses formuladas são discutíveis e pouco claras (Alkmin, com.verbal), na região do Tinguá também não é evidente o motivo pelo qual as seqüências encontram-se invertidas. Entretanto, a verificação de meso-dobramentos de eixo "A", presentes em praticamente todas as grandes exposições da área Tinguá, pode estar indicando que dobras de proporções regionais controlam a estratigrafia da região.

Ainda em comparação à coluna de Anhaessler & Viljoen (1986), nota-se que a estratigrafia estabelecida para o Bloco Tectônico I, não apresenta os espessos pacotes de basaltos constitutivos da pilha toleítica, o que poderia sugerir a existência de uma descontinuidade tectônica na região de contato

entre as rochas félsicas e os meta-sedimentos. Entretanto, não existem elementos de campo consistentes para a locação desta falha.

A partir destas constatações e das interpretações propostas para a região Tinguá, a correlação estratigráfica concebida no Capítulo III, entre as diversas colunas propostas para o Grupo Nova Lima e a sequência definida por Oliveira (1986) nesta região, perde seu valor.

III.3 DEFORMAÇÃO

III.3.1. Introdução

Tem-se como objetivo relacionar aqui todo o inventário estrutural obtido em escala meso e microscópica na região Tinguá. É proposta também uma subdivisão das feições em função do domínio estrutural em que foram geradas, possíveis mecanismos que controlam a sua geração e critérios cinemáticos utilizados.

Entretanto, visto as inúmeras abordagens possíveis, torna-se necessário rever algumas noções básicas utilizadas na descrição e interpretação das feições encontradas.

CONCEITO DE ZONA DE CISALHAMENTO

Hobbs et al. (1976) definiram "shear zones" como zonas de alta deformação dúctil, correspondendo a faixas de deformação onde não ocorre perda de coesão através de quebras estruturais

resposta de acordo com o contexto, caso não se de...
ou seja, para...
de o lapso de tempo... de...
discretas. Ramsay (1980) descreve "shear zones" como sendo todas

aquelas estruturas, geradas em instâncias de perda abrupta de volume, variando, quanto à característica, de dominantemente frágil (falhas no senso tradicional) a puramente dúctil.

Arthaud (1987) caracteriza as zonas de cisalhamento como faixas estreitas e alongadas, desenvolvidas essencialmente em regime de cisalhamento simples e que apresentam uma alta taxa de deformação plástica.

Bonnemaison & Marcoux (1987), numa definição mais aplicativa, descrevem as "shear zones" auríferas como sendo estruturas mineralizadas da ordem de quilômetros, inseridas no interior de grandes "corredores tectônicos" (faixas de deslocamentos maiores da crosta terrestre), reativados por longos períodos de tempo. Mais precisamente, segundo aqueles autores, uma zona de cisalhamento aurífera consiste num volume de rochas, de significativas dimensões, afetadas por fenômenos deformantes dúcteis a rúpteis, capazes de gerar rochas xistosas e miloníticas, às quais se associam processos de alteração hidrotermal e mineralizações espacial e volumetricamente limitadas (formas lenticulares ou cilíndricas).

Roberts (1987) define "shear zones" como estruturas regionais, geralmente sub-paralelas à estratigrafia, podendo atingir largura acima de alguns quilômetros e extensão superior a 100 Km. Correspondem a zonas de intenso falhamento e cisalhamento, podendo ser restritas e sub-paralelas uma às

outras, contínuas ou anastomosadas, incluindo "ilhas" de rochas relativamente não deformadas. As feições estruturais dessas zonas indicam que a deformação processou-se principalmente em regime de cisalhamento simples.

Davison & Reinhardt (em prep.) descrevem "shear zones" como zonas planares ou regularmente curvas, de "strain" anormalmente alto. *Red. de novo.*

Park (1989) conceitua "shear zone" como uma zona de deformação dúctil entre dois blocos indeformados que se movimentaram um em relação ao outro.

ORIGEM DE ZONAS DE CISALHAMENTO DÚCTEIS

Admite-se consensualmente que uma zona de cisalhamento (ZC) forma-se a partir de algum tipo de instabilidade crustal, sob regime plástico de deformação vigente (Vauchez, 1987). O seu aparecimento e desenvolvimento decorrem de uma série de fatores que induzem ao amolecimento da rocha (strain softening; Arthaud, 1987). Hasui & Costa (1988) colocam como principais, dentre estes fatores, a existência de anisotropias prévias (cf. contatos litológicos que propiciam deslocamentos diferenciais); concentrações de fluidos, que facilitam movimentos e induzem ou participam de reações de alteração; desenvolvimento ou existência de orientações preferenciais ou defeitos, que facilitam deslocamentos intracristalinos; incidência de cominuição, que facilita os mecanismos de deslizamentos intergranulares e fluxo por difusão, podendo alcançar condições de superplasticidade;

concentração de calor gerado pela própria deformação ("strain heating"), induzindo aumento de ductilidade, entre outros.

Um aspecto geométrico importante das ZC durante a sua geração, refere-se a sua forma de propagação (Fig. 22). Progressivamente podem ocorrer, em todas as escalas (Roberts, 1987), encurvamentos, intersecções e finalmente anastomose das "shears" (Ramsay, 1980), gerando volumes de rocha mais preservados da deformação (Arthaud, 1987). Esta seria uma alternativa possível para a geração de ZC, muito embora discutível (Arthaud, com. verbal).

p. 9. ?

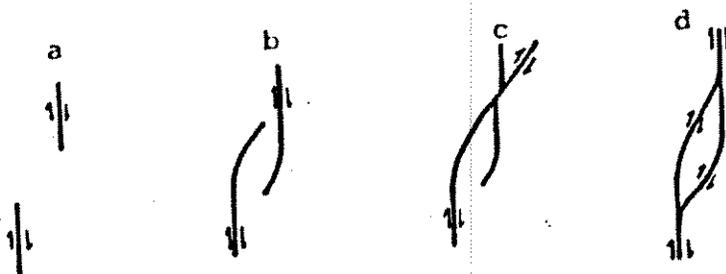


Fig.22 - Propagação de zonas de cisalhamento: (A) aproximação de duas "shears"; (B) encurvamento; (C) intersecção; (D) anastomose. (Ramsay, 1967).

CLASSIFICAÇÃO, EVOLUÇÃO E ROCHAS ASSOCIADAS

Zonas de cisalhamento podem se desenvolver em qualquer regime de "stress": transcorrentes, compressivos, distensivos ou oblíquos (strike-slip, thrust, dip-slip, ou oblique-slip), e comportarão internamente as mesmas estruturas e geometria geral (Coward, et al., 1985). Ramsay (1980) classifica as ZCs em

frágil, frágil-dúctil, dúctil-frágil e dúctil, de acordo com a natureza da zona de máxima deformação e com o deslocamento a que foram submetidas (Fig.23). Num extremo, as ZCs frágeis, marcadas por descontinuidades abruptas, caracterizam-se segundo Sibson (1977) por "gouge" (< 30% de fragmentos) e brechas (> de 30% de fragmentos) de falha, desenvolvidas por microfraturamento coalescente inicial que evolui até um fraturamento generalizado, rotação e plissagem dos fragmentos (fluxo cataclástico). As rochas assim formadas não apresentam orientação preferencial e podem, ou não, apresentar coesão (Arthaud, 1987). Num outro extremo, as ZCs dúcteis são caracterizadas por rochas da série milonítica, onde o mecanismo de deformação é essencialmente plástico (fluxo plástico e superplástico), com a pressão litostática impedindo a abertura e propagação de microfraturas (Arthaud, op.cit.). As ZCs de comportamento deformacional intermediário entre os domínios frágil e dúctil, segundo Sibson (1977) e Ramsay (1980), caracterizam-se pela presença de produtos gerados por fluxo plástico e formação de algumas descontinuidades (fraturas sigmoidais, falhas de arrasto).

A separação de comportamentos dúctil e rúptil é válida em termos gerais, mas tem certo cunho artificial, pois existem em pacotes deformados, estruturas que evidenciam a transição entre esses comportamentos, ou mesmo feições que foram geradas simultaneamente por processos dúcteis e rúpteis (Hasui & Costa, 1988).

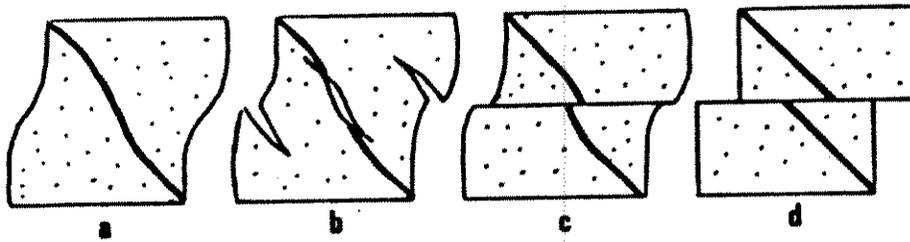


Fig.23 - Classificação de "shear zones": (a) dúctil; (b) dúctil-rúptil; (c) rüptil-ductil; (d) rüptil. (Ramsay, 1980).

Segundo Davison & Reinhardt (em prep.), existem exemplos de ZCs formadas inicialmente em regime dúctil-rúptil e progressivamente deformadas em regime rüptil. De outra forma, salientam Davison & Reinhardt (op.cit), também existem exemplos de ZCs exibindo evidências de deformação rüptil e dúctil recorrentes, desenvolvidas em diferentes épocas do evento cisalhante (superposições com subseqüentes destruições dos "fabrics" gerados). É possível, que a reprise de uma deformação dúctil, subseqüente a uma deformação em regime rüptil, seja consequência da introdução de fluidos desencadeada no regime de ruptura (cf. bombeamento sísmico e fraturamento hidráulico; Sibson, 1981, 1989).

De acordo com Sibson (1977), as rochas, quando submetidas a um campo de esforços dirigidos, sob condições de baixa temperatura e pressão, respondem de modo rüptil, gerando uma estrutura aleatória devido a mecanismos de fraturamento e quebra. À medida que aumenta a profundidade, crescem também as condições

de temperatura e pressão, acompanhada por aumento de plasticidade. Portanto, é de se esperar que os cataclasitos vão caracterizar zonas de cisalhamento desenvolvidas em níveis crustais rasos, justamente quando a zona de deformação se estreita e a taxa de "strain" e o "strain" finito aumentam (Sibson, op. cit.), caracterizando falhas. Essas falhas passam, de forma gradual, para zonas de cisalhamento dúcteis em níveis crustais profundos (Fig.24).

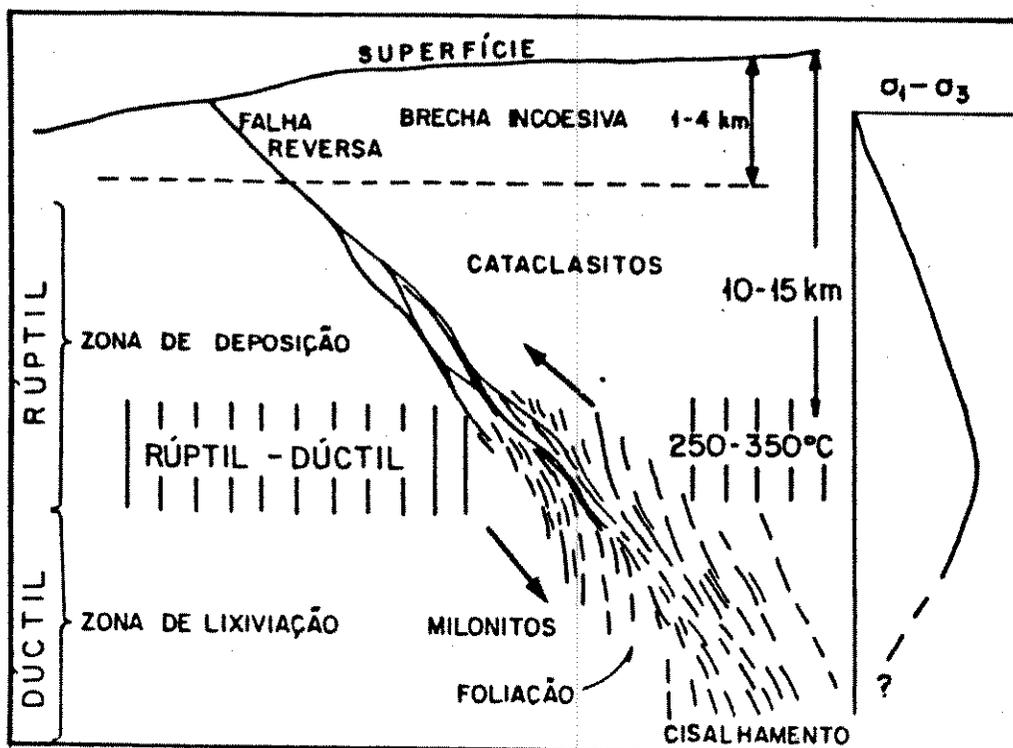


Fig.24 - Regimes de deformação e rochas associadas em função da profundidade (Sibson, 1977, apud Davison & Reinhardt, em prep.).

A profundidade onde a deformação dúctil inicia-se, é provavelmente controlada pela profundidade onde o quartzo começa a se deformar plasticamente (Davison & Reinhardt, em prep.).

Sibson (op. cit.), a partir de dados compilados de estudos experimentais, indica que a deformação dúctil do quartzo começa a partir do intervalo entre 250°-350 °C, o que implica numa transição rúptil-dúctil entre 10-15 km de profundidade (Fig.24). Esta transição pode ocorrer como consequência do aumento da competência das rochas envolvidas (devido a alteração hidrotermal, por exemplo), aumento do "strain rate", aumento da pressão de poros (pressão de fluidos) na "shear" (quando esta excede o stress mínimo de confinamento e o limite de resistência e tenacidade da rocha), ausência de fluido, grau geotérmico, condições crustais locais, etc (Burnsall, 1989; Hasui & Costa, 1988; Coward et al., 1985).

Existem atualmente duas importantes classificações para as rochas de falha. Uma mais antiga, proposta por Sibson (1977), baseia-se no aspecto foliado ou não das rochas, na sua coesão e na proporção matriz/fragmentos (Tabela 4) e, uma mais recente, proposta por Wise et al (1984), levando em conta a taxa de deformação e recuperação apresentadas pela rochas de falha.

Davis (1984), apresenta uma classificação para rochas deformadas, muito utilizada na análise geométrica de zonas de cisalhamento. Segundo aquele autor, as rochas podem ser enquadradas como:

1. S-tectonitos -> rocha com deformação marcada pelo desenvolvimento de uma foliação pronunciada, forte achatamento de grãos, e caracterizada por elipsóide de deformação oblato;

2. L-tectonitos -> rocha com deformação marcada pelo desenvolvimento de uma penetrativa lineação, forte estiramento, e caracterizada por elipsóide de deformação prolato;

3. LS ou SL-tectonitos -> rocha com deformação marcada pelo desenvolvimento de foliações e lineações, com estiramento e achatamento intermediários.

ROCHA	NÃO FOLIADA	FOLIADA	
INCOESA	Brecha de Falha (frag. > 30%)		
	"Gouge" de Falha (frag. < 30%)		
COESA	Pseudotaquillito		MATRIZ (proporção)
	Brecha esmagada (frag. > 0.5 cm)		
	Brecha fina esm. (0.1 < frag. < 0.5)		0-10%
	Microbrecha esm. (frag. < 0.1 cm)		
	Protocataclasto	Protomilonito	10-50%
Cataclasto	Milonito	* * *	50-80%
Ultracataclasto	Ultramilonito	* * *	80-100%

* Campo dos Filonitos

▼ Aumento da magnitude da deformação

Tabela 4. Classificação de rochas de falha (Sibson, 1977).

De acordo com Vauchez (1987), os milonitos são rochas diagnósticas de uma ZC. Caracterizam-se por altas taxas de recristalização e redução do tamanho dos grãos devido a mecanismos de deformação plástica (Vauchez, op. cit). Esse fenômeno tende a reduzir a granulometria da rocha até uma massa significativamente fina. Apresentam-se tipicamente laminados, mesmo em rochas que não apresentam acamamento ou possuem acamamento pouco diferenciado (Hasui & Costa, 1988).

As rochas miloníticas ainda são marcadas por uma conspícua lineação de estiramento, que materializa o eixo "X" do elipsóide de "strain" finito (Ramsay, 1980). A foliação nas rochas da série milonítica (Sibson, 1977), podem ser descritas como xistosidade caso exista quantidade suficiente de minerais placóides subparalelamente orientados (Bursnall, 1989). O termo filonito tem sido utilizado na descrição de rochas miloníticas de aparência filítica, comumente associadas a efeitos retrógrados (Bursnall, op.cit.). (Knopf, Elton - 79...)

As lineações e foliações planares dúcteis, respectivamente definidas em teoria por minerais alinhados paralelamente ao eixo de estiramento máximo ("X") e, tectonicamente induzidos num plano que contém os eixos de estiramento máximo e intermediário ("X" e "Y"), serão produzidos durante a recristalização metamórfica (Ramsay, 1980; Arthaud, 1987; Davison & Reinhardt, em prep.). Comumente a geração da

foliação inicia-se oblíqua a ZC (aproximadamente 45° graus), sendo rotada em direção a mesma durante a deformação progressiva (Ramsay, 1980). Isto produzirá um padrão de foliação sigmoidal devido a intensificação da magnitude do "strain" no centro da "shear", em detrimento das partes marginais (Roberts, 1987; Fig.25). Como a lineação mineral cresce no plano da foliação, paralela à direção de extensão máxima no interior deste plano, ela não será exatamente paralela ao vetor de movimento da ZC, exceto a taxas elevadas de "strain", quando então o cisalhamento progressivo conduz a intensificação dos fabrics planares e lineares (foliações e lineações) e a mudanças em sua orientação devido a rotação (Ramsay, 1980).

A deformação, no interior das ZC, comumente tem distribuição descontínua (Arthaud, 1987), com variações bruscas da taxa de deformação, incorrendo na passagem de faixas ou lentes de protólito razoavelmente preservados em estado de baixo "strain", para zonas ou envoltórias de alto "strain" (consequência do "strain softening"). As "shear zones" também apresentam uma deformação normalmente heterogênea, com aumento progressivo da taxa de deformação da zona não deformada até a zona de máxima deformação (Arthaud, 1987; Roberts, 1987; Fig.25). Fabricos planares oblíquos ao plano da shear principal e externos à zona de alto "strain" são defletidos e serão preservados em blocos menos deformados (superfícies S), enquanto

que progressivamente desenvolver-se-á uma intensa foliação subparalela ao plano principal da "shear" (superfícies C), limitando estas lentes (Roberts, 1987; Bursnall, 1989; Figs. 25 e 26). Lister & Snoke (1984) demonstram que ambas as superfícies podem ser geradas, sincronicamente, num mesmo evento deformacional. Geralmente o ângulo entre os planos S e C varia de 10° a 15° (Arthaud, 1987). Com taxas de deformação muito elevadas, os planos S e C tenderiam ao paralelismo, e poderiam surgir então, os planos C', compatíveis com o sentido geral do cisalhamento. Esses planos C' correspondem a feições presentes em rochas mais deformadas relativamente àquelas portadoras de planos C, e possivelmente têm sua causa atribuída a problemas de simetria, estabilidade ou bloqueios ocorridos durante a paralelização dos planos S e C (Arthaud, 1987). Arthaud (com. verbal), a partir de estudos recentes realizados no Ceará, tem postulado que os planos C não se materializam acima de 20° , e que portanto, muitas relações admitidas como S-C de alto ângulo, correspondem na realidade à conjugação entre planos S-C paralelizados e C'. Conseqüentemente, muitas porções de ZC interpretadas como de baixa deformação relativa (presença de planos S-C de alto ângulo), devem compor (sensu Arthaud) às faixas de mais alto "strain" da ZC.

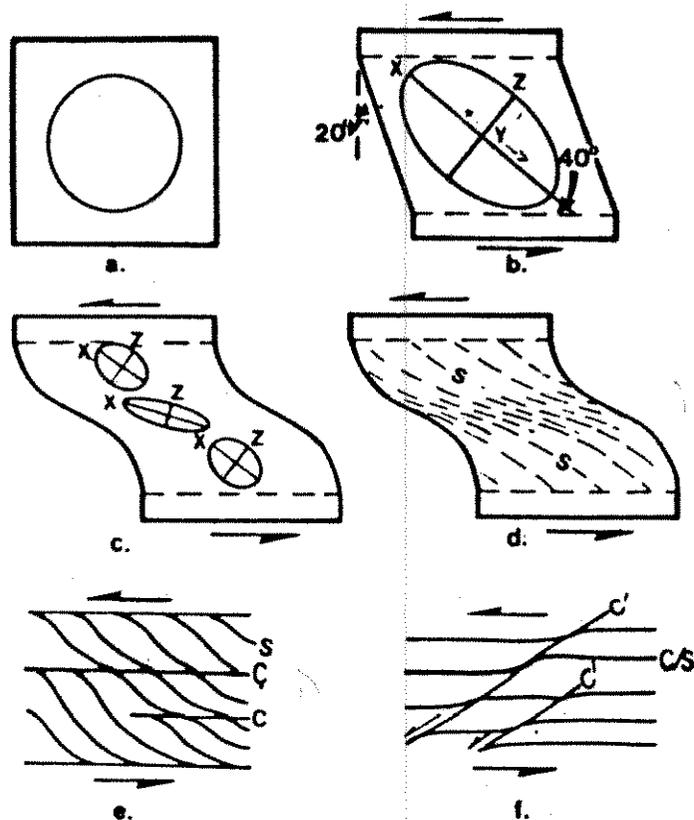


Fig.25- Desenvolvimento e comportamento de "fabrics" em uma zona de cisalhamento dúctil sinistral, não-coaxial, desenvolvida em condições de deformação contínua (sem ruptura) e, em regime de cisalhamento simples, heterogêneo.

- (a) estado indeformado.
- (b) deformado por cisalhamento simples homogêneo. Uma foliação penetrativa forma-se no plano X-Y do elipsóide de deformação (plano de achatamento de matéria).
- (c) variação da orientação e forma do elipsóide de deformação através da ZC.
- (d) variação da atitude e intensidade da foliação e lineação desenvolvidas nos planos de achatamento do elipsóide de deformação.
- (e) desenvolvimento das superfícies C (Berthé et al., 1979), em planos paralelos aos limites da "shear zone". S é rotada em direção à superfície C.
- (f) desenvolvimento das "shear bands" extensionais C' (White et al, 1980); esta foliação atravessa a foliação C em zonas de maior deformação.

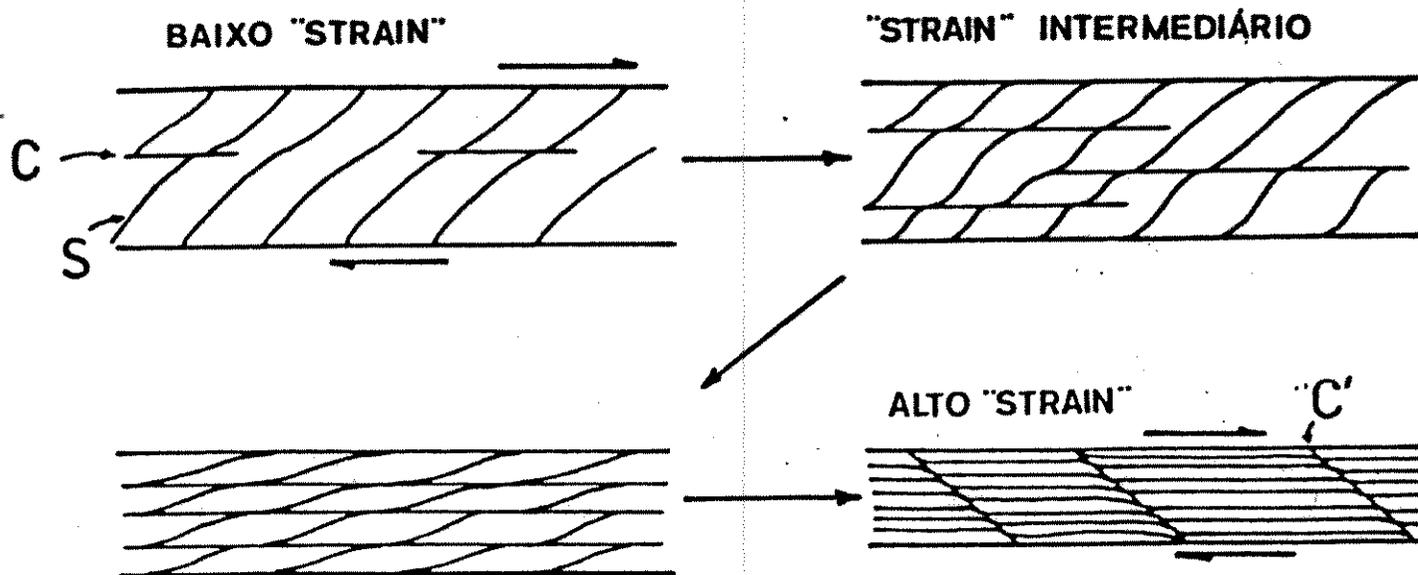


Fig.26 - Desenvolvimento progressivo de estruturas S-C e C' em uma zona de cisalhamento dextral (apud Bursnall, 1989).

Zonas progressivamente deformadas podem conter xistosidades dobradas (Hasui & Costa, 1988). As dobras podem ser inicialmente geradas com orientações variáveis, ou com suas charneiras dispostas perpendicularmente à direção de transporte e planos axiais fazendo altos ângulos com a direção da shear (Davison & Reinhardt, em prep.). Taxas de deformação extremamente altas são necessárias para rotacionar eixos de dobras a posições paralelas à direção do movimento (Cobbold & Quinquis, 1980); nestes casos a lineação de estiramento mineral e eixos de dobras serão paralelos (Arthaud, 1987; Fig.27). Se altas taxas de "strain" variam heterogeneamente através de uma ZC, dobras com charneiras curvas e alongadas paralelamente ao eixo de estiramento "X" podem ser geradas, as quais denominam-se "sheath

“folds” (Cobbold & Quinquis, op. cit.). Também podem existir em ZCs dobras geradas inicialmente paralelas ao eixo “X” do elipsóide de deformação (Lacassin, 1984, Bell & Hammond, 1984).

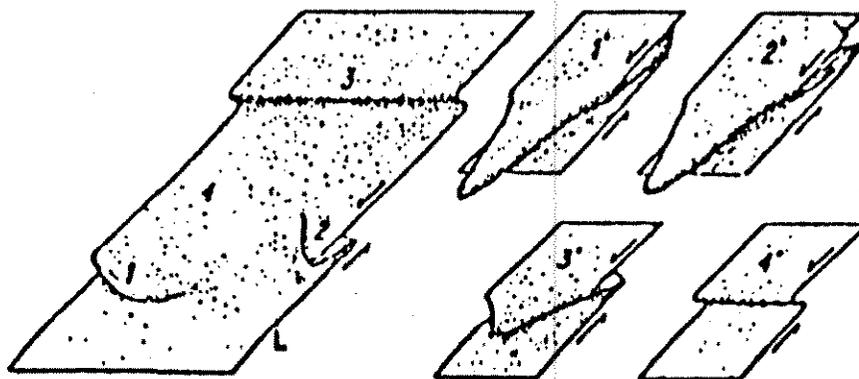


Fig.27 - Evolução de dobras em zonas de cisalhamento (Arthaud, 1987).

III.3.2. Inventário Estrutural da área Tinguá

Como visto no Capítulo II, alguns autores propõem a existência e superposição de pelo menos dois eventos deformacionais no Quadrilátero Ferrífero, um Transamazônico e outro Brasileiro.

Contudo, é muito difícil traçarmos considerações consistentes de que determinada estrutura pertença a qualquer um dos dois eventos deformacionais. Isto ocorre pois, tanto durante a orogênese Transamazônica quanto durante a orogênese Brasileira, as estruturas tectônicas foram geradas dentro de um

campo tensorial coaxial, onde os vetores tectônicos permaneceram sensivelmente constantes dentro do intervalo de tempo ocupado por cada um desses eventos (Souza Fo et al, 1989b; Chemale Jr. et al, 1990; Oliveira & Teixeira, 1990).

Na atualidade, dificilmente têm aparecido trabalhos que não consideram, para qualquer tipo de deformação, um caráter progressivo (mesmo em regimes rúpteis, Sibson, 1975, 1982, 1986). Dadas as características de uma deformação progressiva, pode-se distinguir, para um mesmo evento, uma ou diversas fases de deformação, à medida que constata-se superimposição ou mesmo obliteração parcial de estruturas produzidas por um mesmo campo de vetores tectônicos. Como o campo de vetores atuantes em ambas as orogêneses detectadas no Quadrilátero Ferrífero foram coaxiais (Alkmin et al, 1988; Oliveira & Teixeira, 1990), e vistas as propriedades descritas para uma deformação progressiva (Arthaud, 1987), muito do que se supõe como interferência da deformação Brasileira sobre estruturas geradas à época do Transamazônico, podem ser também interpretadas como feições associadas a uma deformação progressiva devido a um único campo de esforços.

Levando-se em conta tais considerações, em escala de afloramento foram individualizados três famílias de estruturas tectônicas, ambas coerentes com um mesmo campo de esforços.

A primeira família de estruturas compreende: a xistosidade, a foliação milonítica (superfícies C), as superfícies C', a lineação de alongamento e estiramento mineral, a lineação de crenulação "X", as dobras assimétricas e as "sheath folds".

A estrutura tectônica mais evidente e de distribuição regular na área Tinguá, é a xistosidade (S_n), penetrativa e responsável pela reorientação de matéria em todas as escalas. É marcada por intensa orientação planar a curvilinear de minerais tabulares e superfície de achatamento de agregados de quartzo e feldspatos. A observação ao microscópio revela que na geração dessa estrutura operaram fenômenos sintectônicos de cominuição, recristalização e neomineralização a partir de minerais pré-existentes.

A superfície S_n corresponde ao plano X-Y do elipsóide de de "strain" finito, materializando o plano de achatamento de matéria (perpendicular a Z). Este plano XY apresenta uma orientação variável em função da intensidade do cisalhamento.

Nas zonas onde ocorre um incremento da deformação, a xistosidade evolui para uma foliação milonítica dúctil (S_m), onde podem ser observadas as superfícies S_n -C de Berthé et al. (1979). Os planos C que desenvolvem-se nessas zonas onde a deformação é mais intensa, correspondem a superfícies de cisalhamento discretas, definidas geralmente por estreitas zonas de grãos recristalizados de quartzo e alinhamento de

filossilicatos. Esses planos, responsabilizam-se pelo aspecto sigmoidal de S_n , que ao contrário, é resultado da deformação de objetos pré-existentes.

Em faixas anômala^{mente} mais deformadas as superfícies S_n -C, que geralmente mostram-se com ângulos que variam ente 10° a 20° , tendem ao paralelismo ou muitas vezes encontram-se paralelizadas. Em faixas onde observa-se essa variação a interpretação da magnitude da deformação que atinge as rochas é bastante simples.

Entretanto, comumente, é difícil a distinção entre zonas mais e menos deformadas, pois pressume-se que faixas de intenso cisalhamento sejam acompanhadas de paralelismo e transposição generalizada dos elementos (Arthaud, 1987). Neste caso, o "fabric" geral da rocha pode corresponder a uma intensa foliação de fluxo dúctil, o que levaria a confusões com a xistosidade S_n . Myers (1978) ilustra o desenvolvimento de típicos "aleitamentos tectônicos", onde a rotação e deslocamentos de faixas, fragmentos ou lentes de rochas, mesmo de diferentes composições, submetidas a altas magnitudes de "strain" não coaxial, conduzem a casos de extremo paralelismo, gerando um bandamento uniforme com o crescimento da deformação. Deste fenômeno resulta muitas vezes a dificuldade de caracterização da magnitude do "strain" relativo presente nas rochas da área Tinguá.

Uma foliação adicional, correspondente aos planos C' ou clivagem extensional (sensu Platt & Vissers, 1980; White et al., 1980), pode ser observada em porções onde os planos S_n -C tendem

ao paralelismo. São definidas por alinhamento de filossilicatos e diminutos grãos recristalizados de quartzo. Nas bancadas e furos de sonda que cortam o domínio máfico pertencente ao BLOCO TECTÔNICO I é comum a observação de uma íntima associação entre "échelon gashes", veios de quartzo e essas estruturas C' extensionais.

Desenvolvido sobre as superfícies da xistosidade (Sn) e da foliação milonítica (Sm), encontra-se um conspicuo "fabric" linear, genericamente denominado lineação de alongamento mineral (L_a), muitas vezes evidenciado pelo estiramento de quartzo, grafita, feldspato, carbonatos (barras ou "ribbons"), "stringers" de sericita e sulfetos (FOTO 16 e 17).

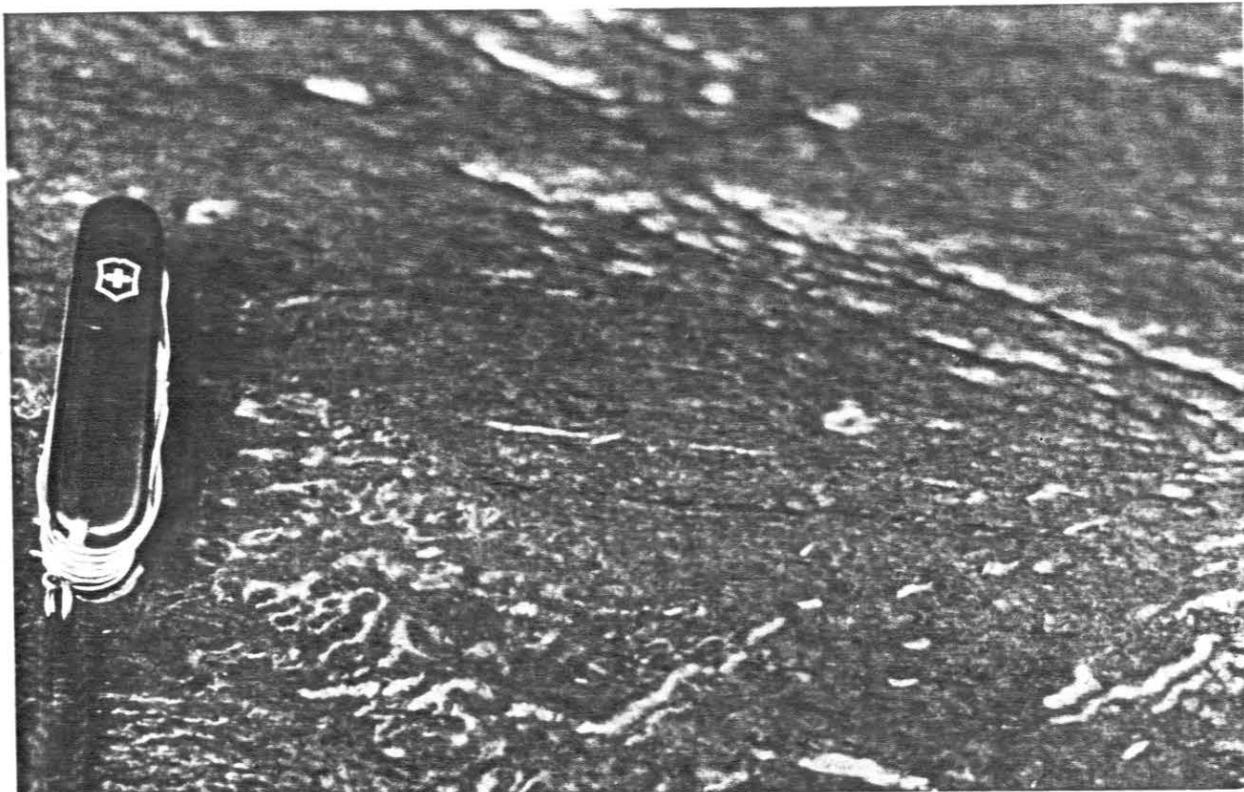


FOTO 16. Lineação marcada pelo estiramento de quartzo, sericita e grafita.

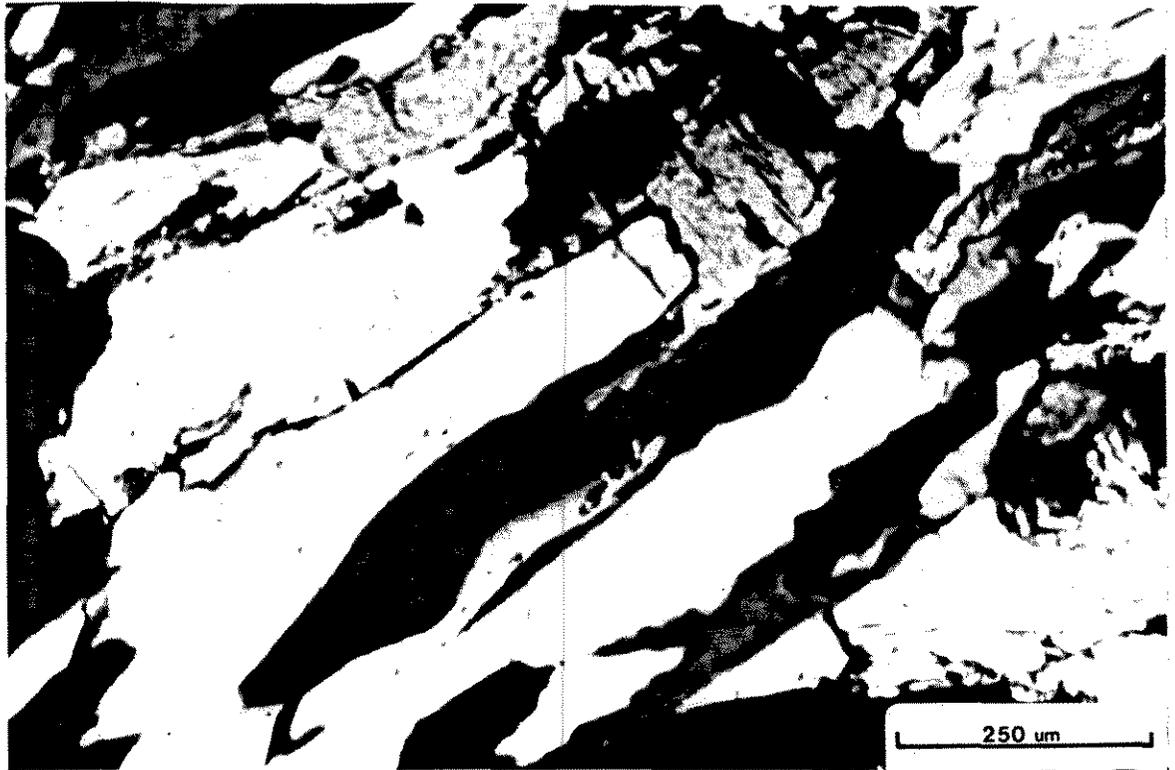


FOTO 17. Fotomicrografia exibindo "ribbons" de quartzo e carbonatos estirados

A lineação de alongamento e estiramento mineral (L_a), aparece mais ou menos evidenciada em função da natureza das rochas afetadas pela deformação. Nos metapelitos e nas ultramáficas, é pouco nítida, sendo marcada, respectivamente, pelo alongamento de sericita e carbonatos, e pelo alongamento de nódulos de clorita, serpentina e talco. Nas rochas félsicas a L_a , aparece sempre muito penetrativa, exibindo feições de estiramento (plagioclásio, quartzo e sericita). Nas rochas ultramáficas pertencentes ao Bloco Tectônico I, esta feição encontra-se relacionada ao estiramento de: i) minerais metamórficos a exemplo

do quartzo, que sofre redução, recristalização e estiramento gradativo; ii) blastos de turmalina e arsenopirita gerados pela alteração hidrotermal sin-milonítica, que crescem e são estirados paralelamente ao eixo "X" do elipsóide de deformação finita.

Estes minerais sin-tectônicos apresentam algumas características importantes. As turmalinas, mostram cataclase perpendicular ao eixo de maior alongamento, sugerindo que sofreram constricção segundo "X". As arsenopiritas, por sua vez, podem exibir formas aciculares, hábito totalmente atípico para este mineral (Foster, com.verbal). Chegam a alcançar relações entre superfícies contidas nos planos "XZ" e "YZ", superiores a 10:1 e também apresentam cataclase perpendicular a "X". Esse crescimento e estiramento segundo a lineação de estiramento, ao que parece, determina transformações em suas propriedades óticas. Seções contidas no plano "YZ" mostram-se óticamente isotrópicas, o que foge à forte anisotropia caracteristicamente apresentada pela arsenopirita.

Uma outra feição linear evidente na área Tinguá corresponde a uma lineação de crenulação (Lc_1), paralela a direção da lineação de alongamento e estiramento (L_a) e, normalmente relacionada a zonas de maior deformação.

Lineações de crenulação comumente são descritas na região do Quadrilátero Ferrífero dispostas perpendicularmente ou sub-perpendicularmente à lineação de estiramento (Alkmin et

al, 1988), o que torna a observação da mesma tipologia de crenulações paralelas a L_2 um fato incomun. Muito embora a observação de crenulações "X" não tenham sido documentadas em trabalhos anteriores na região, Lacassin (1984), traz uma enorme compilação sobre áreas portadoras deste mesmo tipo de estrutura. Knauer (1990), também identifica essas crenulações "X", com mesma orientação, na Cordilheira do Espinhaço.

O significado desta crenulação e hipóteses sobre sua geração são temas controvertidos, pois podem significar uma fase de deformação tardia ou produto de uma deformação progressiva (Lacassin, 1984). Lacassin (op.cit.), caracteriza o aparecimento destas lineações em áreas onde observa-se uma intensa deformação dúctil; regime de cisalhamento próximo ao cisalhamento simples; e presença de uma lineação de estiramento bem evidenciada. Dentro das propostas de Lacassin (op.cit.), a que mais nos parece conveniente para explicação de crenulações "X", é aquela representada esquematicamente na Fig.28, onde o autor demonstra que sua geração é devida à um encurtamento segundo "Y". A restrição dessas lineações na área Tinguá a zonas de intensa deformação dúctil, muitas vezes atingindo regimes de constrição comprovada (turmalinas e arsenopiritas), alicerçam nossa opção.

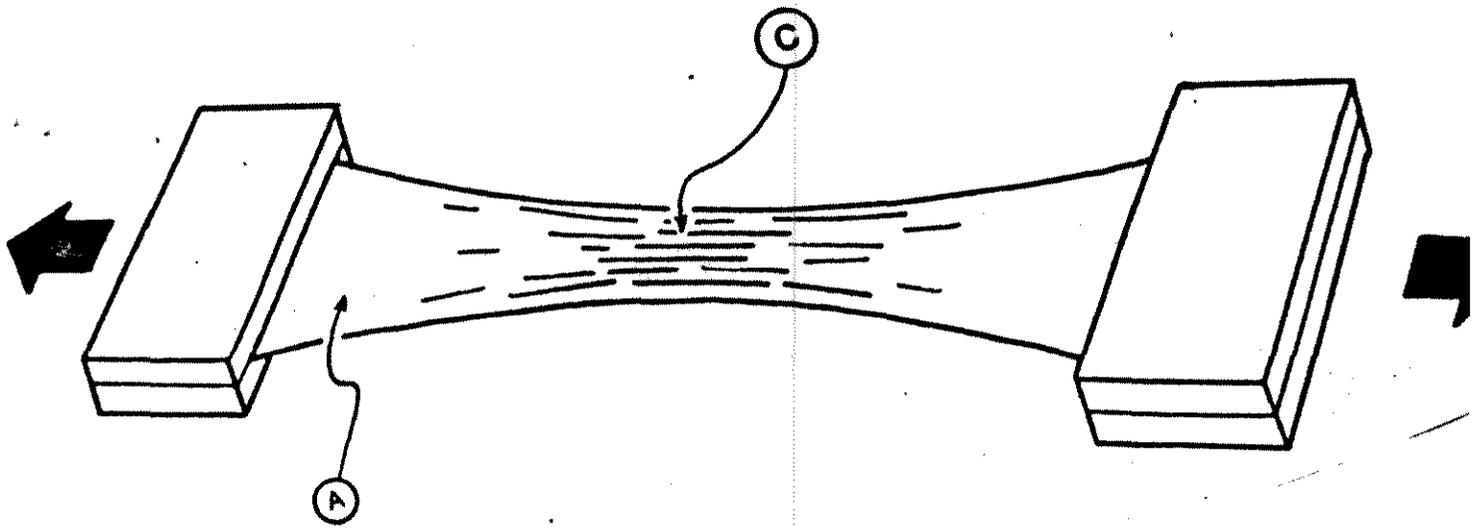


Fig.28 - Esquema ilustrando a hipótese de Lacassin (1984), para a geração de crenulações "X". A porção C da figura indica a região onde ocorreria maior encurtamento segundo "Y". Na posição A, este encurtamento seria ausente ou insignificante.

Ainda sobre estas feições, um fato não realçado por Lacassin (1984), e verificado na área Tinguá, é que essas crenulações apresentam terminações cônicas, estando virtualmente associadas a xistos e filitos de mineralogia homogênea. Se experimentarmos por analogia ao experimento daquele autor, esticarmos uma folha de plástico, nota-se uma série de interessantes estágios: i) num primeiro momento, são geradas crenulações paralelas à direção de extensão da folha; ii) à medida que o processo trativo continua, a folha mostra uma série de faixas transversais que tendem a se adelgaçarem; justamente nesse estágio ocorre uma descontinuidade entre as crenulações que tendem a apresentar terminações cônicas em função do adelgaçamento; iii) se intensificarmos ainda mais a tração

(próximo ao rompimento), em algumas regiões transversais mais delgadas, surge uma nova geração de crenulações, mais incipientes, bastante finas e equiespaçadas (cerca de 1 mm cada micro-dobra). Essas estruturas adicionais descritas no experimento foram observadas na região do Tinguá, com exemplos de todos os estágios documentados em quartzo-sericita-xistos que acompanham mineralizações.

Toda esta argumentação demonstra que a lineação de estiramento e a lineação de crenulação a ela paralela podem ser formadas independentemente de um novo pulso deformacional, tendo provavelmente suas gerações sincrônicas ou praticamente sincrônicas, dentro de uma deformação progressiva.

As mesodobras de eixo "a", "sheath folds" e dobramentos complexos anteriormente descritos individualmente para cada litologia, também são constitutivas desta família de estruturas. "Sheath folds" também puderam ser identificadas em escala de detalhe nos clorita-xistos e clorita-xistos carbonosos da Unidade Meta-vulcânica Ultramáfica, como ilustram as Figs. 29 e 30).

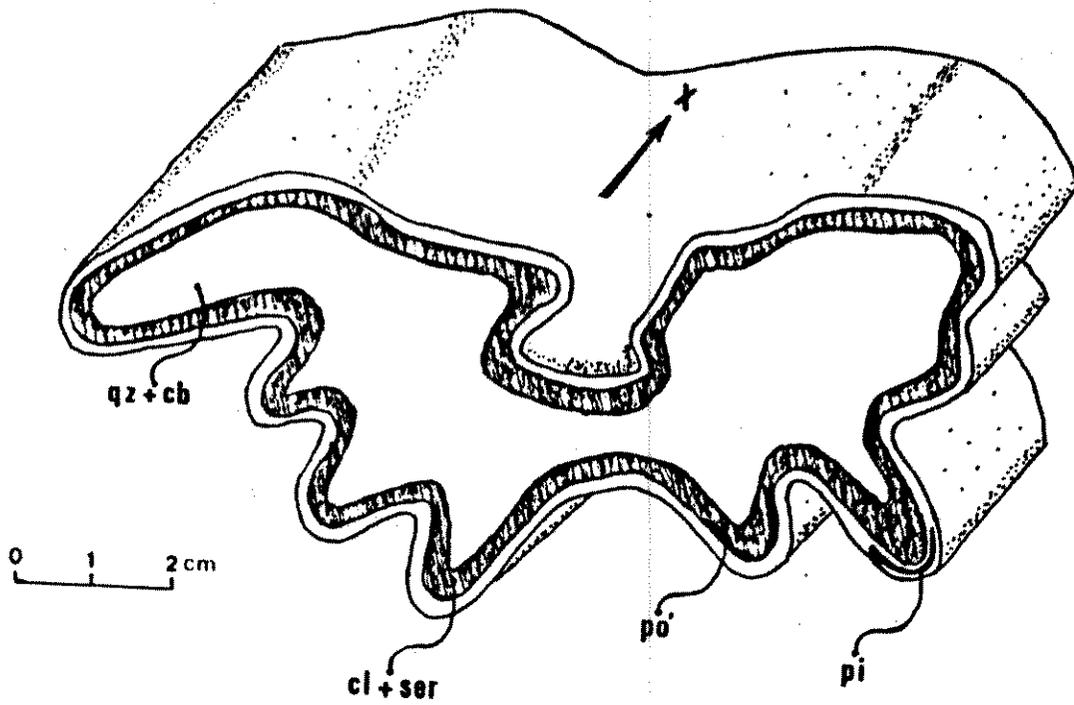


Fig.29 - "Sheath fold" presente em clorita-xistos da Unidade Meta-vulcânica Ultramáfica.

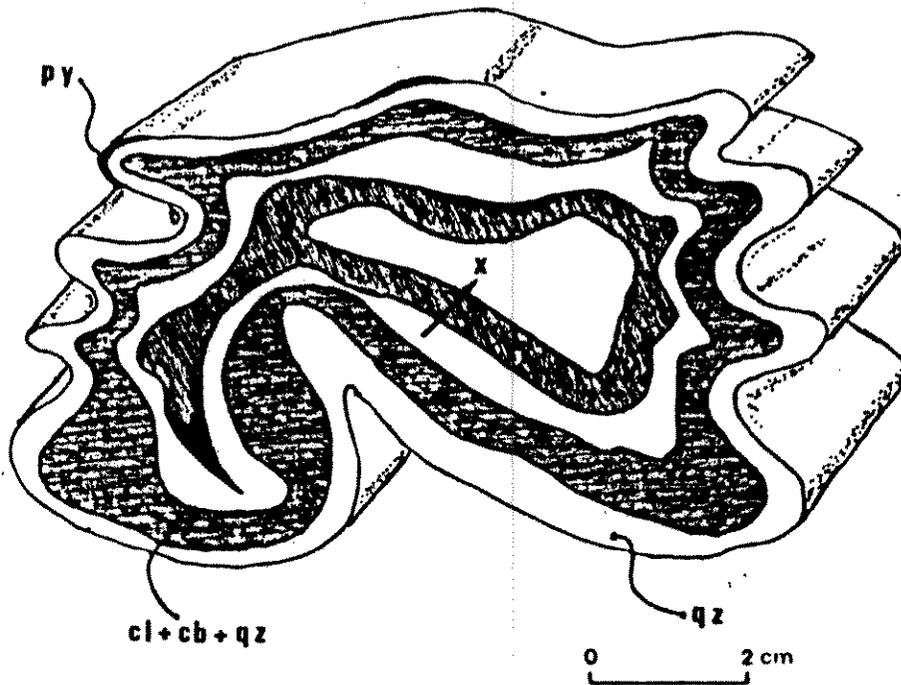


Fig.30 - "Sheath fold" desenvolvida em clorita-xistos carbonosos constitutivos da Unidade Meta-vulcânica Ultramáfica.

DISCUSSÕES

A análise cinemática desta primeira família de estruturas revela que todas as feições, foram originadas em domínios estruturais dúcteis, por mecanismos de cisalhamento simples ou muito próximos a eles (regime de fluxo não-coaxial), num processo de deformação heterogênea e incremental.

A comprovação de que esta família de tectonitos da área Tinguá foram gerados em regime de fluxo não coaxial, segue a algumas significantes observações: as superfícies Sn-C apresentam diversas relações angulares e o seu desenvolvimento é preferencial segundo uma direção; os minerais porfiróides (pórfiros, porfiroblastos e porfiroclastos) exibem um consistente senso de vorticidade; dobramentos e microdobramentos assimétricos exibem um senso de cisalhamento sistemático; zonas de perturbação na matriz envoltória de minerais porfiróides mostram constante senso de cisalhamento; dobras de eixo "A" e dobras em bainha mostram-se em seus diversos estágios evolutivos, coerentes com um único senso de cisalhamento; mobilizados sigmoidais de quartzo e "pods" de foliação apresentam sistemática assimetria. Esses aspectos são ainda mais completos do que aqueles reportados por Hooper & Hatcher Jr. (1988), descrevendo detalhadamente zonas afetadas por cisalhamento dúctil em regime não-coaxial e heterogêneo.

O cisalhamento simples, é portanto sugerido, com base no fato de que incrementos na taxa de deformação provocam uma rotação dos eixos X-Z do elipsóide de deformação em torno de Y. Além das feições anteriormente citadas, outras que comprovam essa rotação em escala de afloramento, podem ser observadas a partir da Fig. 31. Em condições cisalhantes de "strain" heterogêneo, e em domínios onde figuraram regimes de transição entre o dúctil e o frágil, pode-se notar o comportamento dos "échelon gashes" que preenchem clivagens extensionais (C') durante o cisalhamento simples incremental. À medida que se propaga a deformação, os "échelon gashes" previamente formados em função da abertura de espaços promovida pela conjugação entre estruturas S_n -C e C' a cerca de 35° , são rotacionados em faixas onde a deformação é ainda maior. Isto pode chegar a um máximo onde todas as estruturas encontram-se praticamente paralelizadas. A Unidade Meta-vulcânica Ultramáfica exhibe sistematicamente essas feições, como pode ser comprovado na estrada que liga Caeté a Morro Vermelho e nas bancadas da ferrovia que cortam este domínio de rochas.

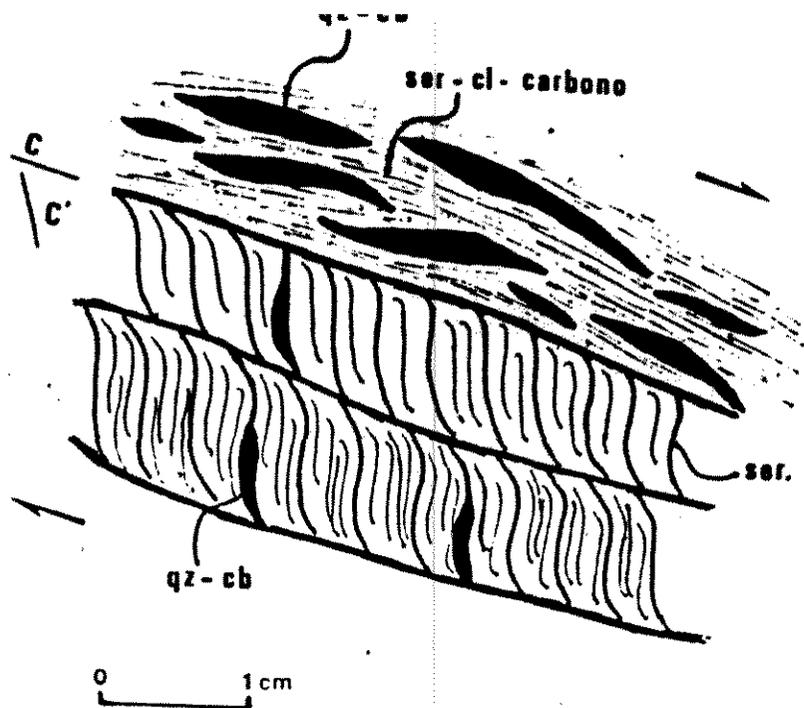


Fig.31 - Estruturas diagnósticas da deformação dúctil, não coaxial e de distribuição descontínua que atingiu as rochas da área Tinguá. Note que remobilizados de carbonato e quartzo ocupam a posição das superfícies C', as quais podem ser rotacionadas com incrementos abruptos na taxa de deformação.

As Figs. 31 e 32 também refletem a distribuição descontínua da deformação que afetou a área Tinguá, ou seja, há uma variação brusca da taxa de deformação, o que implica em faixas extremamente deformadas justapostas a zonas relativamente pouco deformadas. "Pods", que constituem zonas de geometria grosseiramente elípticas interiormente compostas por porções de rochas ou materiais remobilizados pouco deformados, e "pods" de foliação boudinados paralelamente a "X", são sistematicamente assimétricos e normalmente associam-se as faixas onde nota-se essa distribuição descontínua da deformação (Fig.32).

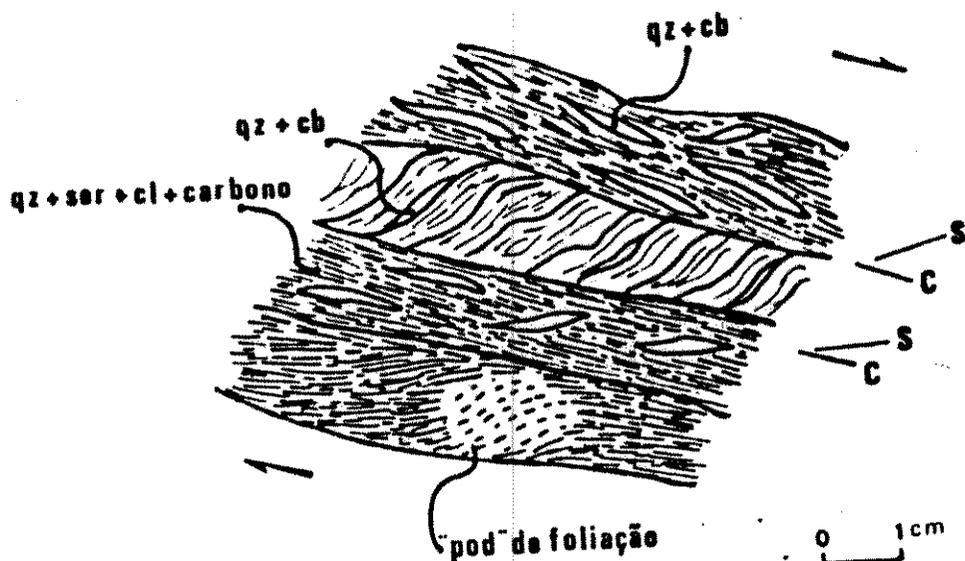


Fig.32 - Estruturas S-C de ângulos variados, cuja conjugação promoveu a abertura de espaços e, subsequentemente, aprisionou mobilizados de quartzo e carbonatos. Note que a rotação dessas estruturas ocorreu progressiva ou abruptamente. "Pods" de foliação assimétricos, são comuns nessas zonas de deformação de distribuição descontínua, e muitas vezes parecem ter sido seccionados pela foliação à medida em que houve propagação da deformação.

Existem ainda outros exemplos observados sobre a progressividade da deformação que atingiu a área. Veios de quartzo formados sin-cinematicamente ao cisalhamento, foram sendo continuamente boudinados, dobrados, e/ou bandados segundo planos S_n -C paralelizados, até serem rompidos e seccionados pela foliação (FOTO 18). O desenvolvimento contínuo da foliação muitas vezes pode inibir evidências sobre a existência destes veios. Este tipo de fenômeno vem mostrar que existe uma forte tendência da foliação milonítica apagar irregularidades de percurso, a medida que progride. Esse processo de deformação contínua também é evidenciado em zonas onde as "shear bands" se adensam, e a medida que progridem podem dobrar a foliação milonítica gerada em estágios anteriores (Fig. 33).



FOTO 18. Mobilizados de quartzo dobrados, boudinados, rompidos e seccionados pela foliação. Note que as superfícies S-C encontram-se praticamente paralelizadas.

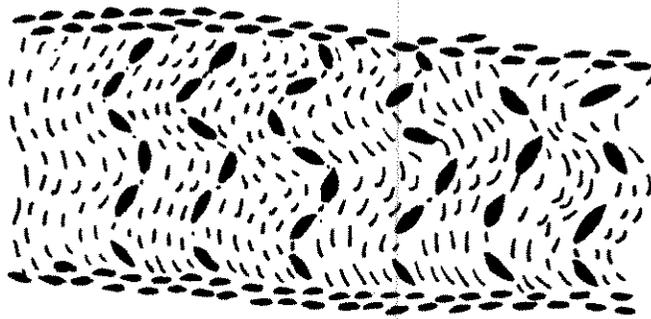


Fig.33 - Ilustração do caráter nitidamente progressivo da deformação, onde a foliação milonítica formada em estágios anteriores é seccionada e dobrada por uma nova geração de "shear bands", com milonitos também muito bem evidenciados.

O estudo cinemático e tratamento estatístico deste primeiro conjunto de estruturas também permite definir a direção e o sentido preferencial do transporte tectônico durante a geração das mesmas.

Coward et al. (1985), Lacassin (1984); Mattauer et al. (1983), entre outros, demonstram que a direção de movimentos (transporte tectônico) que acompanham a geração de edifícios montanhosos, ocorre segundo a lineação de alongamento e/ou estiramento mineral. Na área Tinguá, a lineação de alongamento e estiramento mineral (La) apresenta-se em todos os domínios tectônicos e litológicos discriminados, constante segundo a direção aproximada E-W. Isto indica, portanto, que o transporte tectônico de matéria nesta região, ocorreu segundo a direção E-W.

O tratamento estatístico de diversos indicadores cinemáticos, aliados a direção da lineação de estiramento, também sugere que o sentido preferencial de transporte tectônico foi de E para W (senso de cisalhamento dextral).

Dentre os principais critérios cinemáticos utilizados podemos destacar:

1. relações Sn-C e Sn/C-C' (Figs. 34 e 31, 32).
2. "pods" de foliação (Fig. 32).
3. pórfiros assimétricos (FOTO 11).
4. mobilizados sigmoidais de quartzo dobramentos assimétricos e "sheath folds" (Figs. 35, 34, 30, 29, 12, FOTOS 3, 4, 6, 18),
5. figuras de assimetria do tipo delta e sigma (FOTO 12).

- 6. figuras de assimetria associadas à sulfetos,
- 7. pórfiros fragmentados e grãos deslocados (FOTO 8),
- 8. assimetria de filossilicatos (mica fish).

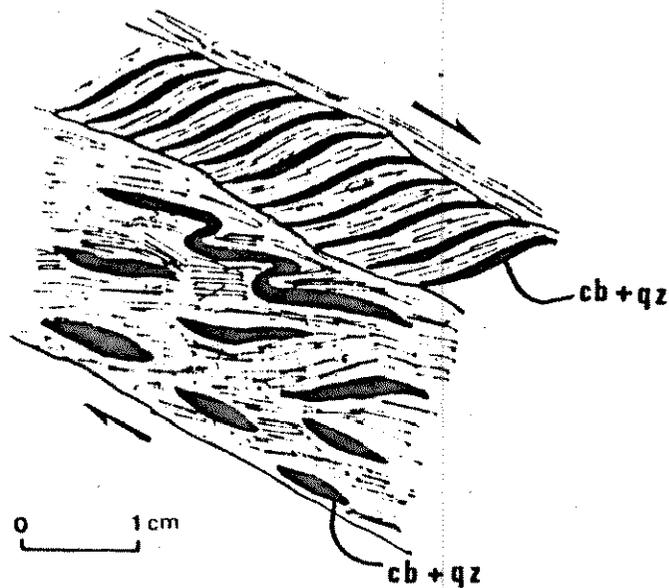


Fig.34 - Superfícies S-C de alto ângulo, dobras assimétricas e sigmóides assimétricos de quartzo.

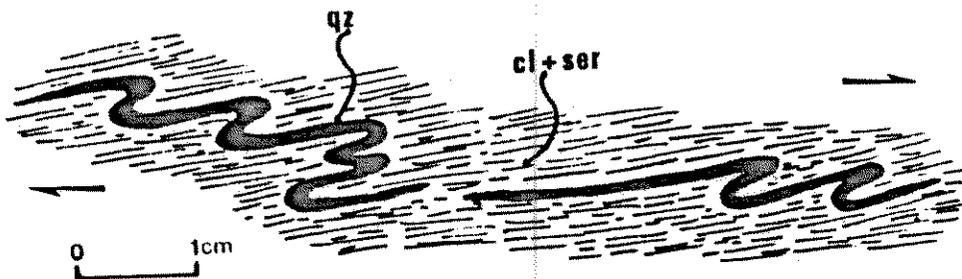


Fig.35 - Sistemática assimetria em mobilizados de quartzo dobrados.

A direção e o sentido de transporte tectônico determinados com base neste conjunto de estruturas, para a área Tinguá, são semelhantes àqueles reportados por Oliveira & Vieira (1987) e Chemale Jr. et al (1990), e compatíveis com a(s) tectônica(s) compressional (is) regional que afetou a borda leste do Quadrilátero Ferrífero (Alkmin et al., 1988; Chemale Jr. et al., op. cit., 1990; Oliveira & Vieira, 1987; Oliveira & Teixeira; 1990; Souza Fo. et al, 1989a,b; entre outros).

A segunda família de estruturas tectônicas reúne: dobras "b", lineações de crenulação "Y" e clivagem de crenulação. Essas estruturas não são muito comuns e, devido a sua distribuição irregular, não puderam ser atribuídas regionalmente a áreas específicas. Entretanto, aparecem comumente em rochas filossilicáticas, e não foram documentadas em zonas de alta deformação.

A lineação de crenulação "Y" (Lc_2), a clivagem de crenulação (Fig. 36) e as dobras "b", são estruturas que normalmente não ultrapassam a escala centimétrica. A lineação de crenulação Lc_2 ocupa as regiões de charneira das dobras "b", e ambas as estruturas apresentam eixos que variam entre as direções $N20^{\circ}E$ a $N20^{\circ}W$, mergulhos em geral sub-horizontais para N e vergência preferencialmente para W. A clivagem de crenulação é plano axial das dobras "b", apresentando-se descontinuamente como planos discretos ou zonais (de aspecto rúptil), orientando-se predominantemente na direção NNW, com mergulhos sub-verticais.

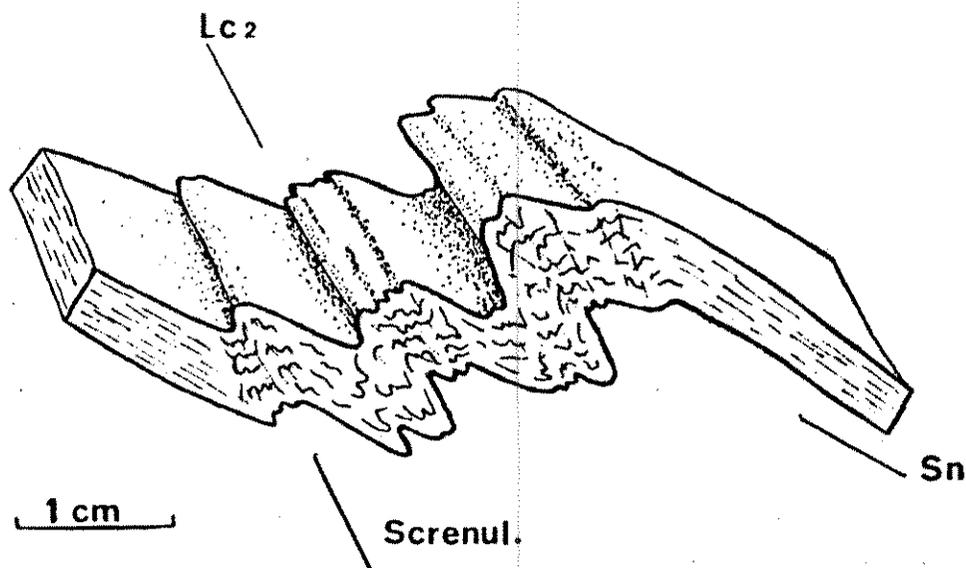


Fig.36 - Lineações de crenulação "Y" e clivagens de crenulação impressas sobre a xistosidade S_n .

Toda essa gama de estruturas afetam ou seccionam a xistosidade S_n . Correspondem, portanto, a estruturas tardias, geradas em regimes transicionais ducti-rúpteis, e por mecanismos de cisalhamento puro, visto não serem originadas devido a rotação dos eixos do elipsóide de deformação, mas sim devido a encurtamentos coaxiais localizados segundo "X".

Algumas dobramentos maiores, documentados na Unidade Meta-sedimentar Indivisa, embora em cortes oblíquos a lineação de estiramento (o que dificulta a análise), aparentemente estruturam-se como grandes dobras em caixa (FOTO 5). Essas dobras, caso possam ser assim interpretadas, também compõem essa família de estruturas.

Todas essas feições são geometricamente compatíveis com a direção e o sentido de transporte tectônico E-W, determinado com base na primeira família de estruturas.

Ao terceiro conjunto de estruturas correspondem feições típicas de domínios rúpteis, que seccionam todos os principais elementos descritos anteriormente. Esse conjunto é representado por:

i. dois sistemas de fraturas de direção NNW-SSE e NNE-SSW, sub-verticais. São interpretadas como planos hkO (par. cisalhante; sensu Adler et al., 1974) ou como fraturas de cisalhamento conjugado C e C' (sensu Blès & Feuga, 1981), ambas equivalentes e compatíveis com um campo de tensores de direção E-W.

ii. falhas de direção E-W, mergulhando 20° a 30° para sul, que seccionam subparalela ou obliquamente a foliação ou zonas de charneira de dobras "a". Essas falhas, quando recortam pacotes de metachert carbonoso, comumente geram brechas (que podem ser confundidas como produtos de fraturamento hidráulico). A geometria dessas estruturas também é compatível com o campo de esforços E-W.

III.4. DISTRIBUIÇÃO REGIONAL DAS OCORRÊNCIAS

AURÍFERAS

Além do mapeamento de semi-detalhe e da análise da deformação realizados na área Tinguá, foram cadastradas e averiguadas, as principais ocorrências auríferas presentes na área. Os resultados deste cadastramento, aliados às ocorrências documentadas por Moraes & Barbosa (1939), podem ser verificados no mapa da Fig. 3. Estas ocorrências podem corresponder: (1) a antigos prospectos subterrâneos ou a céu aberto; (2) a antigas

galerias de exploração; e (3) a antigas minas a céu aberto.

Como pode ser observado no mapa, a maior parte dos trabalhos mineiros antigos encontram-se estratigraficamente relacionados aos domínios de rochas meta-vulcânicas máficas e félsicas, pertencentes ao Bloco Tectônico I.

A FOTO 19, que corresponde a uma vista aérea da área Tinguá, exhibe uma série de ranhuras de direção aproximada S80E. Essas ranhuras correspondem a antigas escavações sobre rochas mineralizadas a ouro, podendo alcançar mais de 600 metros em extensão, estando dispostas paralelamente à direção da lineação de estiramento regional.

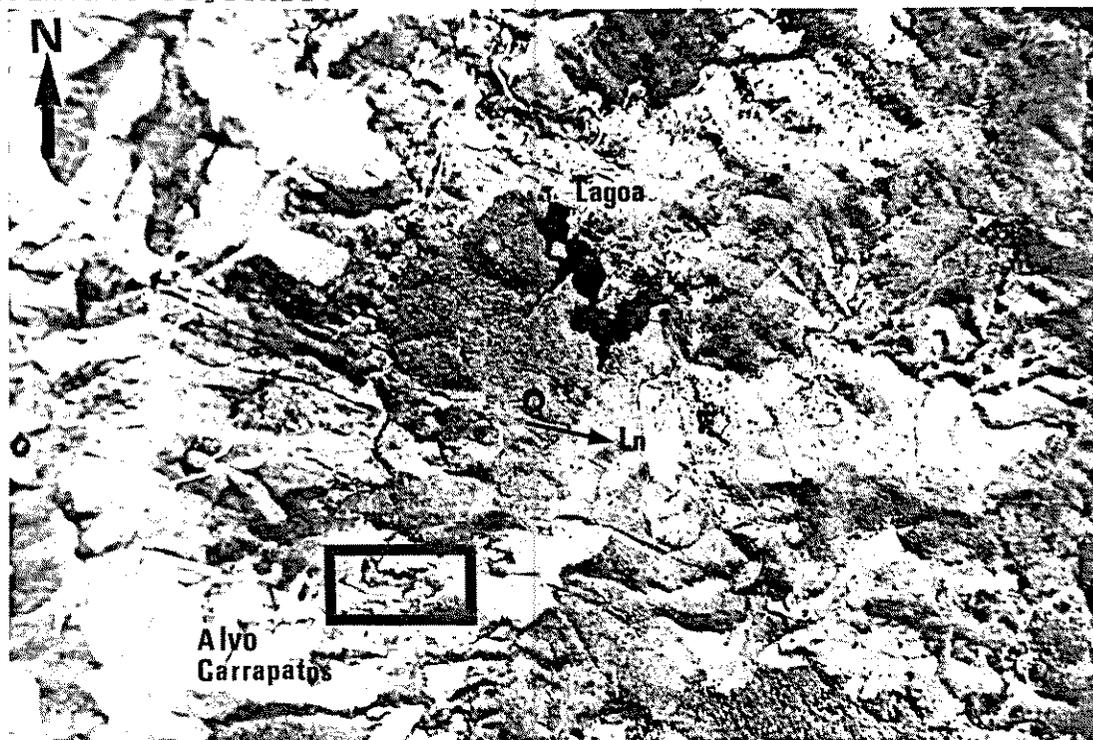


FOTO 19. Foto aérea da área Tinguá. As ranhuras presentes na porção central e sul da foto, correspondem antigas escavações sobre zonas auríferas. Note, em consonância ao mapa da Fig.3, que estas escavações encontram-se constantemente alinhadas segundo a direção da lineação de estiramento regional.

A nível de detalhe, reconhece-se que essas faixas mineralizadas concentram-se em zonas com taxas de deformação mais elevadas, no contexto do cisalhamento dúctil que caracteriza a área Tinguá a nível regional. Esta consideração têm como base a constante presença de: (1) superfícies S-C de baixo ângulo tendendo ao paralelismo; (2) clivagens extensionais C'; (3) dobras de eixo "a"; (4) intensa remobilização de quartzo, que pode ocupar a posição dos planos S,C,C' ou faixas onde todas estas superfícies encontram-se paralelizadas; (5) penetrativa lineação de estiramento; e (6) lineações de crenulação "X".

O domínio de rochas ultramáficas e graníticas, pertencentes ao Bloco Tectônico II, embora não evidenciado na foto aérea, também apresenta antigas escavações a céu aberto e prospectos subterrâneos (cf. Fig. 3). Entretanto, o fato de não terem sido documentados grandes desenvolvimentos mineiros antigos associados a essas rochas, ao que parece, tem uma explicação fundamental: a grande maioria dos trabalhos encontram-se orientados aproximadamente segundo as direções N10E e N10W, que corresponde a principal direção da foliação regional presente neste domínios de rochas; portanto, esses prospectos antigos parecem não terem alcançado sucesso pois não acompanharam o controle regional imposto pela lineação de estiramento. A confirmação desta hipótese, pode ser extraída analisando-se a Mina de Juca Vieira. Esta mina, localizada fora da área de estudo (Fig.3), mas situada na continuação sul/sudeste da Unidade Metamáfica/ultramáfica (Oliveira, 1986), corresponde à única mina em

atividade na região de Caeté, e segundo Moraes & Barbosa (1939), correspondia a um dos maiores desenvolvimentos antigos da região. Coincidentemente, os veios mineralizados presentes nesta mina foram (Moraes & Barbosa, op.cit.) e estão sendo explorados (Scarpelli, com.verbal) segundo a direção S80E, paralela à lineação de estiramento mineral!.

Numa primeira análise, portanto, já podem ser destacados como importantes metalotectos regionais na área Tinguá, as rochas de natureza máfica e félsica, a lineação de estiramento regional e as feições dúcteis indicativas de alta taxa de deformação descritas para a região.

III.5. CONSIDERAÇÕES FINAIS

Posto que as mineralizações auríferas do Tinguá, ocorrem principalmente associadas à primeira família de estruturas descritas, e estratigraficamente, os mais importantes depósitos situam-se nas rochas meta-vulcânicas enquadradas no Bloco Tectônico I, pretende-se nos parágrafos que seguem, discutir regionalmente a deformação que afetou a área Tinguá e circunvizinhanças, na tentativa de situar a qual (is) eventos deformacionais associam-se essas mineralizações de ouro.

A Fig.37 representa um resumo do acervo estrutural documentado, em escala meso e microscópica, na região do Tinguá. Note-se que nenhum evento adicional é necessário para explicar todo o inventário obtido.

Entretanto, datações radiométricas (Machado et al., 1989a,b; Oliveira & Teixeira, 1990; Alkmin et al., 1988 - compilação), aliadas às observações de campo, mostram que:

1. existiu uma deformação Transamazônica que foi responsável pela estruturação de grande parte do arcabouço tectônico da região;

2. existem, no Quadrilátero Ferrífero, rochas afetadas por um outro evento deformacional, Brasiliano;

3. diques de gabros doleríticos, equivalentes àquele datado em 906 M.a. no Espinhaço, cortam rochas da Unidade Meta-vulcânica Ultramáfica, encontram-se milonitizados nos bordos, e apresentam transformações metamórficas de muito baixo grau;

4. essas rochas ultramáficas, nas quais se encaixam os diques, apresentam-se intensamente deformadas e fluidotermalmente alteradas (processos de sericitização, carbonatização, silicificação, sulfetação, etc).

5. nenhum dos tipos de alteração hidrotermal presentes nas rochas ultramáficas afeta as rochas básicas sub-vulcânicas proterozóicas, ocorrendo uma remobilização, exclusivamente na borda desses corpos intrusivos, de carbonatos provenientes das encaixantes e de manganês;

6. nenhum tipo de paragênese sulfetada (pirita, arsenopirita, pirrotita) ou cristalização de grafita que possa indicar condições metamórficas de ligeiro mais alto grau, mostram-se presentes nas rochas básicas, ao contrário do que

verifica-se nas encaixantes;

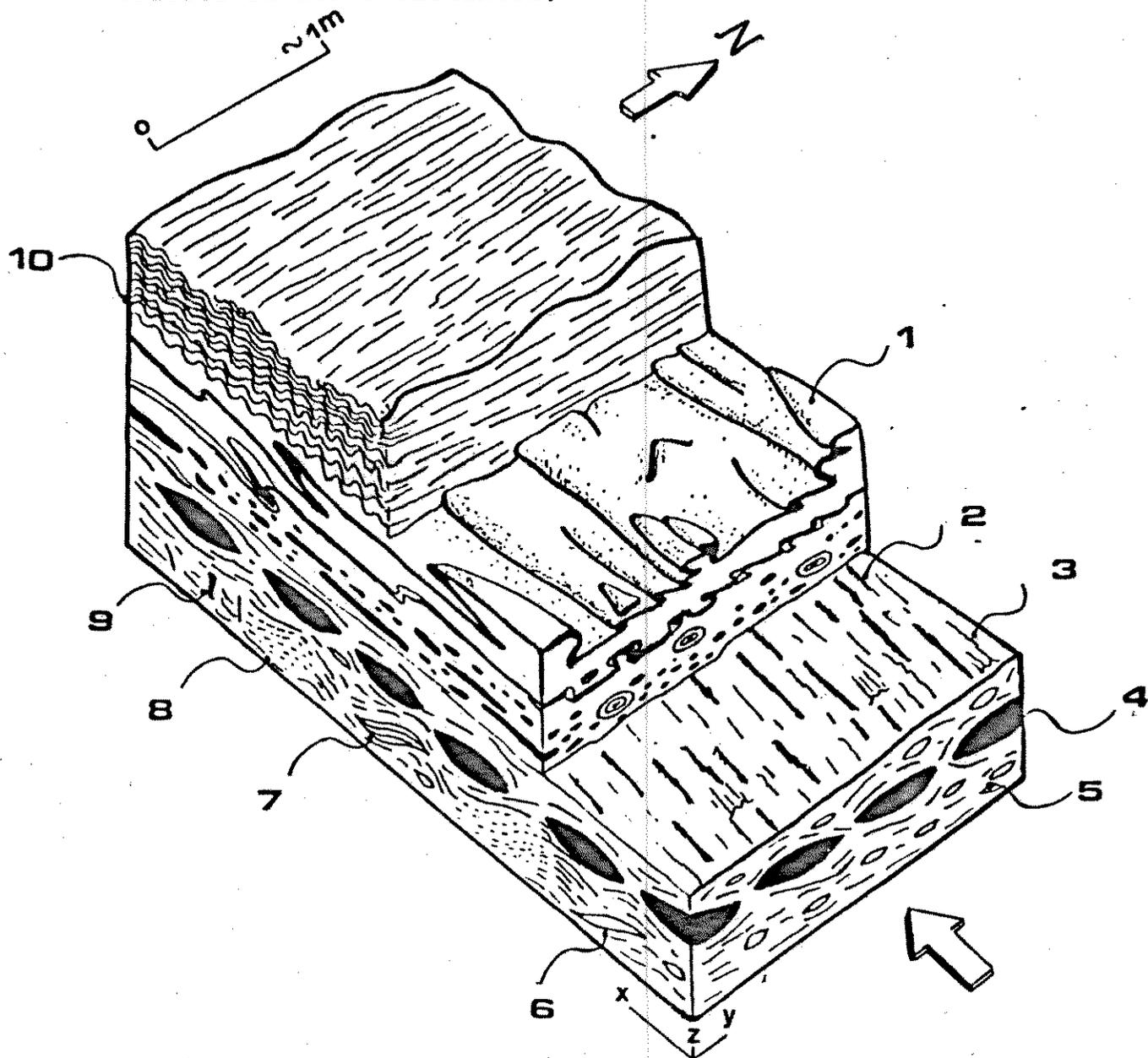


Fig.37 - Resumo do acervo de estruturas presentes na área Tinguá (adaptado de Lacassin, 1974). 1) "sheath folds"; 2) lineação de estiramento; 3) lineação de crenulação "X"; 4) "boudins de quartzo"; 5) foliação milonítica; 6) remobilizados sigmoidais de quartzo; 7) superfícies S-C; 8) "pods" de foliação; 9) superfícies C' preenchidas ou não por mobilizados de quartzo e carbonato; 10) lineação de crenulação "Y". O bloco diagrama não leva em conta, exatamente, a inclinação geral de 45° para sul das estruturas.

7. não são identificadas figuras de interferência consistentes que indiquem a superposição de dois eventos deformacionais. Entretanto, Alkmin et al. (1988) descrevem regionalmente para o Quadrilátero Ferrífero, feições quase idênticas ao segundo conjunto de estruturas descritos na área Tinguá (Lc_2 , dobras "b" e dobras em caixa), atribuindo-as ao evento Brasileiro.

Portanto, a presença de "sills" básicos cortando rochas do Bloco Tectônico I (semelhantes àquele datado em 906 M.a no Espinhaço), e deformados sob condições metamórficas de muito baixo grau, sugere que as Unidades Meta-sedimentar Individual, Meta-vulcânica Félsica e Meta-vulcânica Ultramáfica, foram estruturadas segundo um "trend" E-W durante o evento Transamazônico, e afetadas subsequentemente no Brasileiro, sob condições metamórficas ligeiramente inferiores. As possíveis estruturas Brasileiras que se superpõem as estruturas Transamazônicas, seriam de pequena expressão neste Bloco Tectônico (segunda e terceira família de estruturas?).

Levando em conta tais inferências, é possível admitir preliminarmente, que as principais mineralizações auríferas do Tinguá, que associam-se ao conjunto de estruturas dúcteis descritas na área, relacionam-se diretamente ao evento Transamazônico.

A partir dessas conclusões, outras considerações regionais merecem ser avançadas:

1. o metamorfismo que atingiu o Complexo Caeté foi datado do Transamazônico por métodos U/Pb (Machado et al., 1989a) e Rb/Sr (Oliveira & Teixeira, 1990).

2. a sequência de rochas máfico-ultramáficas pertencentes ao Bloco Tectônico II encontra-se estruturada segundo um "trend" N-S, apresenta um conjunto de foliações N-S semelhante àquela observado no Complexo Caeté, e embora não tenha sido verificado uma superfície de discordância tectônica nítida, sugeriu-se uma superfície de descolamento ("detachment") na base desta Unidade, considerando: (1) a marcante diferença entre a orientação da foliação presente nas rochas constituintes do Bloco Tectônico I, a oeste (de direção E-W), (2) a incomum sobreposição estratigráfica em relação aos meta-turbiditos a oeste e, (3) a omissão de todo o restante da sequência vulcano-sedimentar clássica.

Somando-se essas considerações é possível pensar que o Bloco Tectônico II também foi estruturado no ciclo Transamazônico, mas como um sistema de zonas de cisalhamento que precede a estruturação do Bloco Tectônico I.

A possível influência da tectônica Brasileira no Bloco Tectônico II não foi reconhecida. A não identificação dos mesmos "sills" básicos presentes no Bloco Tectônico I, também não

permite supor, nem mesmo indiretamente, a superimposição desta deformação. Entretanto, a atuação da deformação Brasileira sobre o Bloco Tectônico II não pode ser descartada, visto que as falhas atribuídas a esta época geológica na região do Espinhaço Meridional (Knauer, 1990) se estendem até o Complexo Caeté, como mostraram as análises sobre imagens de satélite.

Reconhecidos os principais prospectos da área Tinguá, os metalotectos regionais à eles relacionados, e a possível idade da mineralização, selecionou-se a região do Carrapatos (Alvo Carrapatos; FOTO 19; Fig. 3) para um levantamento detalhado e estudos minuciosos sobre as mineralizações ali existentes. A escolha desta porção da área Tinguá para detalhe, foi feita devido a presença de galerias com desenvolvimento considerável (superior a 30 metros em extensão), possibilidade de acesso a furos de sondagem e trincheiras circunvizinhas às principais mineralizações e abundância em afloramentos de superfície. Os dados e conclusões advindas destes estudos serão a seguir abordados no Capítulo V.

CAPÍTULO IV

IV. ANÁLISE METALOGÊNÉTICA TIPOLOGICA - AS MINERALIZAÇÕES AURÍFERAS DO ALVO CARRAPATOS

IV.1 COMENTÁRIOS INTRODUTÓRIOS

O alvo Carrapatos compreende uma série de escavações e galerias antigas de ouro situadas a sul da área Tinguá, dentro dos domínios litológicos da Unidade Meta-vulcânica Ultramáfica (cf. Fig.3, FOTO 19).

Os dois principais prospectos antigos localizados no referido alvo, correspondem às Minas Carrapato de Cima e Carrapato de Baixo (Moraes & Barbosa, 1939).

Objetiva-se neste Capítulo, abordar essas duas minas sob seus aspectos geométricos, paragenéticos e geotermométricos, buscando levantar os controles lito-estruturais que regem tais jazimentos.

IV.2. GEOLOGIA E GEOQUÍMICA DO ALVO CARRAPATOS

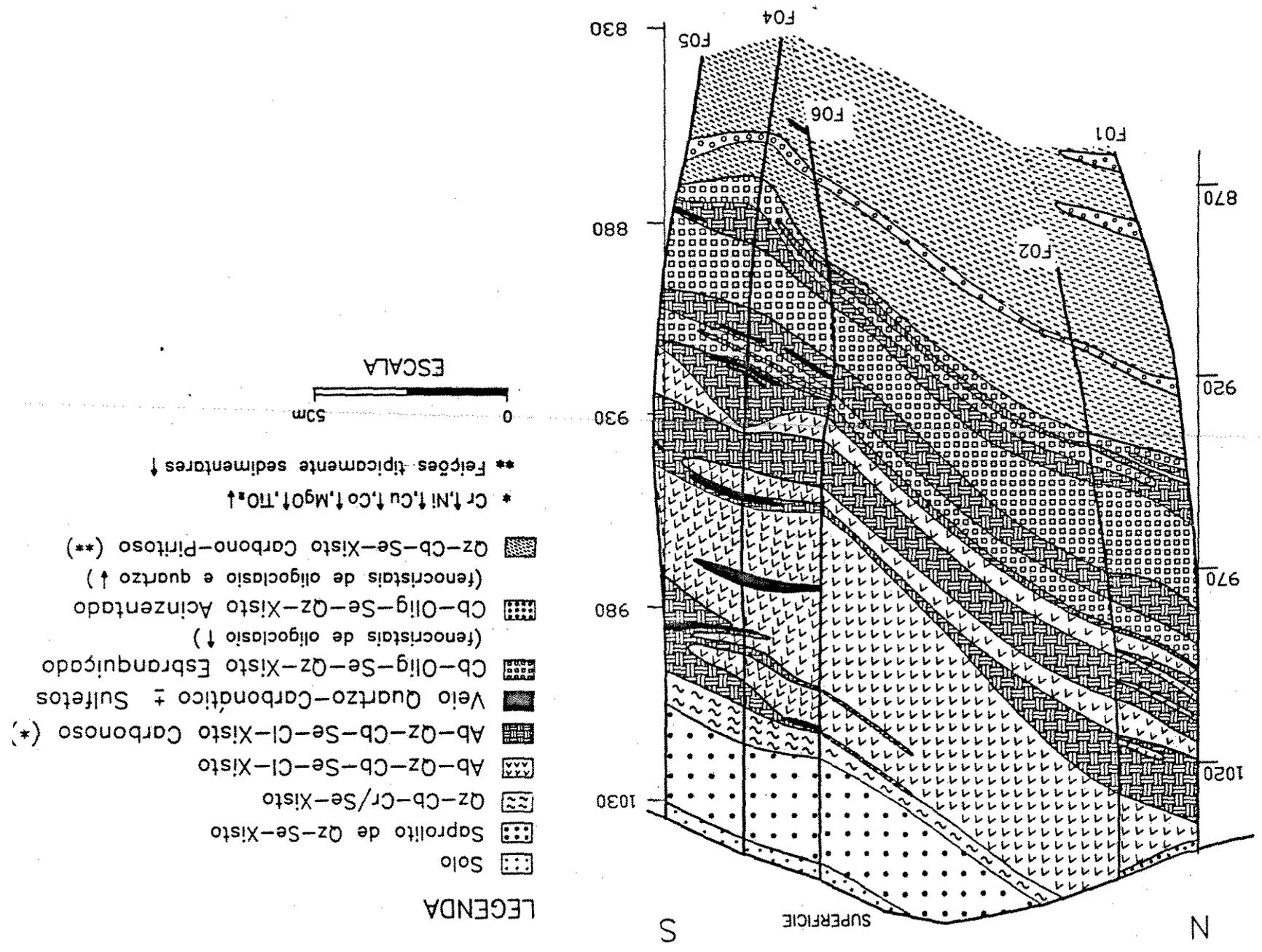
O empilhamento e distribuição em profundidade das litologias individualizadas no alvo Carrapatos podem ser observados no mapa baseado na interpretação de furos de sondagem,

que corresponde à uma seção vertical ortogonal à lineação de estiramento (Fig.38).

Como se pode notar através da Fig. 38, a região do Carrapatos compõe-se dos seguintes termos litológicos: (1) quartzo-carbonato-Cr/sericita-xisto, (2) albita-quartzo-carbonato-sericita-clorita-xisto, (3) albita-quartzo-carbonato-sericita-clorita-xisto carbonoso, (4) carbonato-oligoclásio-sericita-quartzo-xisto (com fenocristais de oligoclásio), (5) carbonato-oligoclásio-sericita-quartzo-xisto (com fenocristais de oligoclásio e quartzo) e quartzo-carbonato-sericita-xisto carbonoso-piritoso.

Os quartzo-carbonato-sericita-xistos carbonoso-piritosos têm, quando frescos, uma coloração negra particular e grande proporção de pirita. Quando alterados intempéricamente, mostram-se com cores lilás ou arroxeadas, ou amarelados devido à oxidação dos sulfetos. Apresentam uma laminação plano-paralela muito bem definida e característica, típica de sua natureza sedimentar original. A FOTO 20 exhibe, para comparação, esses sedimentos e sedimentos inter-derrames de basaltos komatiíticos presentes no "greenstone-belt" de Piumhi. Nota-se, a partir da mesma, uma plena semelhança entre ambas, sendo que os sedimentos da região do Carrapatos somente diferem dos de Piumhi nos aspectos microtectônicos, pois apresentam os níveis quartzosos recristalizados, dobrados e/ou interceptados pela foliação, devido a um grau mais intenso da deformação.

Fig. 38 - Seção Vertical ortogonal à linhação de estiramento.



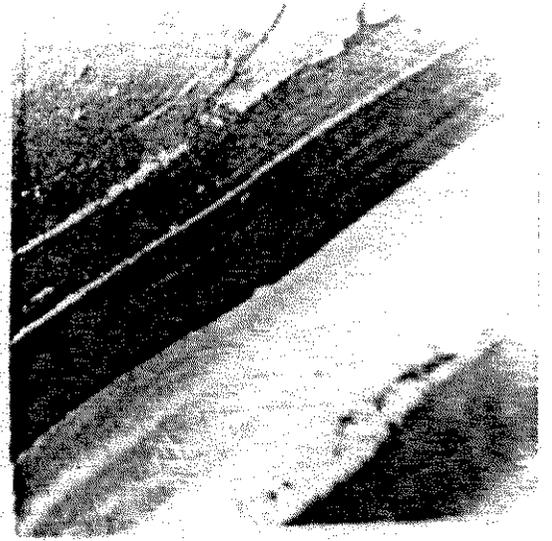


FOTO 20. Comparação entre sedimentos carbonosos presentes no alvo Carrapatos e sedimentos carbonosos inter-derrames descritos no "greenstone belt" Piunhi (cf. Schrank, 1982).

Os carbonato-plagioclásio-sericita-quartzo-xisto com fenocristais de plagioclásio e quartzo, e os carbonato-plagioclásio-sericita-quartzo-xisto com fenocristais de plagioclásio, tratam-se de meta-dacitos (muito embora a abundância de sericita, e a não verificação de feldspatos alcalinos possam indicar a substituição total deste por aquele mineral). Em exposições superficiais ambas as rochas mostram cores esbranquiçadas, amareladas e/ou rosadas e, em amostras frescas, apresentam cor branca e acinzentada. A deformação dúctil que atingiu essas rochas tem uma distribuição descontínua, o que permite a identificação de fenocristais nas porções menos deformadas.

Estudos microscópicos e análises difratométricas mostram que a matriz é composta por Fe-clorita, quartzo, sericita e dolomita e oligoclásio. Os fenocristais de plagioclásios presentes em ambas as litologias são oligoclásios.

Os quartzo-carbonato-Cr/sericita-xistos, albita-quartzo-carbonato-sericita-clorita-xistos, e albita-quartzo-carbonato-sericita-clorita-xistos carbonosos, são rochas que apresentam contatos transicionais entre si. Nas análises petrográficas e difratométricas não se identificam estruturas ou texturas capazes de indicar os protólitos destes litotipos.

Todas as rochas individualizadas nos furos de sondagem, a exemplo de outras litologias descritas na área Tinguá, têm como motivo da ausência de feições e mineralogia primárias, o intenso cisalhamento acompanhado de generalizada alteração fluidotermal. Reconhece-se em amostras frescas muitas das feições descritas na literatura sobre elementos lineares e planares desenvolvidos em regime de cisalhamento dúctil e equivalentes à primeira família de estruturas mesoscópicas descritas para área Tinguá (cf. Capítulo III). A principal forma de alteração hidrotermal presente nestas rochas corresponde ao metassomatismo, ou seja, substituição de um mineral por um outro de diferente composição através da adição e/ou remoção "in situ" de componentes, como resultado da interação direta entre as rochas e os fluidos hidrotermais (Colvine et al., 1988). Exemplos de metassomatismo documentados compreendem fenômenos de hidratação (transformação de plagioclásios para sericita, devido à adição de água), cloritização, carbonatização e sericitização (transformações em função da adição de CO_2) e silicificação (extensiva venulação de sílica), e subordinadamente, sulfetação e turmalinização (adição

de enxofre e boro).

O resultado da interação entre processos deformacionais e metassomáticos pode ser exemplificado resgatando-se a história evolutiva proposta para os metadacitos descritos no contexto da área Tinguá (cf. Capítulo III), presentes novamente no alvo Carrapatos com os mesmos tipos de feições e alterações.

Cientes da existência de processos deformacionais e fluidotermiais e com intuito de se checar a composição litoquímica das rochas presentes no alvo Carrapatos, principalmente dos quartzo-carbonato-Cr/sericita-xistos, albita-quartzo-carbonato-sericita-clorita-xistos, e albita-quartzo-carbonato-sericita-clorita-xistos carbonosos de natureza indefinida, foram realizadas análises químicas para elementos maiores, e alguns traços (estes reduzidos devido às limitações do equipamento de absorção atômica existente no IG-UNICAMP). A TABELA 5, traz o resultados dessas análises.

Analisando-se os dados da Tabela 5, nota-se que as amostras correspondentes aos quartzo-sericita-clorita-xistos carbonosos apresentam: teores de Cr que variam entre 343-428 ppm; teores de Ni variando entre 178-238 ppm; teores de cobalto entre 33-49 ppm; teores de Cu entre 60-80 ppm; MgO entre 4.71-5.5 %, TiO_2 entre 0.55-0.81 %, Al_2O_3 entre 13.9-16.1; e FeO entre 4.98-7.73% em peso. À medida que essas rochas transicionam para sericita-clorita-xistos e Cr/sericita-xistos, observa-se uma queda nos teores desses elementos.

**ANÁLISES QUÍMICAS DE ELEMENTOS MAIORES E
TRAÇOS DAS ROCHAS PRESENTES NO ALVO CARRAPATOS**

AMOSTRA	CTB F04-42	CTB F04-139	CTB F04-152	CTB F04-41	CTB F04-42	CTB F05-125	CTB F05-119	CTB F04-35
	■	■	●	■	■	●	▲	*
SiO ₂	58,00	59,00	63,70	55,40	57,90	66,20	58,60	72,40
TiO ₂	0,81	0,55	0,41	0,64	0,75	0,40	0,55	0,49
Al ₂ O ₃	16,10	14,50	14,20	13,90	16,00	15,70	15,90	12,50
Fe ₂ O ₃	1,13	0,68	0,26	2,05	0,49	0,36	0,08	3,99
FeO	7,73	5,43	1,78	4,98	6,51	0,90	6,63	2,01
MnO	0,08	0,06	0,06	0,15	0,07	0,04	0,07	0,03
MgO	5,50	4,95	2,04	4,71	5,11	1,30	4,60	0,60
CaO	1,07	2,61	3,00	2,63	1,32	2,50	1,77	0,01
Na ₂ O	1,49	1,07	5,33	2,84	1,45	4,04	3,69	0,14
K ₂ O	3,00	3,10	2,02	2,92	3,20	3,09	3,30	3,57
P ₂ O ₅	0,11	0,12	0,10	0,12	0,12	0,08	0,21	0,10
H ₂ O ⁻	0,12	0,06	0,02	0,06	0,10	0,06	0,70	0,16
P.F.	6,22	7,60	5,83	6,61	6,35	4,88	4,37	2,70
TOTAL	99,36	99,73	96,75	99,03	99,07	99,53	100,65	96,70
ppm								
Cu	80	48	12	72	60	18	28	48
Co	49	33	10	41	40	12	18	12
Cr	428	406	51	343	397	61	191	195
Ni	201	238	25	178	202	40	96	72
Zn	219	124	43	190	231	45	122	58

- Qz-cb-ser-cl-xisto carbonoso
- Olig-ser-xisto
- ▲ Qz-cb-ser-cl-xisto
- * Qz-cb-Cr/ser-xisto

Tabela 5 - Análises químicas novas de elementos maiores e traços das rochas presentes no alvo Carrapatos

O comportamento geoquímico obtido, quando comparado à vulcanitos de outros "greenstone-belts" arqueanos (Smith et al., 1984), indica que o protólito dessas rochas pode corresponder a termos de natureza ultramáfica.

Entretanto, antes de uma comparação mais detalhada entre a geoquímica destas rochas com rochas ultramáficas presentes em outros "greenstone belts", cabe lembrar que foram levantadas, conforme descritos no Capítulo III, evidências de que sericita-clorita-xistos carbonosos/carbonáticos também pertencentes à Unidade Meta-vulcânica Ultramáfica, apresentam-se estruturados como típicos derrames de basaltos komatiíticos. Além disso, o fato de não terem sido encontrados espessos pacotes de rochas ultramáficas, mas sim intercalações sucessivas de pacotes de clorita-xistos, clorita-xistos-carbonosos/carbonáticos (possíveis derrames maciços) e sedimentos ferruginosos e piritosos (sedimentos interderrames), sugere que esta sucessão corresponde a uma sequência de derrames de basaltos komatiíticos e não derrames toleíticos. As análises químicas corroboram esta hipótese pois os teores de Cr e Ti não se adequam à geoquímica de toleióitos (cf. Schrank, 1982). Foram, portanto, compilados para uma comparação com as rochas do alvo Carrapatos, as análises químicas de basaltos komatiíticos disponíveis na literatura, as quais se adequam melhor às análises obtidas e as estruturas observadas.

Previamente, à comparação geoquímica apresentada a seguir é importante também salientar o comportamento dos

elementos químicos em zonas de alteração fluidotermal. Coadunando-se os resultados obtidos por Phillips (1985), Foster (1986), Groves & Phillips (1987), Kishida & Kerrich (1987) e Colvine et al. (1988), conclue-se que os elementos mais imóveis dentro de zonas de alteração hidrotermal são: Al, Ti, Fe, P, Sc, V, Zr, Nb; como elementos de mobilidade intermediária teríamos Mg, Cr, Ni, Cu e Co e, como elementos muito móveis K, Na, Ca, Ba, Ba, muito embora existam trabalhos reportando mobilidades maiores e menores entre esses elementos (Kerrich, 1983; Robert & Brown, 1984, 1986a,b). A bibliografia, no entanto, mostra claramente que a abundância relativa entre os elementos presentes em rochas hidrotermalizadas é função da natureza do protólito alterado. Isso visto, ressalta-se ainda que o resultado da compilação apresentada refere-se essencialmente à alteração observada em rochas máficas e ultramáficas vulcânicas.

Comparando-se os dados geoquímicos sobre os basaltos komatiíticos dos "greenstone belts" de Barberton na Africa do Sul (Smith et al, 1984; Herrmann et al, 1976), de Munro Township no Canadá (Arndt, et al., 1977; Arndt & Nesbitt, 1984), de Piumhi no Brasil (Schrank, 1982), de Kuhmo na Finlândia (Hanski, 1980), e de Minnesota nos EUA (Schulz, 1982), com as análises químicas obtidas para os clorita-xistos e clorita-xistos carbonosos do alvo Carrapatos notamos que:

1. as relações entre MgO e Cr, Ni e TiO_2 (Fig.39, Fig.40, Fig.41), apresentam o campo de concentrações das amostras do

Carrapatos deslocado em relação às médias de basaltos komatiíticos de outros "greenstones", devido a perda relativa de Mg. Isto é compatível com as zonas de alteração hidrotermal descritas por Foster (1986), onde o elemento é moderadamente móvel;

2. as relações entre Al_2O_3 e TiO_2 , Cr e Ni (Fig.42, Fig.43, Fig.44) apresentam uma razoável correlação. No caso, os clorita-xistos carbonosos apresentam um deslocamento das médias de outros "greenstones" em função da maior quantidade de Al. Isto, possivelmente ocorre porque o Al é dos elementos mais imóveis em zonas de alteração hidrotermal (Phillips, 1985), o que implica num enriquecimento relativo, à medida que são retirados outros elementos. Mesmo assim, razões Al_2O_3/TiO_2 entre 19-21 que caracterizam a maioria das análises disponíveis na literatura correspondem à faixa onde situam-se os clorita-xistos carbonosos do alvo Carrapatos, sugerindo que o TiO_2 teve comportamento muito semelhante ao Al_2O_3 , conservando-se as relações condriticas (cf. Nesbit et al., 1979) típicas dos basaltos komatiíticos do tipo Yilgarn (Nesbit, 1981), apesar da alteração. Se esta interpretação é correta os clorita-xistos estariam empobrecidos também em TiO_2 , relativamente ao Al_2O_3 (Fig.42).

3. as relações entre TiO_2 e Cr e Ni também apresentam semelhança no comportamento relativo desses óxidos em relação aos basalto-komatiíticos (Fig.45, Fig.46), confirmando a baixa mobilidade desses elementos em zonas de alteração hidrotermal.

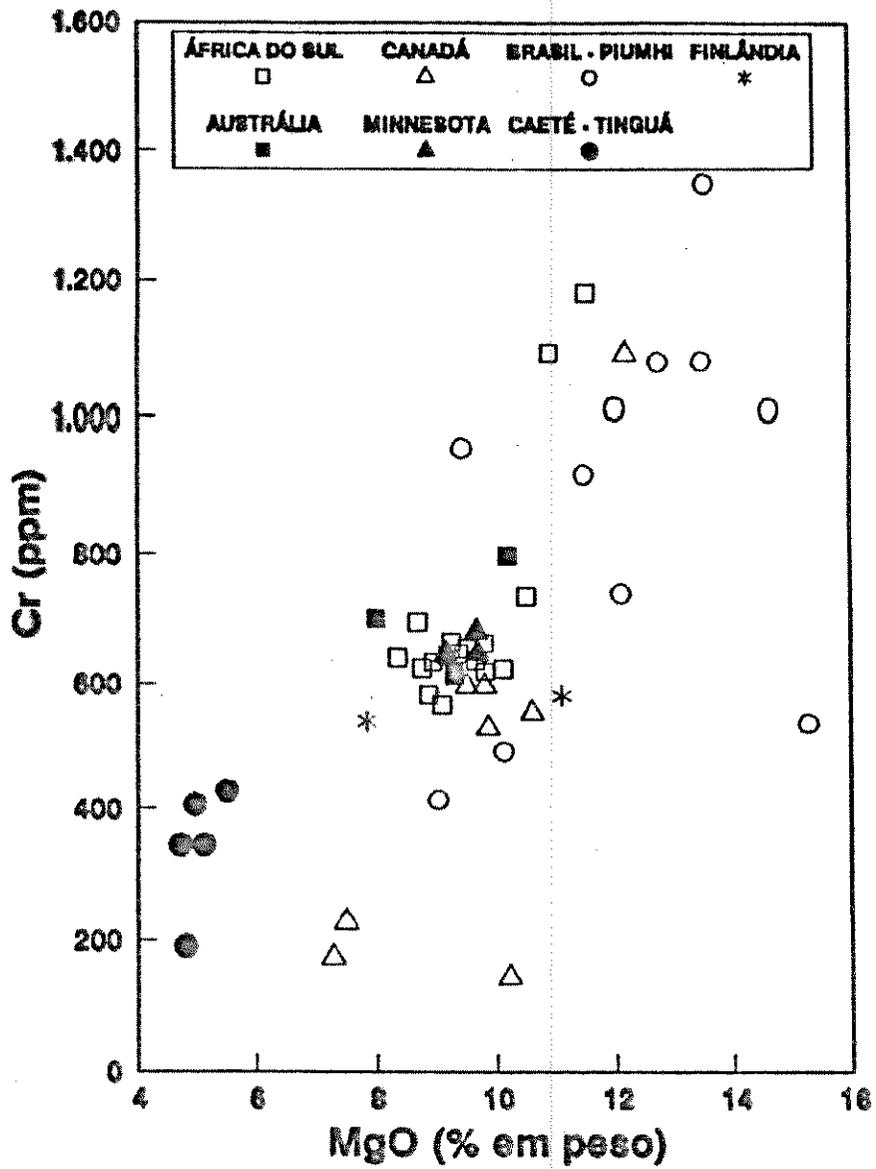


Fig. 39 - Comparação das relações MgO x Cr entre clorita-xistos e clorita-xistos carbonosos do Carrapatos e basaltos komatiíticos de "Archean greenstone belts".

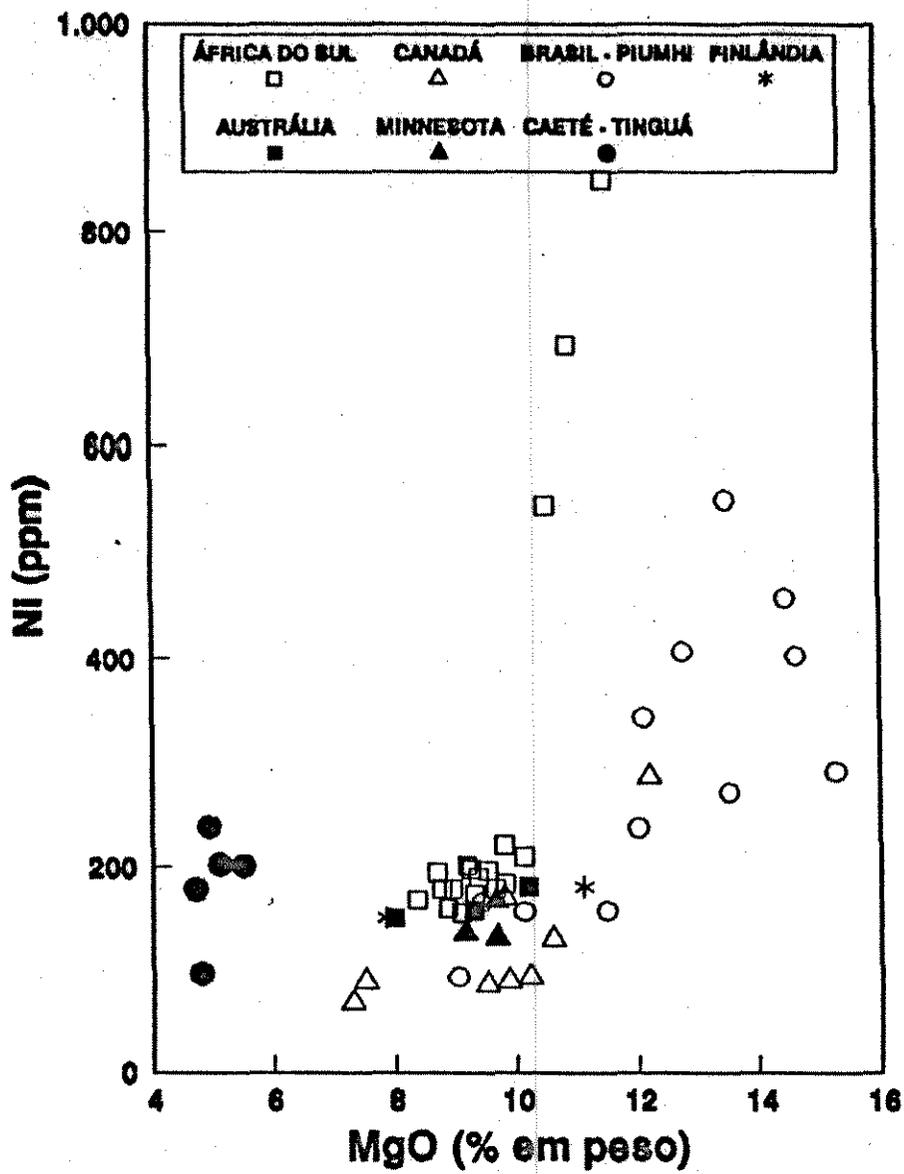


Fig. 40 - Comparação das relações MgO x Ni entre clorita-xistos e clorita-xistos carbonosos do Carrapatos e basaltos komatiíticos de "Archean greenstone belts".

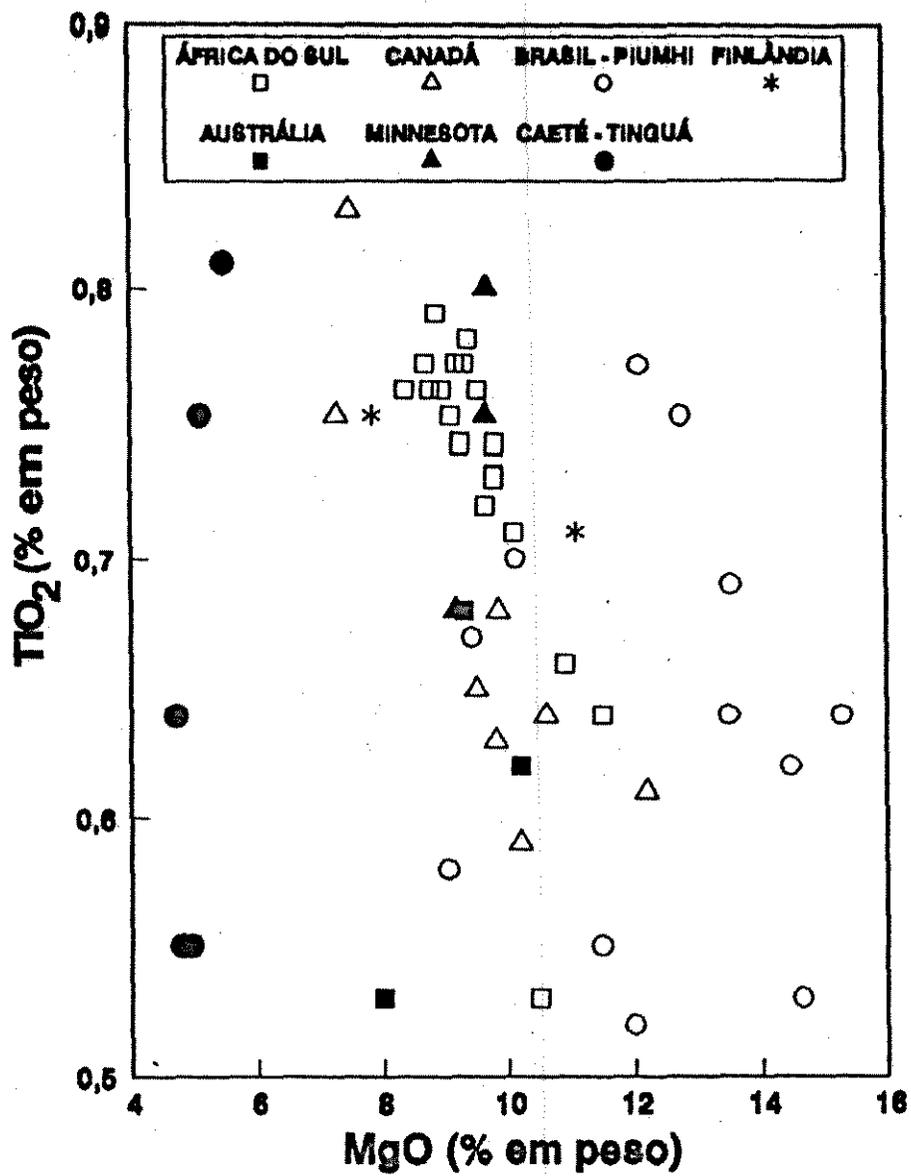


Fig. 41 - Comparação das relações MgO x TiO₂ entre clorita-xistos e clorita-xistos carbonosos do Carrapatos e basaltos komatiíticos de "Archean greenstone belts".

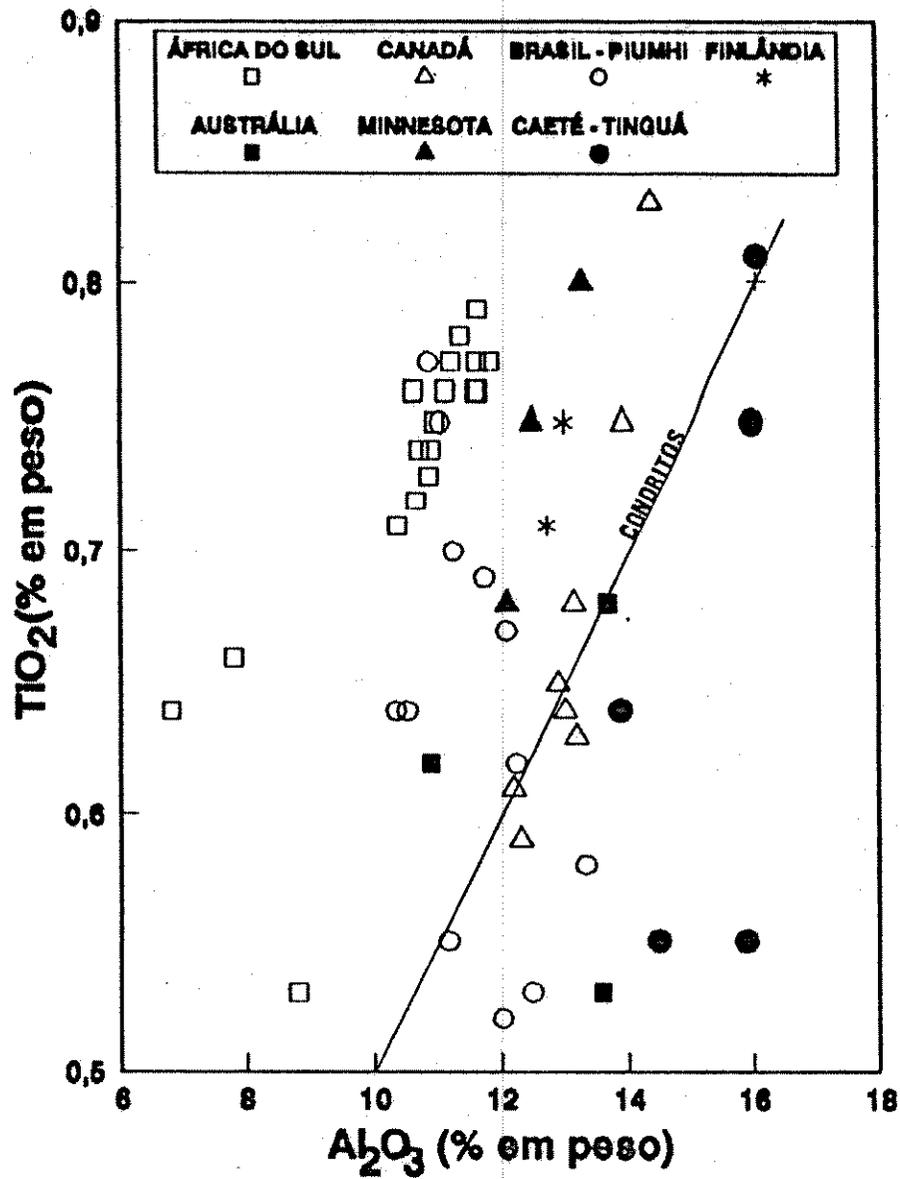


Fig. 42 - Comparação das relações Al_2O_3 x TiO_2 entre clorita-xistos e clorita-xistos carbonosos do Carrapatos e basaltos komatiíticos de "Archean greenstone belts".

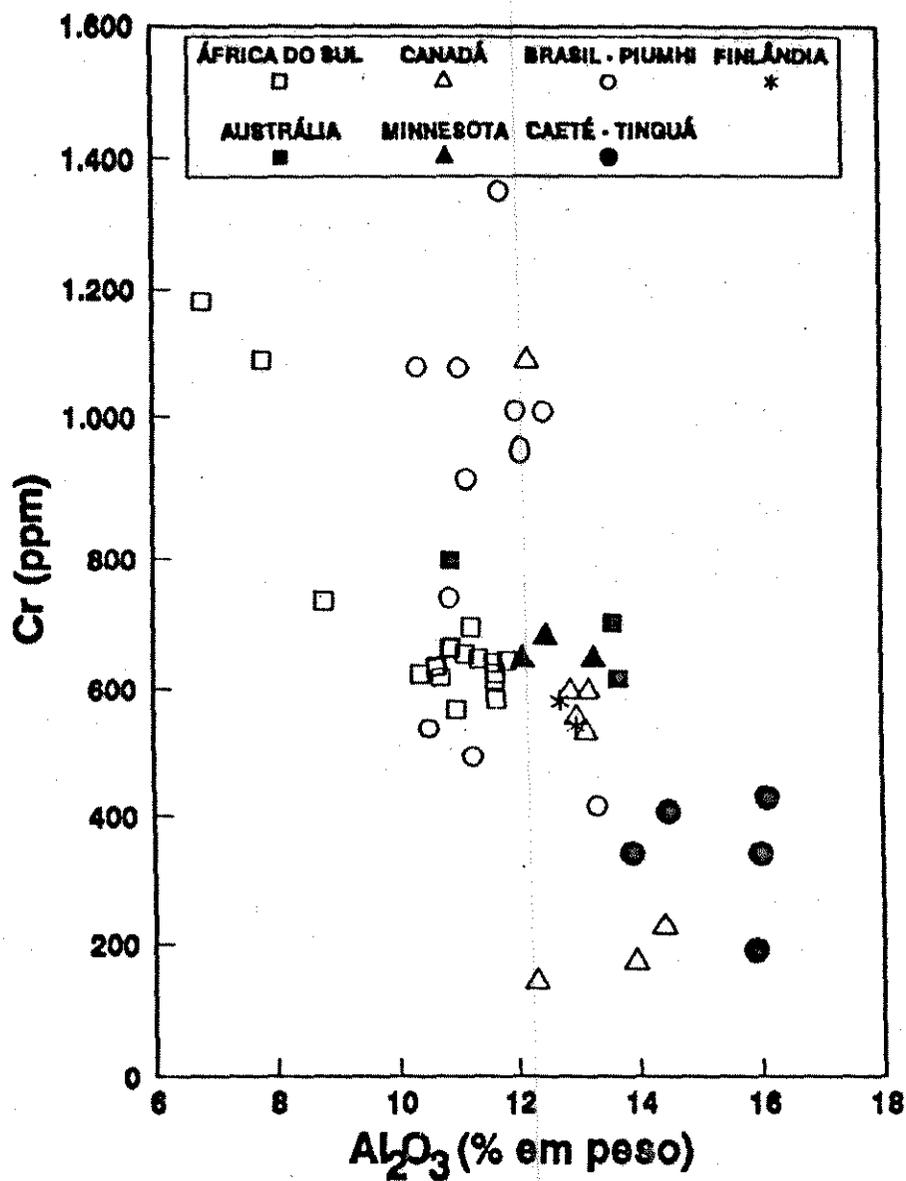


Fig. 43 - Comparação das relações Al₂O₃ x Cr entre clorita-xistos e clorita-xistos carbonosos do Carrapatos e basaltos komatiíticos de "Archean greenstone belts".

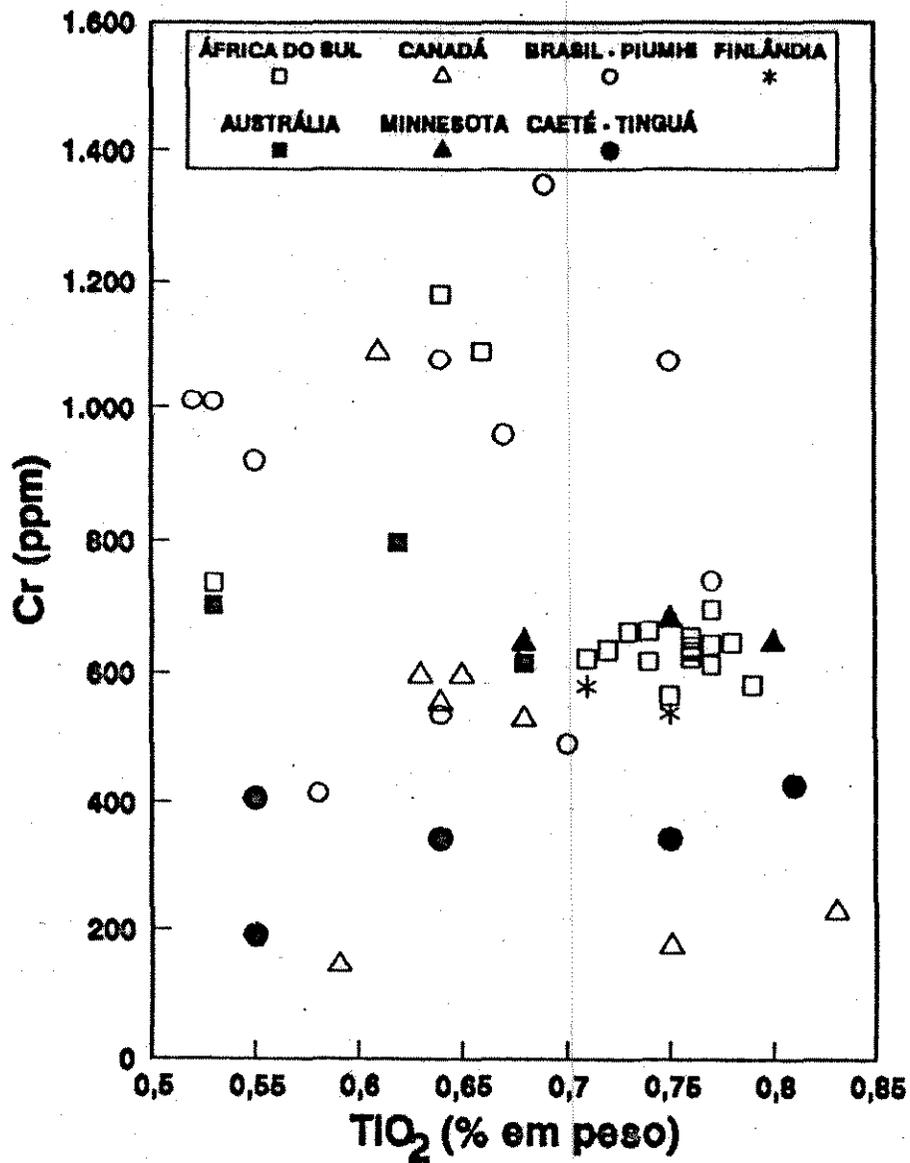


Fig. 45 - Comparação das relações TiO₂ x Cr entre clorita-xistos e clorita-xistos carbonosos do Carrapatos e basaltos komatiíticos de "Archean greenstone belts".

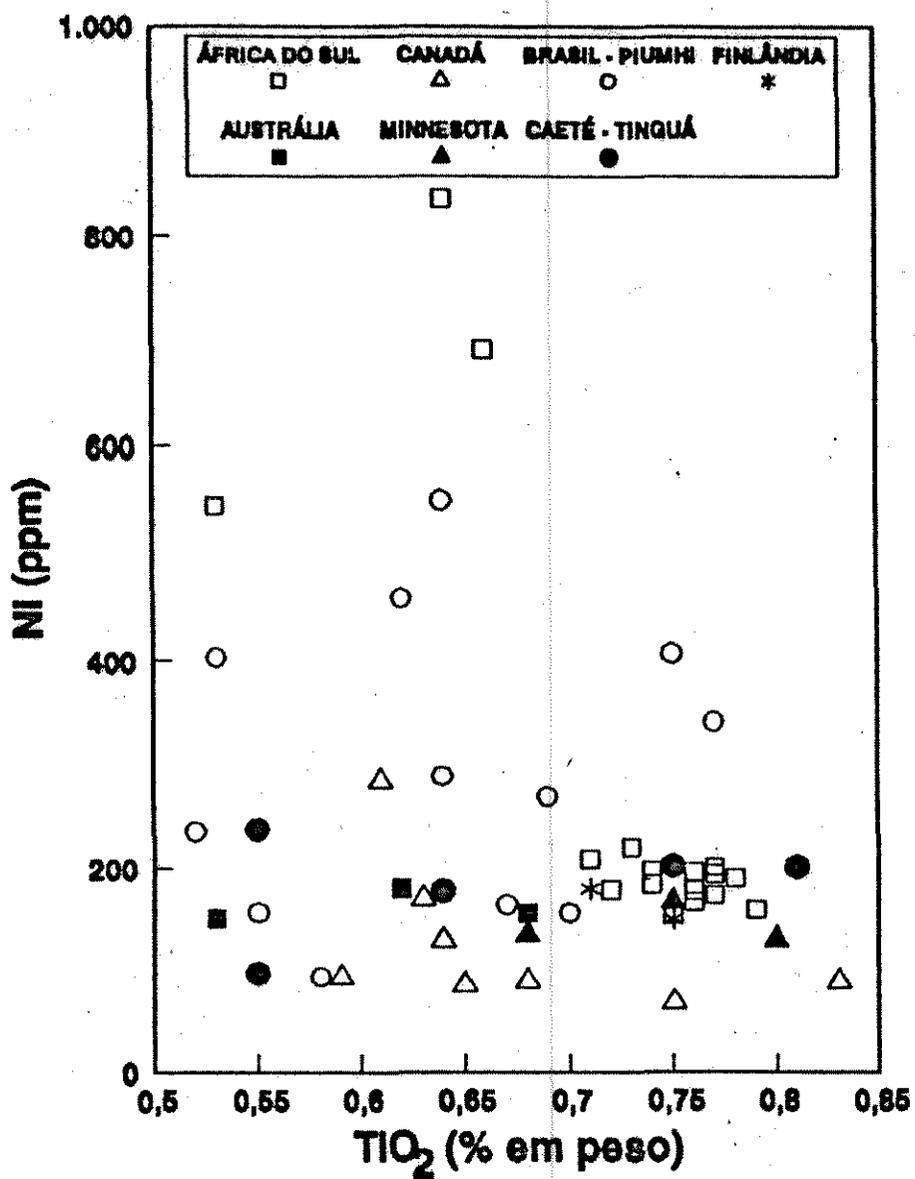


Fig. 46 - Comparação das relações TiO₂ x Ni entre clorita-xistos e clorita-xistos carbonosos do Carrapatos e basaltos komatiíticos de "Archean greenstone belts".

No caso específico do Cr, embora presente em quantidades significativas nas rochas da região do Carrapatos, não é perfeitamente equivalente aos teores dos basaltos komatiíticos dos "Archean greenstone belts". Da mesma forma, se comparado aos percentuais obtidos em porções de derrames de basaltos komatiíticos contendo fenocristais de olivina, por exemplo (Smith et al., 1984), pode ocorrer uma diferença de mais de 500 ppm. Este fato portanto sugere uma certa perda deste elemento durante o processo de alteração e deformação que afetou as rochas do alvo Carrapatos, o que poderia explicar, em parte, a presença de Cr/sericita em rochas félsicas circunzinhas aos clorita-xistos carbonosos.

Como sugere Colvine et al (1988) normalmente a avaliação sobre a natureza de rochas hidrotermalizadas, sem a presença de protólitos originais para comparação geoquímica, deve vir acompanhada de algum tipo de normalização. No presente estudo, visto que ainda não foram identificados derrames de basaltos komatiíticos no Grupo Nova Lima, além do que, apesar das evidências favoráveis, sua presença continua apenas como hipótese, optou-se por apresentar um tratamento dos dados na sua forma bruta, sem qualquer tipo de normalização (cf. Kishida & Kerrich, 1987).

A grande incógnita sobre essas rochas, visto sua boa comparação geoquímica com outros basaltos komatiíticos do mundo, reside na expressiva quantidade de poeira carbonosa presente.

Xavier & Foster (1991), estudando os depósitos de Maria Preta (BA), observam a íntima associação das mineralizações auríferas, embutidas em rochas ácidas, com material carbonoso de ocorrência semelhante ao da região Tinguá, optando por interpretá-los como oriundos de remobilização a partir das rochas sedimentares circunvizinhas, face a comprovação de sua origem orgânica, através do estudo de isótopos de carbono.

A presença de material carbonoso ou grafitoso associado a zonas de alteração hidrotermal é um fato bastante comum. Além das citações em epígrafe, podemos ainda mencionar, as mineralizações da Fazenda Brasileiro (Reinhardt & Davison, 1989), as mineralizações de Crixás (Thomson, 1986), os depósitos de Hollinger-McIntyre em Ontário (Mason & Meinik, 1986), as minas do Distrito de Saint Yrieix na França (Bouchot, et al., 1989), diversos depósitos do Zimbábue (Foster, 1986), vários depósitos do "greenstone belt" do Abitibi (Springer, 1985; Wilson & Rucklidge, 1987) e na URSS (Gorzhevskiy (1987)). Todos esses depósitos associam-se de alguma forma a rochas com material carbonoso (encaixante, hospedeira), motivo pelo qual na maioria das vezes ou são definidos como metassedimentos, ou são tratados como remobilização de matéria orgânica, ou não recebem nenhum tipo de abordagem (somente são descritos associados a milonitos de diversos protólitos). Raros são os trabalhos que preocupam-se em analisar geoquimicamente e petrograficamente tais tipos de rocha (Annels & Roberts, 1989).

Partindo da hipótese de Xavier & Foster (1991), onde ocorreria remobilização de matéria orgânica, seria ainda difícil uma explicação do motivo pelo qual estariam sendo adicionados volumes de matéria carbonosa principalmente aos basalto-komatiíticos.

A literatura pesquisada, reporta alterações hidrotermais relacionadas a fenômenos de carbonização, mas enfatiza os fenômenos metassomáticos relacionados à carbonatização (pela introdução de altas concentrações de CO_2). Como comprovado através de análises petrográficas e microtermométricas em lâminas bipolidas, os principais componentes do fluido hidrotermal que atravessou as rochas da região são: H_2O e $\text{CO}_2 \pm \text{CH}_4 \pm \text{N}_2$ (estes últimos inferidos com base no deslocamento do ponto de fusão do CO_2). Da mesma forma que diversos tipos de assembléias carbonáticas resultam da interação fluido-rocha (Colvine et al., 1988) discute-se a seguir possibilidade de deposição de C a partir desses mesmos fluidos:

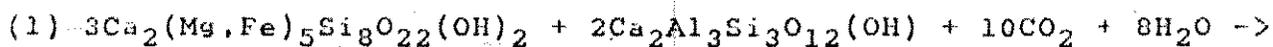
1. o material carbonoso nos clorita-xistos carbonosos associa-se essencialmente à sericita e à clorita, e subsidiariamente como inclusões nos carbonatos. Nos quartzo-Cr/sericita-xistos carbonáticos, provável produto extremo do processo de alteração hidrotermal dos basaltos komatiíticos, sua presença não foi observada;

2. embora sejam reconhecidas nestas litologias diversas fases de sulfetação, condições físico-químicas redutoras certamente são necessárias para a deposição de carbono a partir de fluidos hidrotermais ou pelo menos para mantê-lo como tal, caso já existisse (Romberger, 1985);
3. para explicar a inexistência de material carbonoso nos Cr/sericita-xistos, e sim, principalmente de carbonatos de ferro (Fe-dolomita), devem predominar condições oxidantes, com fugacidade de oxigênio suficientemente alta para impedir a deposição ou para oxidar o material carbonoso, conservando a predominância da assembléia carbonática (Romberger, 1985; Vieira, 1988);
4. Rumble III et al. (1986), concluem que o carbono pode ser transportado como CO_2 ou como CH_4 , oriundos de devolatilização metamórfica de sedimentos, sendo precipitado em condições onde fluidos com diferentes razões CO_2/CH_4 misturam-se em intersecções de fraturas. Fyfe (1991) refer-se ao transporte como CO, inclusive como um agente maior de transporte do Au;
5. as transformações hidrotermais documentadas nas rochas do alvo Carrapatos envolvem reações de desidratação, possivelmente similares àquelas descritas por Phillips (1985) e Colvine et al. (1988) sobre rochas ultramáficas que sofreram metamorfismo regional e foram mineralogicamente transformadas devido à aumentos progressivos na concentração de CO_2 . Estas reações de "quebra" de minerais ferro-magnesianos encontram-se abaixo

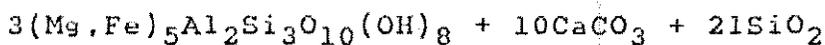
sumarizadas e se baseiam nos autores acima citados:

ROCHAS ULTRAMÁFICAS A CLINOPIROXÊNIO:

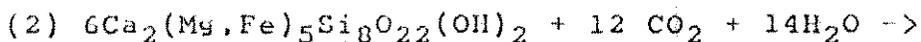
Quebra de minerais ferromagnesianos hidratados:



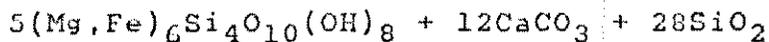
Tremolita/Actinolita Epidoto



Clorita Calcita Quartzo



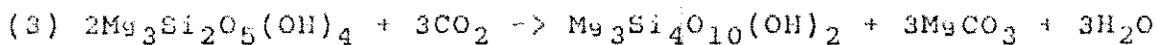
Tremolita/Actinolita



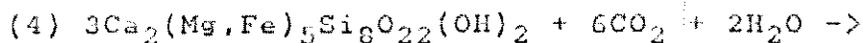
Clorita Calcita Quartzo

ROCHAS ULTRAMÁFICAS A PIGEONITA/ORTOPIROXÊNIO/OLIVINA:

Quebra de silicatos ferro-magnesianos:



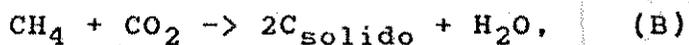
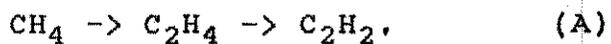
Serpentina Talco Magnesita



Tremolita

Ultramáfica como um todo, pois os fenômenos de carbonatização e possivelmente carbonização, não necessariamente respeitam contatos litológicos. As rochas descritas nas bancadas (FOTOS 14 e 15), afetadas pela atividade hidrotermal, mostram claramente a distribuição de produtos hidrotermais dentro de zonas de alteração, ou seja, ocorre incidência e quantidades variáveis entre carbono e carbonato, o que determina ora zonas mais carbonatizadas (amareladas), ora zonas mais carbonizadas (escuras) e, zonas transicionais entre elas,

7. Ivankin & Nazarova (1984), concluem que o carbono pode se precipitar a partir de misturas fluidas, numa larga faixa de temperatura (de 200-250 °C a 1000°) e segundo diferentes reações:



as quais, segundo aqueles autores promoveriam um aumento em solução principalmente de H₂O e, subordinadamente de CO₂.

8. Adotando a reação (B) de Ivankin & Nazarova (op.cit), cujos elementos estão também presentes nos fluidos mineralizantes que atravessaram as rochas do alvo Carrapatos, pode-se explicar algumas questões restantes:

i) o decréscimo em proporção volumétrica entre H_2O , CO_2 e CH_4 (muito pouco). Neste caso, a maior parte do carbono teria sido consumido, tanto em reações que gerassem carbono ou carbonato. Isto condiz com a vasta carbonização e carbonatização sofrida pelas rochas.

ii) como a deposição do carbono implica em liberação de água (ainda reação B), e visto que as principais transformações metassomáticas envolvem reações de desidratação (Phillips, 1985), esta mistura de H_2O e CO_2 residual, ainda com uma certa temperatura, poderiam ter participado do fenômeno de recristalização estática que ocorre normalmente após o final da alteração e da deformação presente na área. Inclusões principalmente monofásicas, aquosas ou carbônicas, detectadas e limitadas a grãos de quartzo poligonais recristalizados estaticamente (> 50 um, segundo o critério de Vauchez, 1987), poderiam confirmar essa hipótese de confinamento dos fluidos residuais.

Concluindo, consideramos que há boas evidências de que parte das rochas presentes no alvo Carrapatos correspondam a basaltos komatiíticos milonitizados, os quais, ao longo do processo de deformação, sofreram mudanças profundas na sua composição química e mineralogia, devido, principalmente, à processos metassomáticos de carbonização, carbonatização, cloritização e sericitização.

Esses processos e a distribuição de produtos hidrotermais comumente são observados na escala da mina, e relacionam-se diretamente à formação dos depósitos do Carrapato de Cima e Carrapato de Baixo, os quais serão detalhadamente descritos a seguir.

IV.3. MINA CARRAPATO DE CIMA

IV.3.1. Geometria e Controles Lito-estruturais

A mina Carrapato de Cima foi assim denominada originalmente por Moraes & Barbosa (1939), por localizar-se topograficamente acima do outro corpo mineralizado do alvo Carrapato (Mina Carrapato de Baixo).

O mapeamento realizado na escala 1:100, na galeria e circunvizinhanças, em projeção axiométrica horizontal, seções transversais e projeções horizontais em verdadeira grandeza (V.G.), resultou no bloco diagrama da Fig.47.

O minério dessa mina corresponde a uma rocha quartzo-carbonática sulfetada, diretamente hospedada num metachert carbonoso tectonicamente bandado. Minério e hospedeira, por sua vez, são englobados por uma fina camada envoltória de quartzo-carbonato-Cr/sericita-xisto esverdeado-acinzentado. Quartzo-carbonato-clorita-xistos e quartzo-clorita-xistos carbonosos circundam toda a região de lavra.

Geometricamente, o corpo de minério apresenta-se alongado segundo a direção $S85^{\circ}$, que é paralela ao eixo de uma dobra isoclinal recumbente, anisópaca, à penetrativa lineação "strike" de estiramento mineral (Fig. 47, 48, 49 e 50) e à lineação de crenulação "X" (L_{C1}). A relação comprimento/largura do corpo pode ser superior a 10/1.

Essa grande estrutura, que corresponde a uma meso-dobra de eixo "A" (meso L-tectonito), aliada a pequenas modificações na direção da lineação de estiramento, constituem o principal controle espacial da mineralização. Um levantamento detalhado efetuado sobre as lineações de estiramento presentes no interior da mina, mostra que pequenos desvios na sua orientação têm uma resposta idêntica na estruturação do corpo de minério. Isto significa, que nas porções das extremidades do corpo, onde a lineação tenda, com referência ao seu alongamento mediano ($S85^{\circ}$), a desviar-se para ENE ou para SSE, o mesmo acompanha a trajetória, alargando-se ou estreitando-se. A Fig. 48, que corresponde a um rebatimento horizontal em V.G. dos pacotes mapeados, ilustra esse comportamento.

MINA CARRAPATO DE CIMA

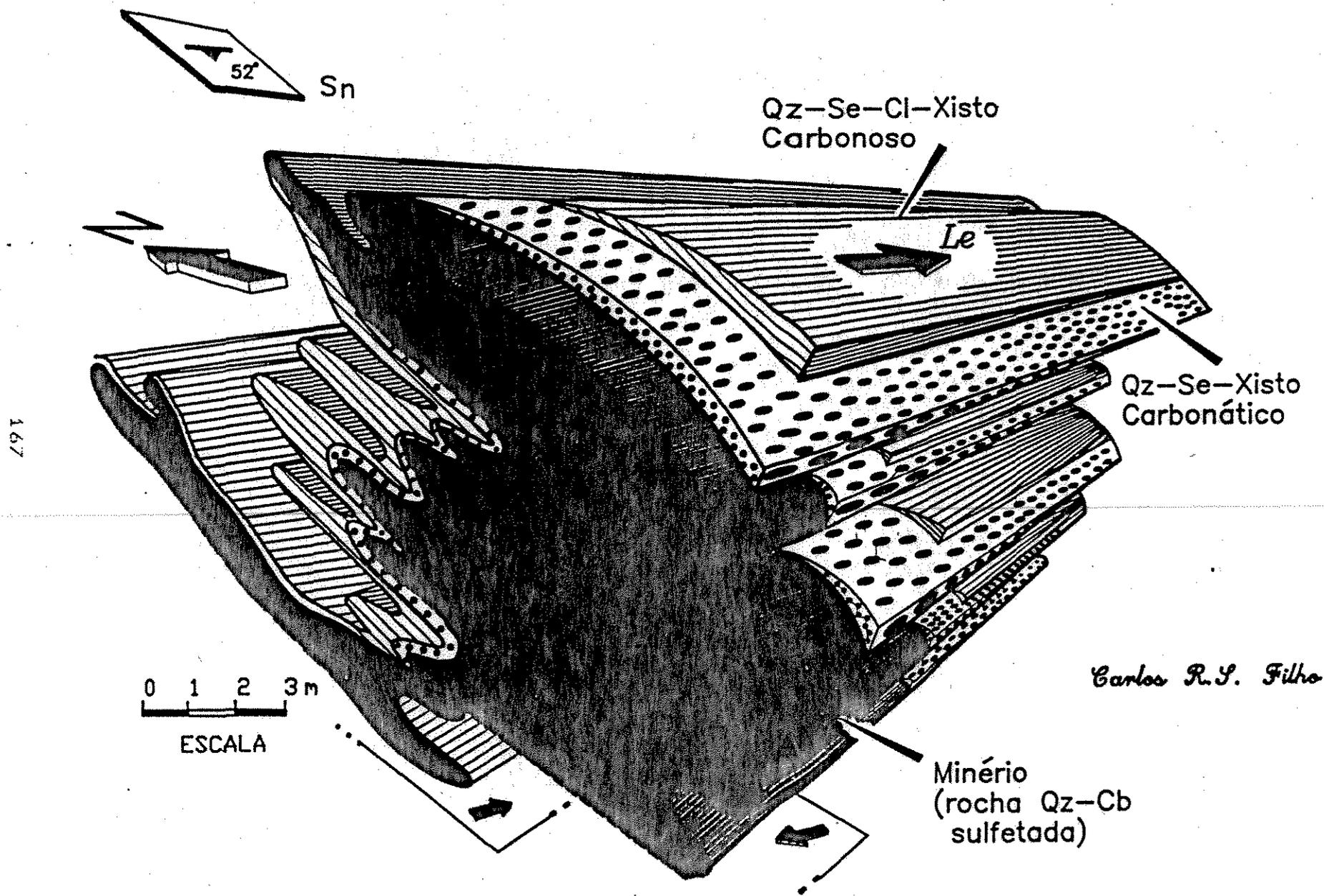


Fig. 47 - Configuração geométrica tridimensional, controle estrutural e zoneamento mineralógico (produtos de alteração fluidotermal) relacionados ao corpo mineralizado da

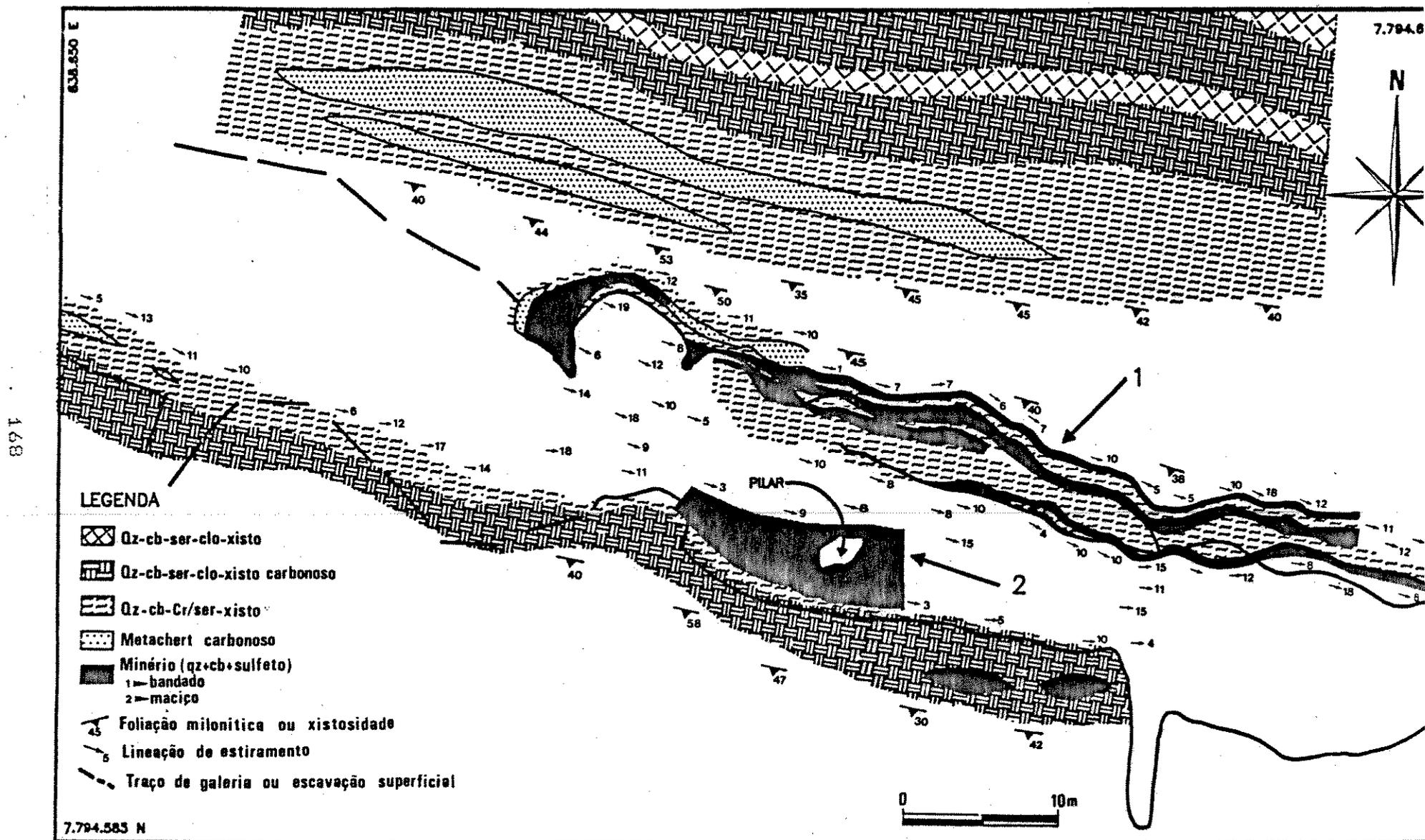


Fig. 48 - Mapa geológico-estrutural em planta da Mina Carrapato de Cima e adjacências.

As projeções axiométricas somente foram utilizadas no bloco diagrama esquemático, visto que o eixo da dobra e a lineação de estiramento apresentam um baixo ângulo de mergulho (14°), o que faz com que a projeção baseada nestas estruturas apresente distorções geométricas.

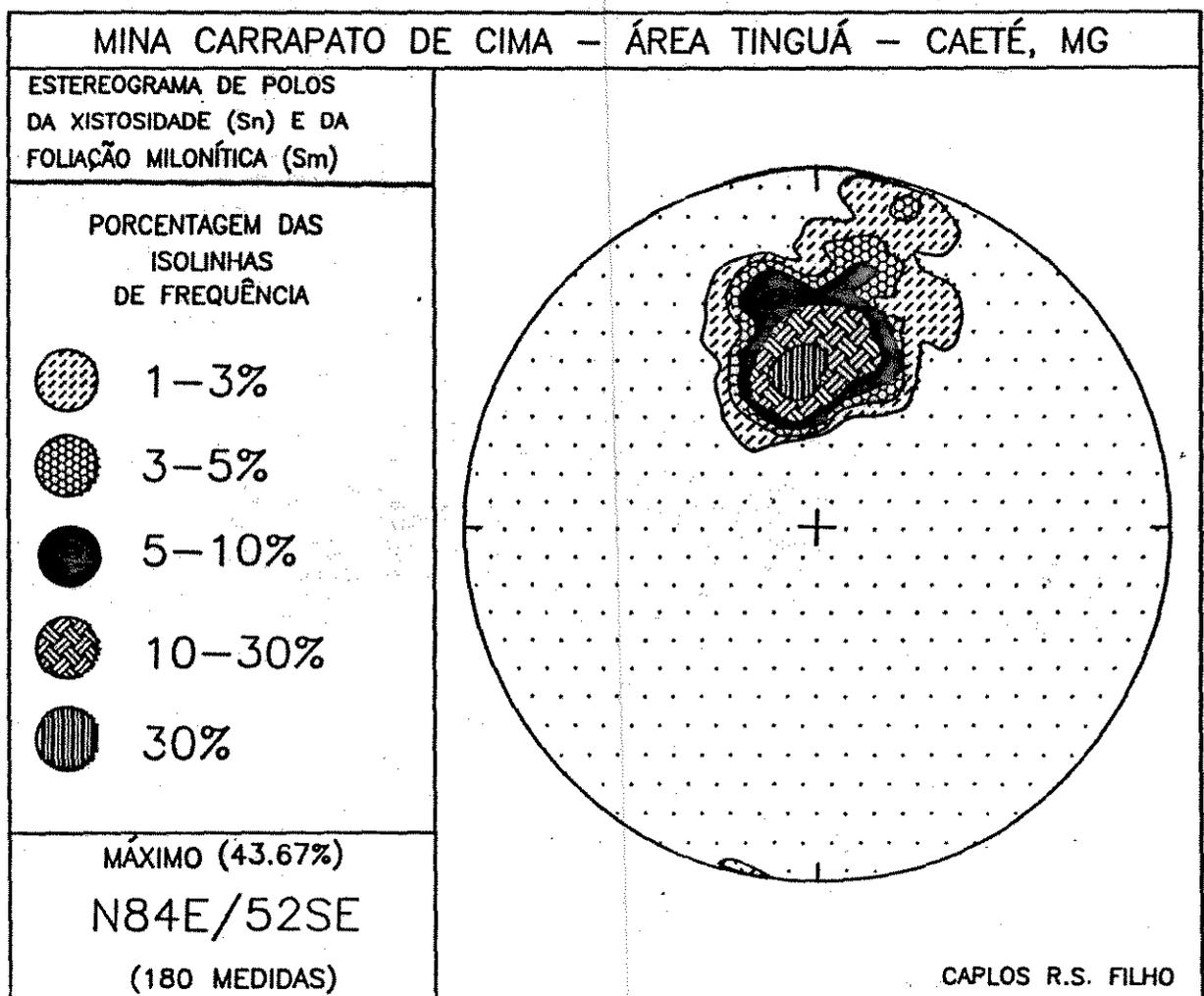


Fig. 49 - Diagrama de contorno de polos da xistosidade e foliação milonítica observadas na Mina Carrapato de Cima e adjacências.

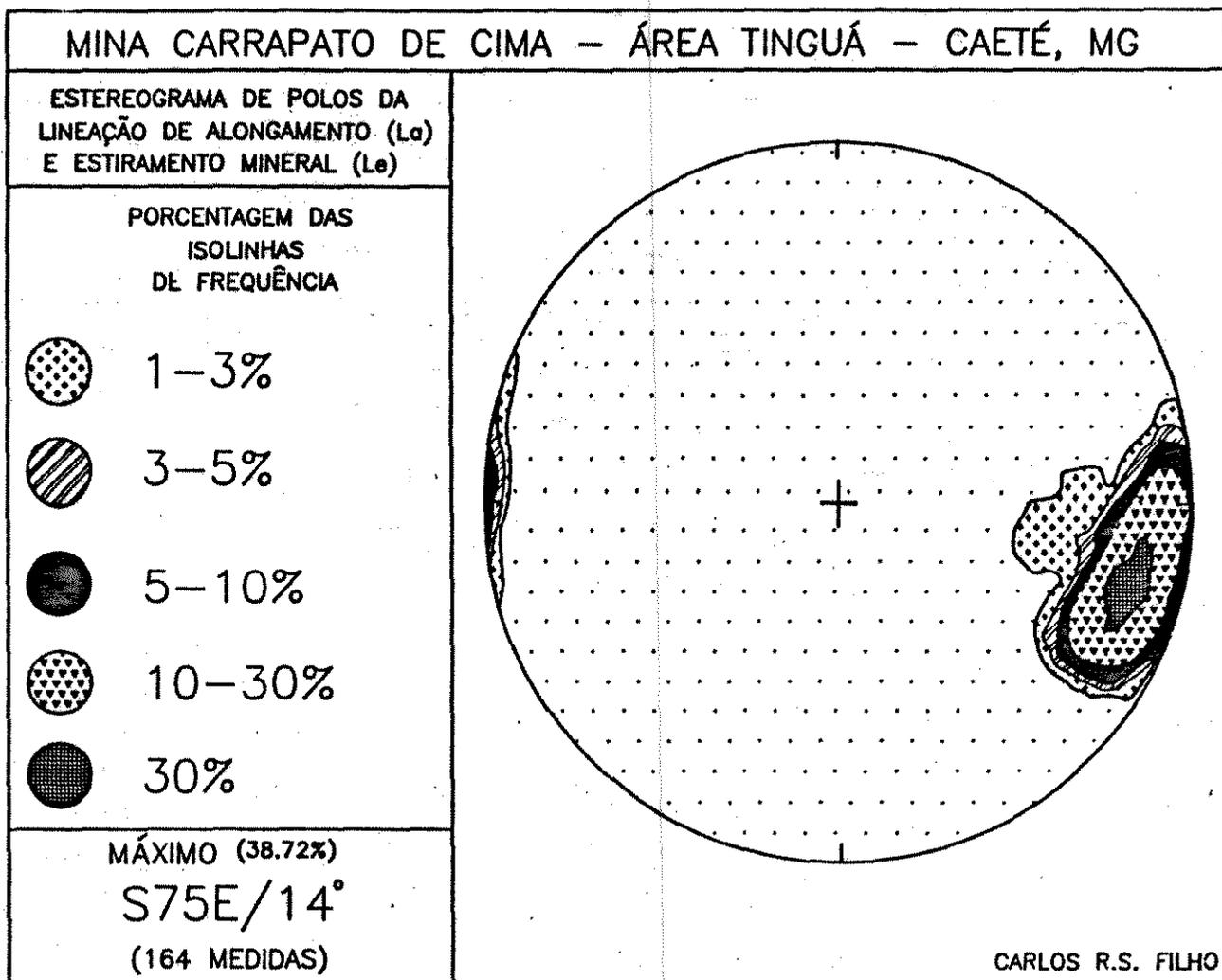


Fig. 50 - Diagrama de contorno de polos da lineação de estiramento verificada na Mina Carrapato de Cima e adjacências.

O metachert carbonoso, que corresponde à rocha hospedeira do minério, aparece principalmente no teto e na aba norte da mina, não ocorrendo na região próxima à charneira. Nesta região, o minério faz contato diretamente com o quartzo-carbonato-Cr/sericita-xisto. Fora da galeria, poucos

metros a norte, ocorrem dois níveis de metachert carbonoso separados por quartzo-sericita-xistos, os quais se devidamente projetados, correspondem aos flancos inferior e superior da mesodobra. Também na extensão oeste da mina, esse metachert (já mais afetado pela atividade hidrotermal), aparece compondo uma porção da zona de charneira, rompida e boudinada durante o cisalhamento (cf. Fig. 48).

Perfis realizados segundo a lineação de estiramento, mostram que, seguindo-se tanto na extensão leste como oeste da mina, o rompimento é verificado para todo o corpo, pois lascas podiformes desse metachert são observadas. Os flancos da mesodobra, por exemplo, à medida que desaparecem em exposições de profundidade (trincheiras) próximas à galeria, mostram-se segundo a direção S85E, como pequenos boudins de metachert imersos no quartzo-clorita-xisto carbonoso. Não raramente estruturam-se internamente como dobras de eixo "A", idênticas às observadas em escala maior na mina. Este comportamento foi muito bem documentado nos afloramentos à NE da região de lavra.

O metachert carbonoso é uma rocha tectonicamente bandada, com leitos escuros de quartzo muito fino (< 5µm) associados a poeira carbonosa e pouco afetados pelo cisalhamento dúctil, justapostos laminarmente a leitos de quartzo claros, que acomodaram significativa parte da deformação. A preservação dos leitos contendo poeira carbonosa, provavelmente relaciona-se a mecanismos de "strain softening" e regimes deformacionais de

distribuição descontínua (Arthaud, 1987), onde os níveis originalmente compostos predominantemente por quartzo foram concentrando gradativamente mais a deformação nos seus limites em função da recristalização dinâmica deste mineral. O resultado deste fenômeno encontra-se exposto na FOTO 21.

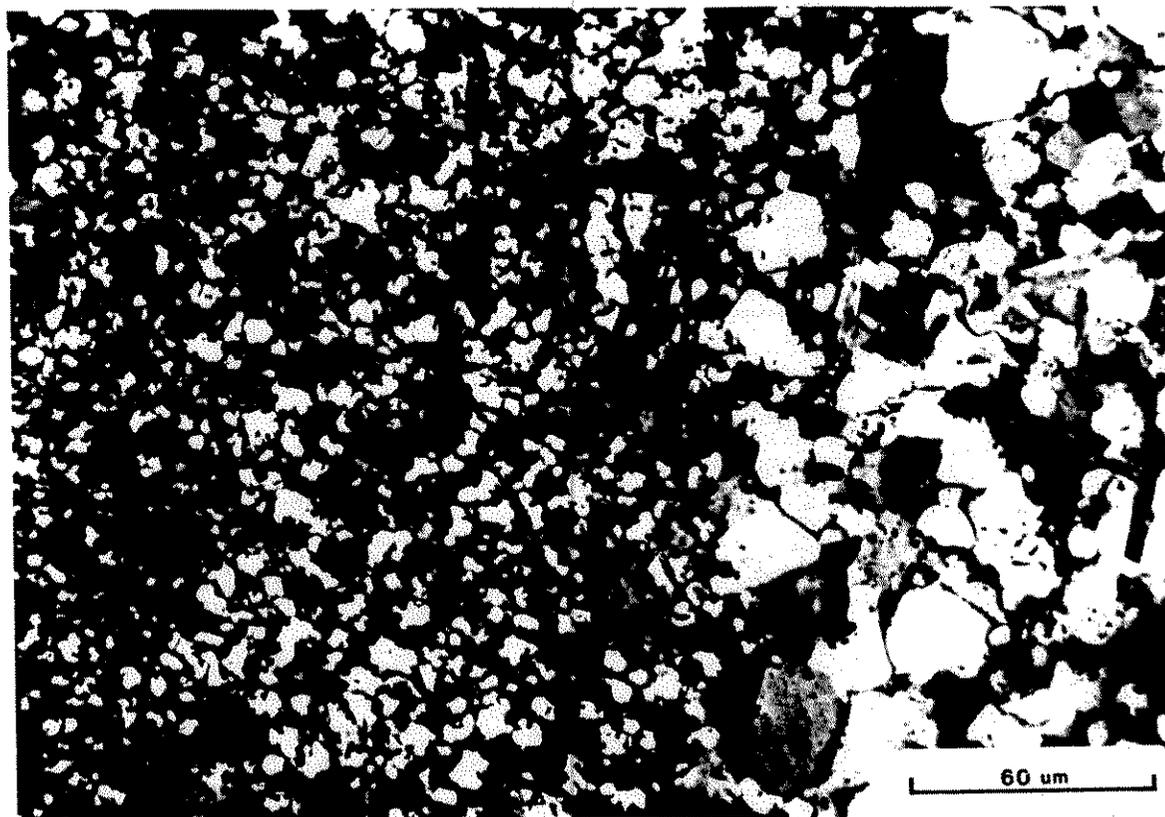


FOTO 21. Fotomicrografia do metachert carbonoso que hospeda o corpo de minério da Mina Carrapato de Cima. Note que os níveis constituídos por poeira carbonosa e quartzo microcristalino são destituídos de deformação; os níveis quartzosos, por sua vez, apresentam-se recristalizados dinamicamente (quartzo de granulometria média de 20 μ m).

A existência do metachert carbonoso ainda parcialmente preservado foi de suma importância para a caracterização de uma série de dobras parasitárias recumbentes, de amplitude métrica a centimétrica e também de eixo "A", presentes na mina. Devido ao fato do metachert apresentar-se bandado, em seções no plano "YZ"

do elipsóide de deformação esses dobramentos aparecem muito bem marcados. O efeito dessas dobras sobre o corpo aurífero têm um significado especial, pois os restos do minério, que foi lavrado segundo cortes "XZ" (paralelos à lineação de estiramento), correspondem aos restos das charneiras das dobras parasitárias e não a níveis independentes de minério como aparenta o mapa da Fig. 48.

O quartzo-carbonato-Cr/sericita-xisto forma, em torno do metachert carbonoso e do corpo de minério, um típico halo hidrotermal. A proporção volumétrica de carbonatos e sulfetos associados a esses sericita-xistos, varia bastante, mas tende a crescer junto ao contato com o minério. A composição dos carbonatos foi determinada através de SEM ("scanning electron microscope"), e corresponde a dolomita ferroana. O principal sulfeto identificado nessas rochas é a pirita, que aparece comumente como porfiroblastos sin-cinemáticos, acomodando uma razoável quantidade de deformação (comumente apresentam-se alongados e quebrados, em função do contraste de competência com o meio sericítico). A pirita eventualmente porta diminutos grãos de ouro (determinado através de SEM, com cerca de 1 micron de dimensão). O Cr presente nessas litologias foi identificado principalmente na sericita (SEM), e muito subordinadamente nos carbonatos (microsonda). Rutilo foi o único óxido verificado.

A alteração intempérica de carbonatos e sulfetos de

ferro transforma a rocha num quartzo-sericita-xisto amarelado ocre de aspecto ferruginoso, presente nas imediações da mina.

Envolvendo esse halo hidrotermal de quartzo-carbonato-Cr/sericita-xistos ocorre um grande volume de quartzo-sericita-clorita xistos carbonosos ± carbonatos e quartzo-clorita-xistos carbonáticos, correspondentes àqueles analisados quimicamente e com teores elevados de Cr e Mg. Até onde foi possível verificar o Cr é relacionado unicamente à sericita. Identificam-se nessas rochas dois tipos de óxidos: ilmenita, e mais raramente rutilo (microsonda). Titanita também foi observada.

O minério da Mina Carrapato de Cima apresenta-se maciço na zona de charneira e finamente bandado nos flancos, onde níveis quartzo-carbonato sulfetados intercalam-se a níveis predominantemente compostos por quartzo e carbonato (FOTO 22).

O aspecto maciço documentado na região de charneira está intimamente ligado ao próprio mecanismo de geração de dobras (Park, 1989). Ocorre maior migração de fluidos para essa região por corresponderem à zonas de alívio de pressão, envoltas por rochas impermeáveis (xistos), o que torna toda a estrutura um típico "trap" selado.

Nos flancos da estrutura, o aspecto bandado deve-se principalmente à evolução do cisalhamento acompanhado por alterações hidrotermais. O antigo bandamento do metachert, composto por quartzo microcristalino associado à poeira carbonosa, passa a ser envolvido na deformação e gradativamente substituído por assembléias porfiroblásticas de sulfeto e carbonato, às quais

se associa o ouro.

É de rara observação a presença de porções remanescentes dos níveis originais de metachert carbonoso internamente ao bandamento sulfetado, embora ocorra. Apesar da existência de transição vertical entre ambas as rochas, entretanto também se observa uma passagem lateral das bandas sulfetadas para as bandas metachérticas carbonosas, à medida que se caminha para o extremo norte do corpo (lembrar que os flancos estão posicionados fora da zona mineralizada). No corpo de minério, ao antigo bandamento quartzoso, que numa primeira instância acomodou a maior parte da deformação, associam-se também carbonatos. Estas observações convergem todas no sentido de que o processo hidrotermal é um fenômeno que acompanha a deformação dúctil progressiva.

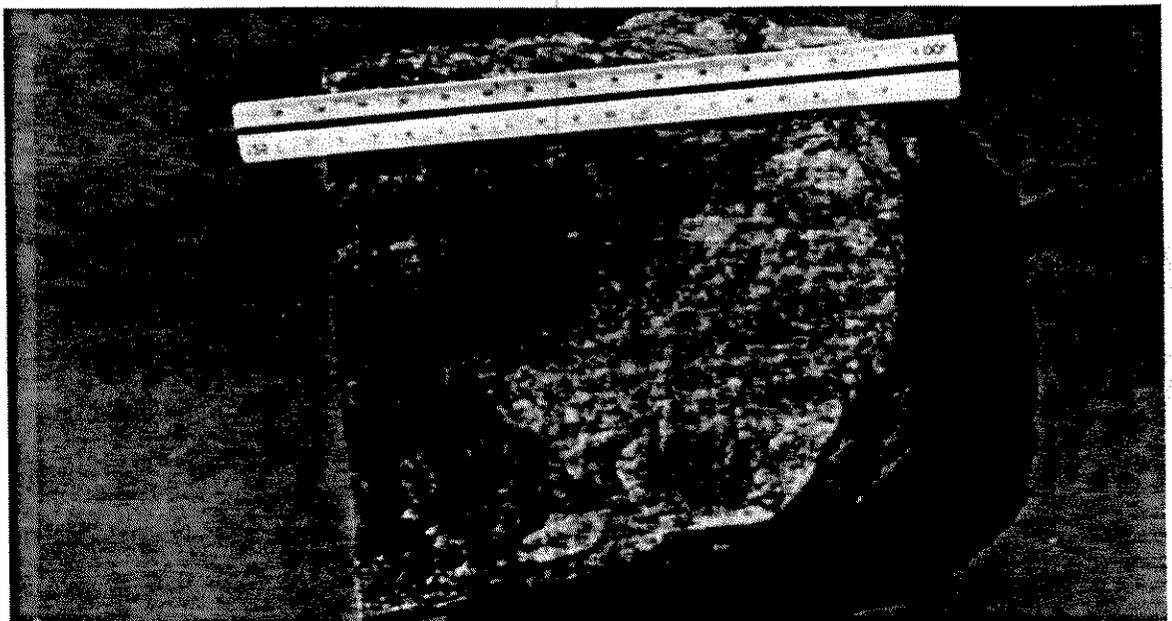


FOTO 22. Amostra de minério proveniente dos flancos da meso-dobra de eixo "A" da Mina Carrapato de Cima. Note a distinção do bandamento tectônico entre níveis de sulfetos e carbonatos e níveis predominantemente compostos por quartzo. Estes níveis correspondem, respectivamente, aos paleo aleitamentos compostos por chert carbonoso e, quartzo recristalizado ilustrados na FOTO 21.

Entretanto, o minério, seja nas suas porções maciças seja nas bandadas, apresenta-se como uma rocha desprovida de deformação quando analisado a vista desarmada, pois os porfiroblastos de sulfeto são aparentemente euédricos e a ganga quartzosa é recristalizada a grão médio. A partir destas observações o minério poderia ser interpretado ou como uma mineralização primária, ou como uma mineralização tardia no processo de deformação.

Contudo, ao microscópio nota-se que:

1. a rocha apresenta, na sua maior parte, o quartzo recristalizado estaticamente, processo que tende a apagar toda a história deformacional do minério, devido ao crescimento dos grãos que ocorre da tendência à diminuição da energia livre de superfície (Arthaud, 1987). Os grãos tornam-se poligonizados, de tamanho médio de 50um, e portam inclusões fluidas monofásicas carbônicas ou aquosas,

2. em meio à massa de quartzo recristalizado estaticamente, embora muito raramente, é possível observar uma geração de quartzo anterior, que aparece preservada em meio ao amplo domínio de recristalização estática. Correspondem ou a bolsões de quartzo de área superior a 200um, marcados por forte extinção ondulante ou bandas de deformação interna (deformação mecânica), ou a finos agregados muito alongados, resultantes de estiramento, seguido de recristalização e recuperação dinâmica. Nesta última textura o quartzo teria sofrido uma completa restauração da sua rede

cristalina, devido ao acréscimo de energia introduzido no sistema pelos processos dinâmicos e plásticos, a qual é gradativamente consumida através da redução granulométrica (cominuição), com formação de inúmeros novos cristais de tamanho reduzido (Nicolas, 1984). O tamanho dos grãos recristalizados atingem dimensões em torno de 10µm, diagnóstico de rochas que sofrem deformação plástica a superplástica (Vauchez, 1987). Nesses bolsões "fossilizados", diferente do que observado na massa recristalizada estaticamente, ocorrem inclusões polifásicas (H₂O, CO₂, CH₄, cristais de saturação, etc). Comparando a composição obtida para essas inclusões com aquelas reportadas por Colvine et al. (1988) para mineralizações auríferas em zonas de cisalhamento, é possível pensar que esta geração de quartzo relaciona-se diretamente aos fenômenos deformacionais e hidrotermais que deram origem à mineralização,

3. os porfiroblastos de sulfeto, comumente apresentam-se circundados pela massa de quartzo recristalizado estaticamente. Entretanto, quando associados às porções menos recristalizadas, mostram caudas de quartzo "ribbon", evidenciando que participaram também da deformação. Entretanto, existe entre o sulfeto e o meio quartzoso uma grande diferença de competência (o quartzo é dos minerais mais susceptíveis à deformação ductil (Sibson, 1977)), o que faz com que absorva praticamente absorva toda a deformação, e em função disto, o sulfeto sin-cinematóico seja preservado, praticamente sem deformação.

Nas encaixantes diretamente em contato com o minério, uma geração de porfiroblastos de sulfetos também pode ser observada, entretanto, bastante deformados. Neste caso, ocorre justamente o contrário, ou seja, não há um forte contraste de competência entre o meio filossilicático e os sulfetos, e estes passam a reter continuamente a deformação.

Essas observações têm um significado importante pois minérios compostos por bandas de quartzo, carbonato e sulfetos alternadas a bandas compostas por quartzo, têm sido interpretados como texturas primárias singenéticas na Mina de Morro Velho (Ladeira, 1988) levando-se em conta, entre outras considerações, o bandamento composicional e a ausência de deformação no minério. Como demonstrado, o bandamento aqui documentado é tectônico, os sulfetos não se mostram deformados devido ao contraste de competência entre esses minerais e o quartzo, e o quartzo sofreu uma recristalização estática tardia que apagou quase inteiramente as evidências de uma deformação prévia, à qual relaciona-se ao nosso ver o processo mineralizante.

IV.3.2. Composição Química e Relações Texturais do Minério

O minério é constituído essencialmente por sulfetos, carbonatos, quartzo, rutilo e diminutos níveis de sericita.

A assembléia de sulfetos compreende principalmente pirita e arsenopirita, que ocorrem isoladamente, em contato, intercrescidas ou inclusas uma na outra. Pirrotita, esfalerita, calcopirita, galena e pentlandita aparecem, subordinadamente,

como pequenas inclusões em arsenopirita e pirita.

As que podem ser consideradas paragêneses efetivas (pelo volume e constância) são:

1. pirita + arsenopirita + pirrotita
2. pirita + arsenopirita + pirrotita + esfalerita

A pirita ocorre em grãos idióblásticos variando de 30um a 5mm. Apresenta inclusões de arsenopirita euédrica, gotas de ouro, pirrotita subédrica, esfalerita, galena, rutilo, carbonatos de ferro (siderita) e apatita.

A arsenopirita é também tipicamente idiobástica, variando em tamanho de 10um à 3mm. Pontos tríplices entre pirita, arsenopirita e pirrotita foram reconhecidos tanto no minério bandado, como no minério maciço (FOTO 23).

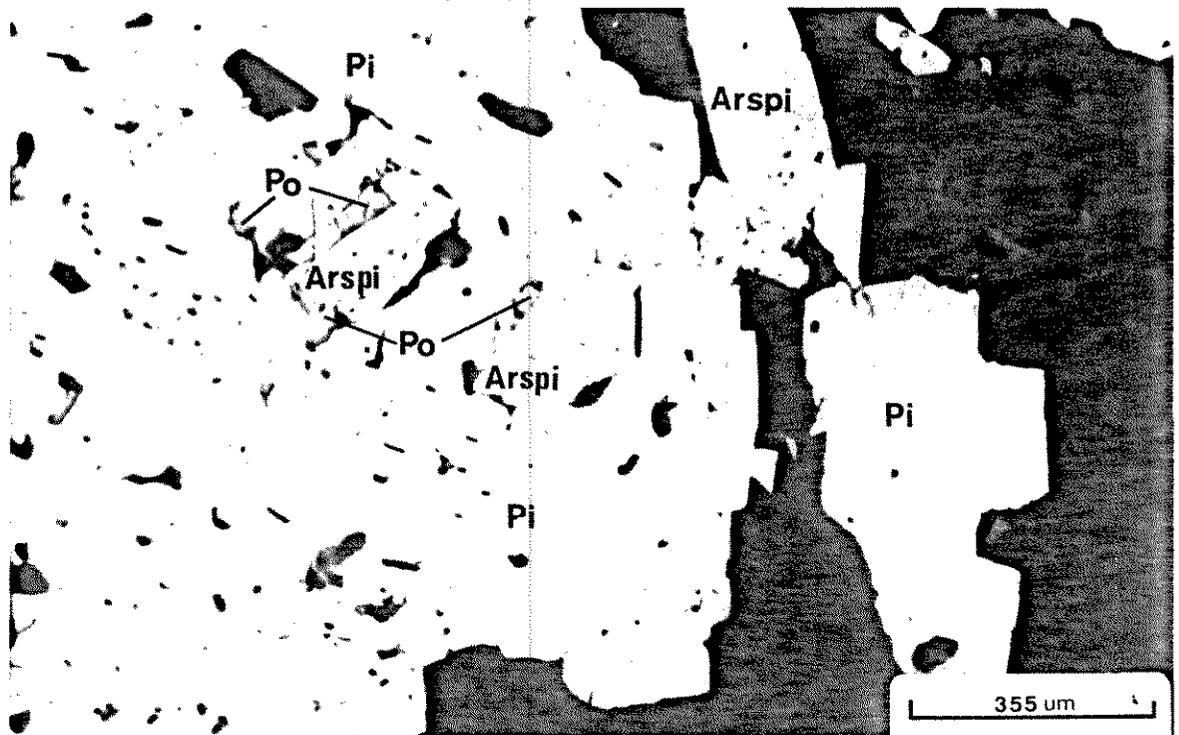


FOTO 23. Sulfetos constitutivos do minério da Mina Carrapato de Cima, com pontos tríplices entre pirita, arsenopirita e pirrotita.

Embora representem situações que comprovam o equilíbrio entre as fases sulfetadas, a desproporção volumétrica que ocorre entre os minerais sugere que o sistema tampão experimental proposto por Kretchmar & Scott (1976) deva ser usado com cautela para qualquer estimativa de temperatura.

Análises de microsonda, determinaram a não existência de variações significativas nos teores de As da arsenopirita. Os conteúdos de arsênio variam de 29.06 a 31.43% at (porcentagem atômica), com 75% dos resultados contidos no intervalo entre 30.24-30.9% at, e com conteúdo médio de 30,33% at. Esses valores estão muito abaixo do ponto invariante do conteúdo de As na arsenopirita definido para a assembléia arsenopirita + pirita + pirrotita no sistema Fe-As-S, de Kretchmar & Scott (1976), sugerindo que a formação desses sulfetos tiveram lugar num sistema hidrotermal com variações na fugacidade de S₂, do campo de estabilidade do par arsenopirita + pirita para o par arsenopirita + pirrotita, sendo raramente "tamponados" pelos três sulfetos sincronicamente, como também sugerido por Xavier (1989). Esta pode ser a razão pela qual pontos triplíceis são raramente encontrados, e que também explicaria as variações volumétricas entre as fases.

Os cristais de pirita e arsenopirita que associam-se diretamente ao ouro não apresentam diferenças de composição daqueles não portadores deste elemento.

Um resumo sobre as composições médias dos principais sulfetos analisados, com referência às paragéneses observadas, encontra-se na Tabela 6.

Como pode-se notar através da tabela a pirita apresenta-se quase que exclusivamente composta por Fe e S, com quantidades de Co que variam entre 00.2-0.09% at e teores de As na faixa de 0.01-0.18% at. Quando associada diretamente à arsenopirita porta quantidades ocasionais de Sb. A arsenopirita igualmente apresenta teores muito baixos de Co, entre 0.02-0.03% at. Ambos minerais, não raramente apresentam traços de Ni, Zn, Cu e Au.

A presença de rutilo associado à assembléia sulfetada, aliado ao fato de que a rocha hospedeira não apresenta este mineral, indica aporte de Fe e Ti. Além disso, a distribuição de Ti na zona mineralizada obedece ao zonamento hidrotermal, onde o minério e o Cr/sericita-xisto apresentam o rutilo como o único óxido presente, enquanto o clorita-xisto carbonoso mostra uma assembléia de óxidos a base de ilmenita e rutilo, sugerindo um aporte destes elementos a partir das encaixantes ultramáficas.

PARAGÊNESE

COMPOSIÇÃO MÉDIA (% atômica)

	PIRITA	ARSENOPIRITA	PIRROTITA	ESFALERITA
pi + esf	Fe 33.72 S 66.22 As 0.01 Co 0.02			Fe 5.90 Zn 47.77 S 49.30 FeS 11.8 mol%
pi (Au) + arsp + po	Fe 33.27 S 66.58 As 0.04 Co 0.03	Fe 34.24 S 35.85 As 30.05 Co 0.03	Fe 47.37 S 52.43 As 0.11 Co 0.05	
pi + arsp	Fe 33.29 S 66.45 As 0.08 Co 0.03 Sb 0.11	Fe 34.30 S 35.15 As 30.50 Co 0.03		
arsp (Au) + pi	Fe 33.05 S 66.68 As 0.00 Co 0.03	Fe 33.83 S 35.59 As 30.29 Co 0.03		
arsp + cb + qz		Fe 34.09 S 35.21 As 30.67 Co 0.02		
pi (Au) + arsp (Au) + cb + qz	Fe 33.05 S 66.66 As 0.18 Co 0.09	Fe 34.37 S 34.49 As 30.94 Co 0.14 Au 0.03		
pi + cb + qz	Fe 33.63 S 66.23 As 0.07 Co 0.02			

Tabela 6. Composição média da pirita (pi), arsenopirita (arsp), pirrotita (po), esfalerita (esf), analisadas por microsonda eletrônica, segundo suas diferentes associações. Cb = carbonatos de ferro, qz = quartzo, rt (rutilo), (Au) = ouro incluso no mineral. Total de 29 análises.

Uma outra assembléia de minerais notória no minério, na hospedeira e encaixantes proximais, são os carbonatos. Apresentam-se como porfiroblastos sin-cinemáticos, normalmente exibindo feições de assimetria ou estiramento, mas também como romboedros tardi-cinemáticos que crescem sobre o "fabric" geral da rocha.

Os carbonatos analisados por microsonda restringem-se àqueles presentes no minério. Uma varredura através de SEM foi também feita em uma amostra de Cr/sericita-xisto encaixante, o qual apresenta carbonatos de composição equivalente àqueles presentes no minério. Três tipos principais de carbonato foram identificados: ankerita, siderita e Fe-dolomita. A calcita embora presente é rara, tendo ocorrência mais evidente fora da zona mineralizada.

A Tabela 7 apresenta análises de microsonda dos carbonatos. O ouro associa-se principalmente à ankerita. Dolomita ferroana foi diagnosticada a partir de SEM, estando em íntima associação à ankerita, muitas vezes apresentando um sobrecrecimento deste mineral. A siderita apresenta-se normalmente relacionada à pirita, fazendo contato simples ou compondo sombras de pressão.

Comparando-se os dados obtidos por microsonda dos carbonatos presentes no minério e nas rochas imediatamente encaixantes àqueles compilados por Phillips & Brown (1987) e Xavier (1989), para depósitos de ouro em "greenstone belts", nota-se que:

1. existe uma sobreposição clara entre os dados obtidos nesta pesquisa e os dados reportados sobre depósitos associados a rochas máficas¹; o carbonato predominante em todos os casos é a ankerita;

2. a determinação de Cr e Ti nos carbonatos presentes no minério e encaixantes, a exemplo da assinatura de elementos traços documentada por Phillips & Brown (1987), indica a natureza máfica¹ das rochas encaixantes do minério.

3. a escassez de siderita e a variação do conteúdo em ferro da ankerita, pode ser explicado pela incorporação da maior parte do Fe⁺² na pirita e na arsenopirita, como consequência do processo de sulfetação (Phillips & Brown, 1987; Xavier, 1989) e arsenização.

	SIDERITA	ANKERITA	ANKERITA (Au)
Fe	60.78	20.27	20.87
Mg	18.88	18.64	18.12
Mn	3.23	1.16	1.27
Ca	0.76	38.01	36.87
Fe/(Fe +Mg)	0.72	0.51	0.53

Cr e Ti -> traços entre 0.001-0.01 at%

Tabela 7. Composição média (em porcentagem atômica) de ankerita e siderita e ankerita aurífera, presentes no minério. Total de 8 análises

¹ obs. do autor: Embora os basaltes komatiíticos, devido a sua composição mineralógica, devam ser considerados como rochas ultramáficas, essa distinção nem sempre é feita de forma clara na literatura contemporânea.

O ouro é encontrado na sua forma nativa, variando em tamanho de 1 a 50µm. Associa-se, como grãos xenomórficos, principalmente à pirita e à ankerita, e subordinadamente à arsenopirita e à calcopirita. Ocorre como gotas em superfícies límpidas, em fraturas e contatos entre os minerais mencionados.

As FOTOS 24, 25, 26, 27 e 28, apresentam feições típicas de ocorrência do metal (cerca de 90% associa-se à pirita). Não foram reconhecidas diferenças granulométricas entre o ouro presente nos sulfetos e o ouro presente na ganga.

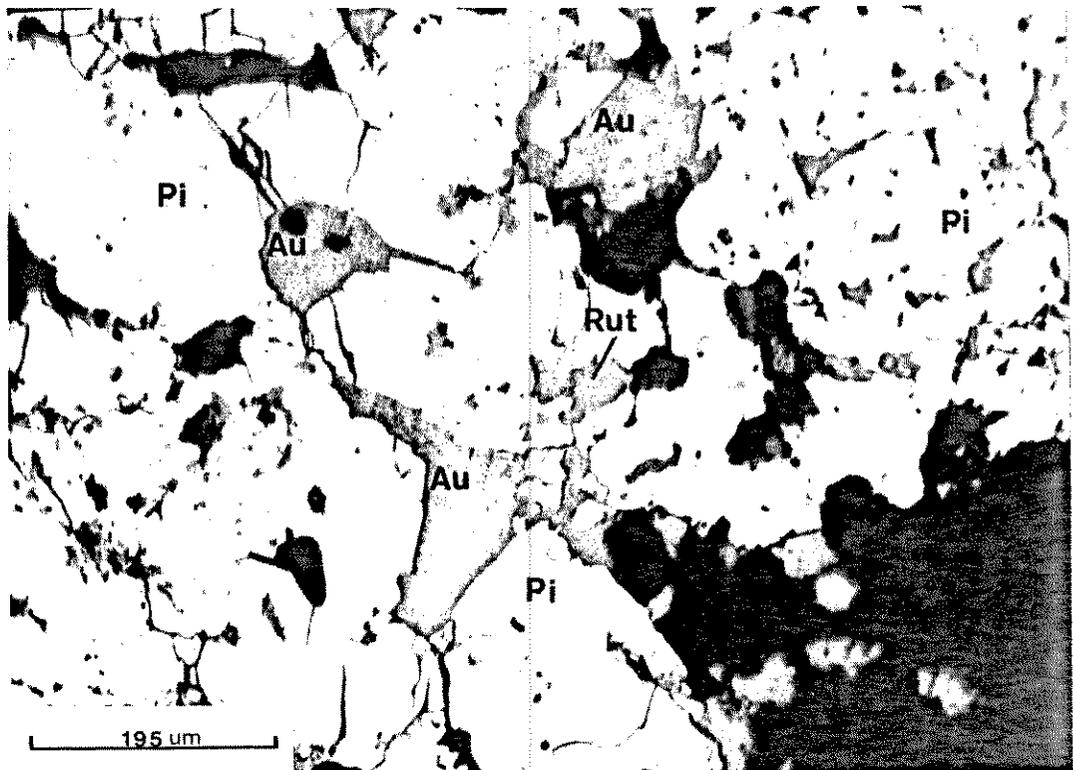


FOTO 24. Ouro associado à pirita com inclusões de rutilo e à ganga quartzo-carbonática. Note que o ouro ocorre tanto em fraturas como em gotas xenomorfas na superfície da pirita.

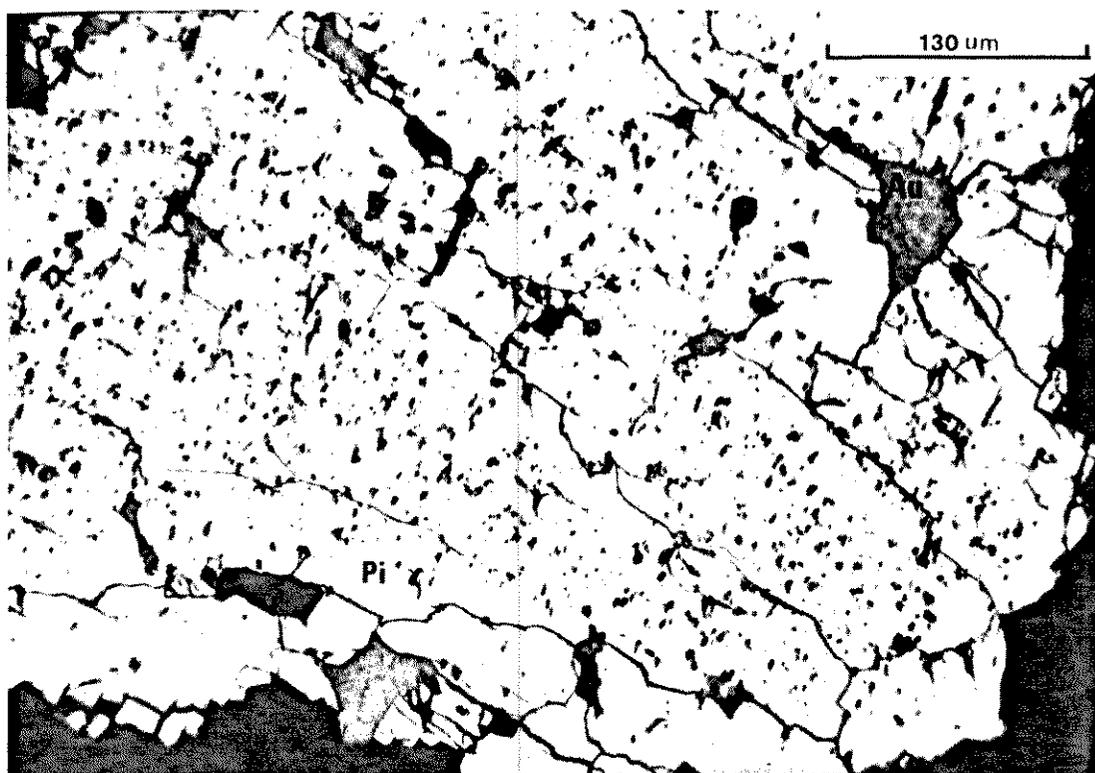


FOTO 25. Ouro associado à pirita

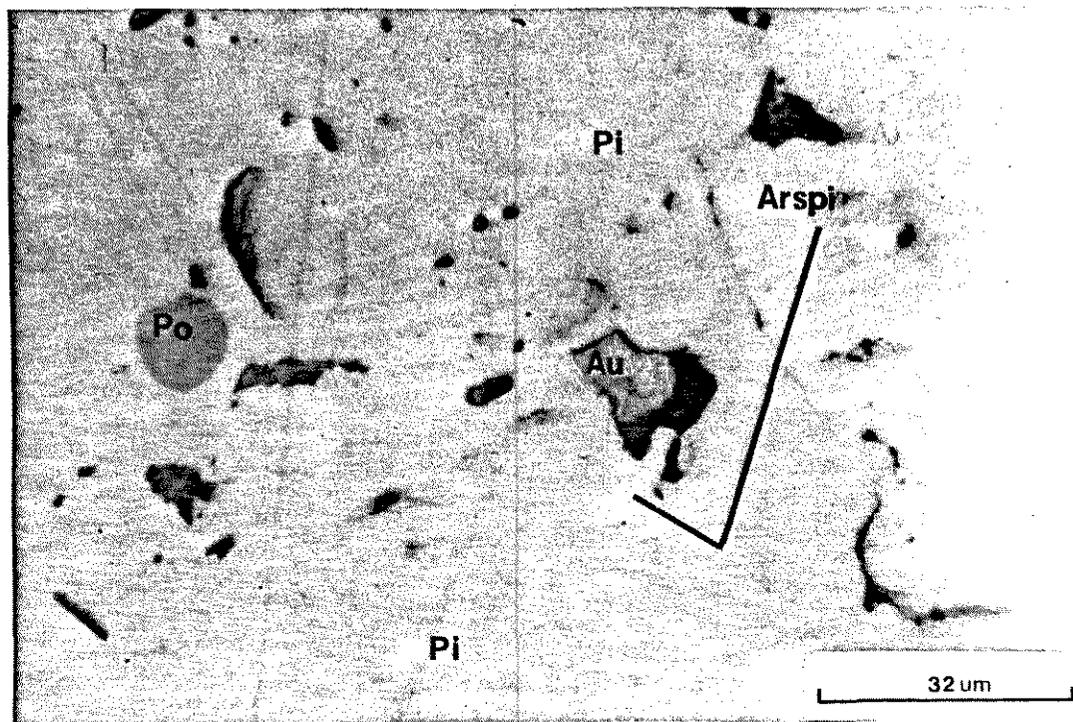


FOTO 26. Ouro em cristal de pirita com inclusões de arsenopirita e pirrotita.

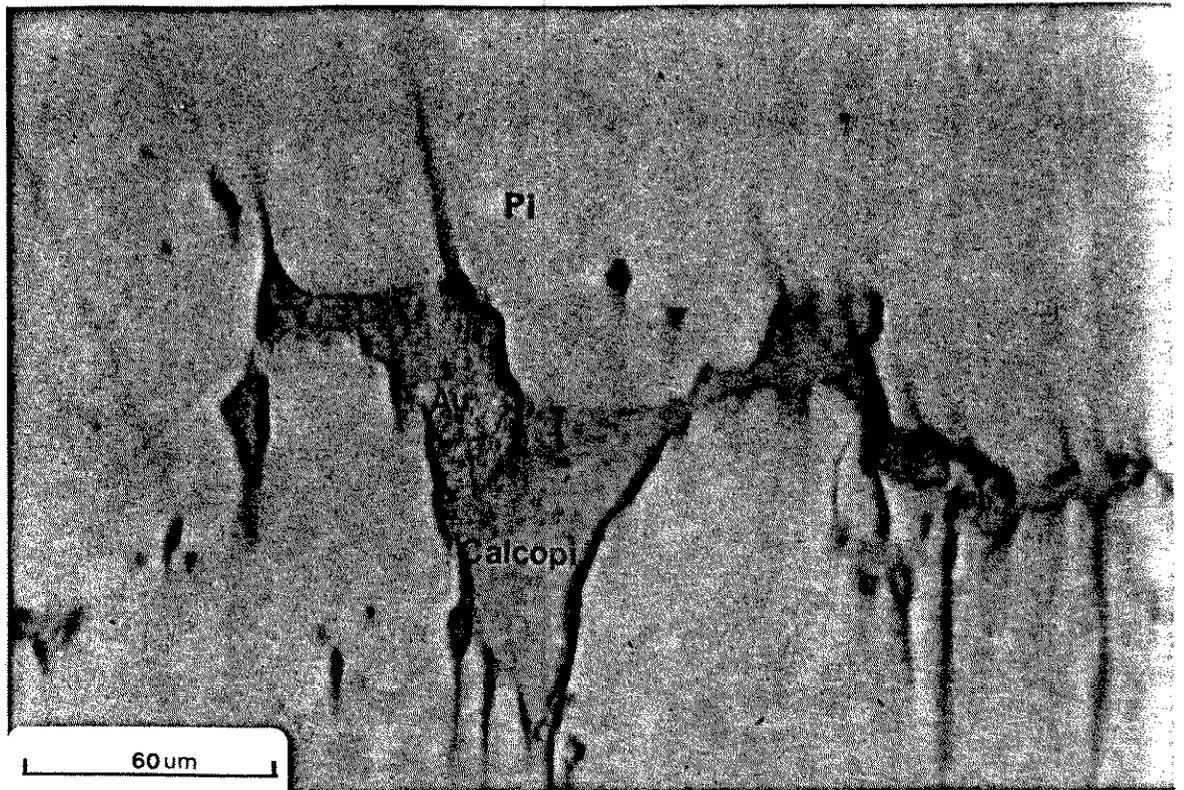


FOTO 27. Ouro incluído em calcopirita. Note que a calcopirita encontra-se, por sua vez, incluída num cristal de pirita.

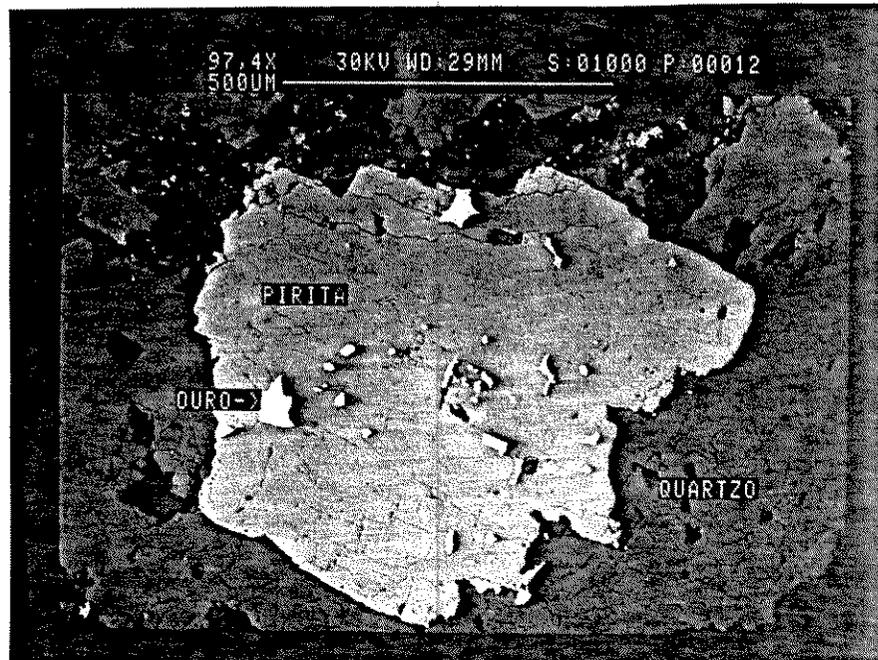


FOTO 28. Fotomicrografia obtida através de SEM ilustrando grande quantidade de ouro associado preferencialmente à pirita e, subordinadamente à ganga quartzo-carbonática.

MODO DE OCORRÊNCIA	n	COMPOSIÇÃO MÉDIA	RELAÇÃO Au/Ag
incluso em arsp	3	As 1.38 Ag 5.18 Au 87.97 Co 0.02 S 0.51 Fe 2.51	16.9
incluso na pi	7	As 0.11 Ag 5.32 Au 92.30 Co 0.01 S 0.72 Fe 1.18 Cu 0.01	17.4
incluso na cpo	1	Ag 6.12 Au 87.16 Co 0.04 S 0.91 Fe 2.27 Cu 0.30	14.2
contato ganga pi-	4	Ag 5.31 Au 93.87 Co 0.02 S 0.17 Fe 0.12 Cu 0.02	17.7
ganga		As 0.01 Ag 5.13 Au 92.96 S 0.11 Fe 0.09 Cu 0.01	18.1

Tabela 8. Composições médias (porcentagem em peso) dos grãos de ouro em diferentes modos de ocorrência. Pi = pirita, arsp = arsenopirita, cpo = calcopirita, n de análises.

III. Existem depósitos de sílica "A" intimamente associados a certos tipos de minério, muito bem documentados nos minérios de sílica.

de estruturação, com depósitos de sílica e depósitos de sílica "A", eventualmente uma "sheath fold", rompidos segundo a direção de estiramento.

1. o corpo de minério corresponde a uma grande dobra de sílica.

Mina Carabato de Cima, obra de S. S. S.

A partir de uma análise integrada dos dados sobre a (ambos).

Por construção, tornando-se irregulares (estruturas de tipo de em zonas de "strain" anormalmente alto, e podem ser rompidas presentes em mela-turbiditos, mostra que tais estruturas formam

A discussão no Capítulo III sobre as dobras complexas

Quanto ao controle regional do corpo de minério:

IV.3.3. DISCUSSÕES e CONCLUSÕES

carbonático. mostram cores muito baixas de certos elementos.

do mineral hospedeiro, pois as análises sob substrato quartzo (Tabela 8), parece ocorrer devido a contaminação ou interferência

A associação de quantidades de Fe, Si, Al, Ca, etc,

relacionadas à pirita e ganga.

que varia de 14.2 a 18.1, sendo nitidamente inferior junto à calcopirita. O conteúdo em pirita varia de 4.41 a 6.12% em peso, com valor médio de 5.30%, entre todos os modos de ocorrência. O ouro varia de 67.10 a 94.62% em peso, com maiores concentrações

O ouro, provavelmente, associado à pirita, numa razão

boudins,

iii. as mesmas rochas, produtos de alteração fluidotermal de basaltos komatiíticos, podem ser encontradas ao longo da direção principal da mina, em zonas desprovidas de mineralização conhecida,

iv. os furos de sonda realizados na continuidade do corpo aflorante na mina, mostram um pacote inferior de sedimentos carbono-piritosos. Esses sedimentos, que não têm relação direta com a mineralização apresentam-se ultramilonitizados (Fig. 51),

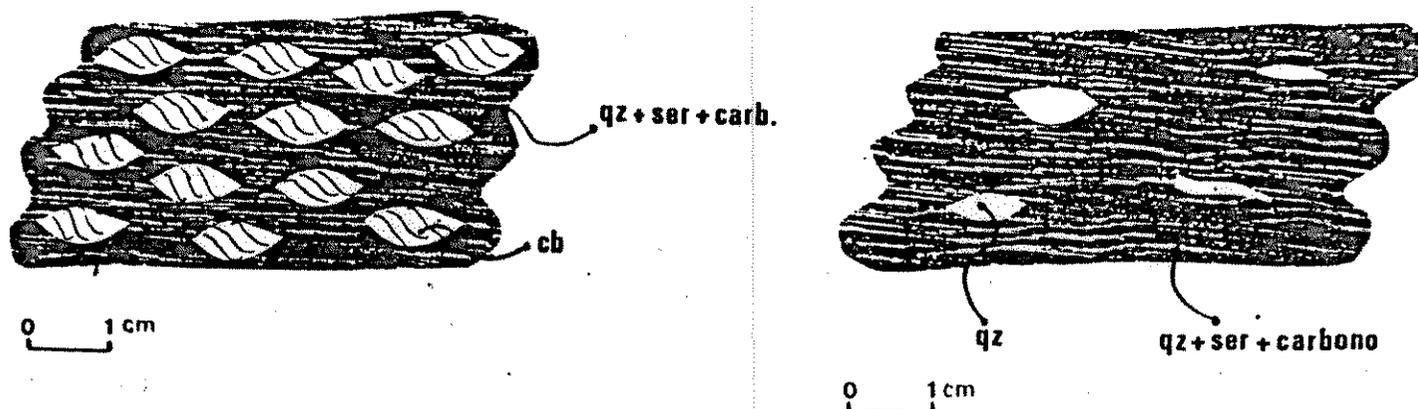


Fig. 51 - Milonitos e ultramilonitos observados nos pacotes de sedimentos carbono-piritosos que compõem a base da zona hidrotermalizada relacionada ao corpo de minério da Mina Carrapato de Cima.

Somando-se esses fatos, àqueles obtidos sobre o estudo de dobras presentes nos meta-turbiditos, argue-se da possibilidade de que a nível regional existam corpos boudinados contendo corpos de minério dobrados em seu interior, ambos orientados segundo a lineação de estiramento regional.

Quanto à percolação de fluidos mineralizantes:

O estudo da mineralização da Mina Carrapato de Cima não revelou a existência de mecanismos de quebra anteriores ao cisalhamento dúctil, normalmente requeridos para a abertura de espaços e conseqüente percolação dos fluidos mineralizantes (Colvine et al., 1988). Brechas encontradas no metachert e introdução de níveis de xistos obliquamente à foliação, relacionam-se a falhas rúpteis tardias, que seccionam charneiras de dobras parasitárias e a base do minério. Embora participem da configuração final da geometria do minério e possam ter importante influência na sua continuidade (cf. Fig.47), não se relacionam à geração do mesmo.

O não reconhecimento de fraturamento hidráulico (Sibson, 1987, 1988) associado à mineralização pode alternativamente sugerir que:

i. as estruturas frágeis por onde deslocaram-se os fluidos foram apagadas devido ao cisalhamento dúctil progressivo,

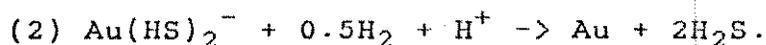
ii. os fluidos deslocaram-se segundo planos de foliações (cf. discussões sobre a Mina Carrapato de Baixo), sem necessidade de fraturamento. No caso, os fluidos teriam sido focalizados para dentro da zona de mais alto "strain", onde posiciona-se a Mina Carrapato de Cima, à medida que a meso-dobra de eixo "A" estaria se formando ("trap" estrutural). Neste contexto, o metachert carbonoso envolto por xistos máficos comparativamente

mais impermeáveis, iria se tornando cada vez mais permeável devido ao cisalhamento, vindo a funcionar como um verdadeiro "aqueduto" na canalização e trapeamento dos fluidos mineralizantes, sendo seus contatos com os xistos a barreira principal.

Como existem porções do metachert ainda preservadas da deformação e estas não portam estruturas frágeis, a segunda opção parece ser a mais consistente.

Quanto aos mecanismos de deposição do ouro e formação de halo hidrotermal:

A íntima associação do ouro à assembléia de sulfetos sugere que sua deposição acompanhou a sulfetação e a arsenização das rochas presentes na Mina Carrapato de Cima. Como reportado por Romberger (1988), esses processos causam decréscimos na taxa de f_{H_2S}/f_{H_2} e mudanças na fugacidade de O_2 , o que propicia um decréscimo na solubilidade dos thio-complexos de ouro, conforme as equações abaixo:



Seward (1984) demonstra que a deposição do ouro pode ocorrer pela sua supersaturação, devido a mudanças na temperatura, pressão, pH, Eh, f_{O_2} , etc.

Phillips et al. (1984) e Roberts (1987) demostram a íntima associação entre os depósitos de ouro e rochas com altas

razões de $Fe/(Fe + Mg)$. Neste caso o enxôfre presente nos fluidos mineralizantes sob a forma de thio-complexos seria capturado pelo Fe^{+2} (clorita, siderita, óxidos), precipitando pirita e arsenopirita e levando o ouro a depositar-se devido à supersaturação provocada pela sulfetação (Romberger, 1988, equações 1 e 2). A presença de material carbonáceo primário, pode constituir-se num aspecto importante para a deposição do ouro, na medida em que propicia um ambiente redutor para desenvolvimento dessas reações (Kerrick, 1989).

Partindo-se das evidências de que as rochas encaixantes da mineralização correspondem a basaltos komatiíticos (rocha primordialmente muito reativa, inicialmente com razões de $Fe/(Fe+Mg)$ que variam de 0.38 a 0.53 (cf. Schrank, 1982), e portanto elevadas), e de que os níveis sulfetados, pelo menos dentro da porção bandada do minério, substituíram os antigos níveis de metachert carbonoso, pode-se conjecturar sobre a seguinte hipótese:

i. os fluidos, ou no seu trajeto ou à medida que atravessaram os pacotes máficos próximos, enriqueceram-se em diversos cátions, a exemplo de Fe, Ti, Cr, etc. Isto seria comprovado pela presença no minério de rutilo e de carbonatos de ferro com traços de Cr e Ti, os quais são incompatíveis com a mineralogia original de um metachert carbonoso.

ii. o ouro transportado como thio-complexos, não necessariamente precisa depositar-se à medida que o fluido interage com

rochas ricas em Fe, caso este não tenha alcançado seu ponto de saturação (Xavier, 1989). Assim sendo, este fluido próximo ao estado de saturação, à medida que é canalizado para o interior do "aqueduto" representado pelo metachert carbonoso, poderia sofrer uma desestabilização devido à presença de carbono; como resultado desta desestabilização o ouro e os sulfetos depositar-se-iam, oxidando a matéria carbonosa (pois as reações de sulfetação são caracteristicamente de oxidação).

Como parte do produto final do processo de mineralização também deve se relacionar a geração do halo de carbonato-Cr/sericita-xistos, que bordejam todo o corpo de minério, pois:

i. as reações requeridas para a deposição dos sulfetos e ouro a partir de thio-complexos, como dito, são reações de oxidação e que aumentam a fugacidade de oxigênio do sistema (Colvine et al. 1988),

ii. o aumento da fugacidade de oxigênio pode conservar carbono sob a forma de carbonato (Vieira, 1988).

iii. o zoneamento de Ti, com rutilo restrito ao minério e ao Cr/sericita-xisto, e ilmentita e rutilo, presentes no clorita-xisto carbonoso, sugerem aumento da fugacidade de oxigênio, de dentro para fora do minério.

Esta interpretação de zoneamento mineral difere das interpretações de Phillips (1985) e Vieira (1988), onde os autores admitem a formação de halos hidrotermais exclusivamente como produto do aumento da concentração de CO₂ no sentido encaixante

-> minério, não levando em consideração as eventuais reações causadas pela deposição do ouro nas rochas imediatamente encaixantes.

Quanto à natureza e à classificação do depósito da Mina Carrapato de Cima

Na tentativa de determinarmos a natureza da mineralização correspondente à Mina Carrapato de Cima alinham-se as seguintes considerações:

i. o corpo de minério apresenta-se envolto por um halo composto de quartzo-carbonato-Cr/sericita-xistos, os quais, por sua vez, são envolvidos em termos transicionais entre quartzo-sericita-clorita-xistos carbonosos e quartzo-carbonato-sericita-clorita xistos. A geoquímica destas rochas revelou que trata-se de produtos de alteração hidrotermal de derrames de basaltos komatiíticos; as reações metassomáticas que promoveram a alteração destes protólitos envolvem fenômenos de carbonização, cloritização, carbonatização e sericitização.

ii. o minério apresenta como rocha hospedeira um metachert carbonoso tectonicamente bandado. Essa rocha passa lateralmente a um minério constituído pela alternância de bandas formadas respectivamente por sulfetos + quartzo + carbonatos e, quartzo + carbonatos. Evidências mesoscópicas indicam que as bandas de sulfeto substituíram antigos níveis de metachert carbonoso.

iii. o corpo de minério como um todo corresponde à uma

meso-dobra de eixo "A" e encontra-se geometricamente controlado pela lineação de estiramento "X", paralela ao eixo da dobra.

iv. a aparente ausência de deformação no corpo de minério como um todo deve-se às suas propriedades reológicas e diferenças de competência entre os minerais que o compõem;

v. foram reconhecidos fluidos de composição similar àqueles comumente descritos para depósitos de ouro hidrotermais relacionados a zonas de cisalhamento. Estes fluidos foram detectados associados a uma geração de quartzo anterior a uma abrangente recristalização estática, a qual praticamente apagou as evidências de deformação na ganga quartzosa.

vi. o reconhecimento de sulfetos e sulfo-arsenietos de Fe, rutilo e ankerita (com traços de Cr e Ti), como os constituintes principais do minério, indicam aporte e reatividade entre o fluido e cátions de rochas encaixantes ultramáficas (basaltos komatiíticos), visto que o metachert carbonoso hospedeiro é constituído essencialmente de quartzo e poeira carbonosa.

Essas evidências permitem enquadrar a mineralização presente na Mina Carrapato de Cima como um depósito de natureza epigenética.

Essa mineralização, por hospedar-se e corresponder à substituição "in situ" de rochas específicas que compõem camadas (metachert carbonoso), pode ser classificada como um depósito aurífero de substituição do tipo "stratabound"/stratiforme (sensu Evans, 1980; Hodgson, 1989).

IV.4. MINA CARRAPATO DE BAIXO

IV.4.1. Geometria e Controles Lito-estruturais

O mapeamento realizado na escala 1:100, na Mina Carrapato de Baixo e circunvizinhanças, em projeção axiométrica horizontal, seções transversais e projeções horizontais em V.G., resultou no bloco diagrama da Fig. 52.

O minério dessa mina, de modo distinto do que ocorre na Mina Carrapato de Cima, corresponde a veios de quartzo-carbonato, encaixados, entretanto, em quartzo-carbonato-Cr/sericita-xistos acinzentados e quartzo-clorita-xistos carbonosos muito semelhantes aos presentes na Mina Carrapato de Cima.

Geometricamente, esses veios apresentam-se boudinados, com alongamento maior na direção S85E, paralelo à uma penetrativa lineação "strike" de estiramento mineral (Figs. 53 e 54), à lineação de crenulação "X" (L_{C1}) e ao corpo de minério da Mina Carrapato de Cima. Subordinadamente, os veios apresentam-se boudinados segundo a direção "Y", o que confere aos mesmos uma geometria final tipo "chocolate tablet" (Park, 1989), evidenciando duas direções simultâneas de extensão. Foram reconhecidos em cortes "XZ", três sistemas de veios em cotas diferentes. Os mesmos, apesar de totalmente boudinados e rompidos, encontram-se alinhados segundo "X".

MINA CARRAPATO DE BAIXO

Carlos R.S. :

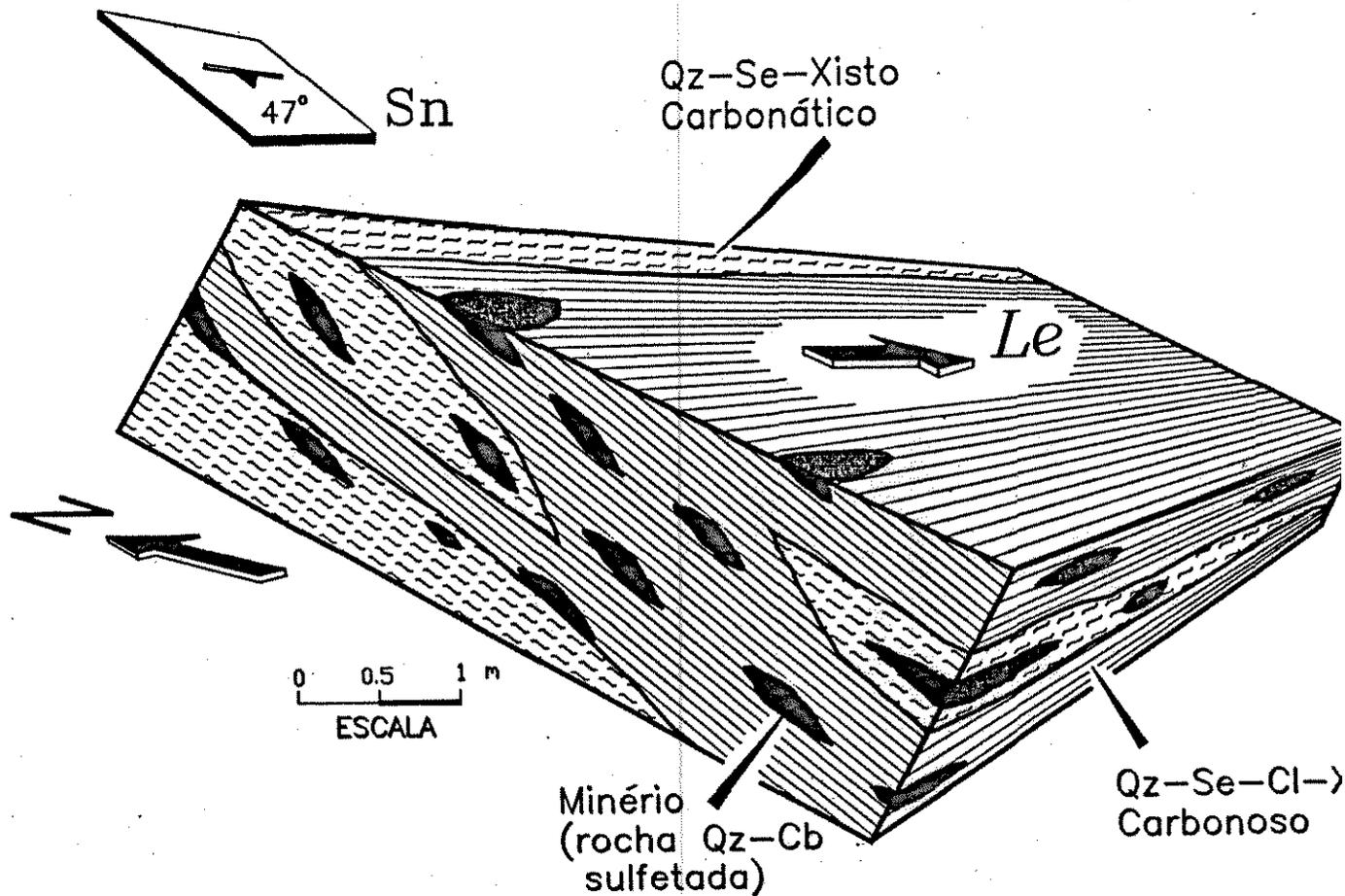


Fig. 52 - Configuração geométrica tridimensional, controle estrutural e distribuição de produtos hidrotermais relacionados aos veios de quartzo mineralizados da Mina Carrapato de Baixo.

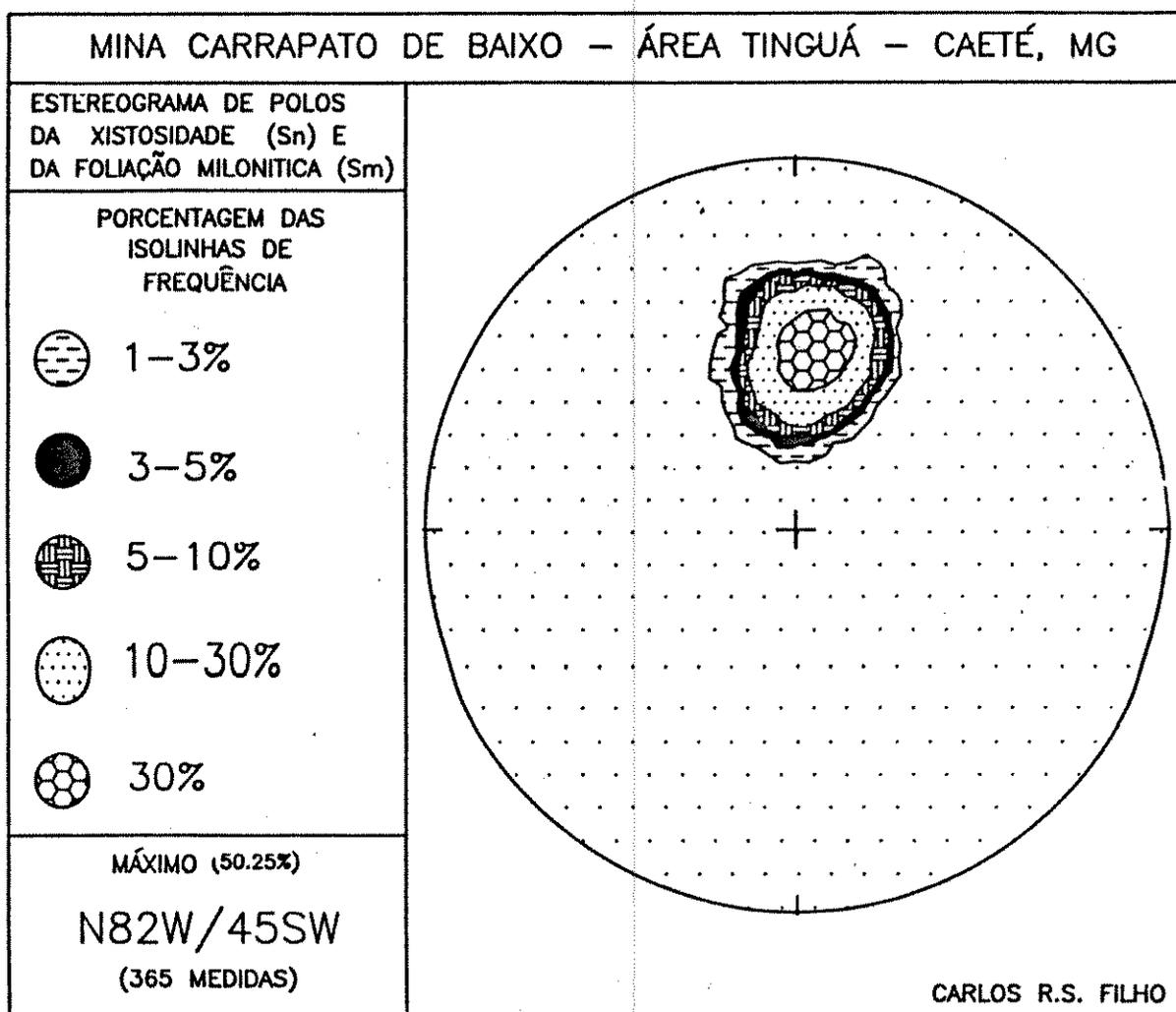


Fig. 53 - Diagrama de contôrno de polos de xistosidade e foliação milonítica observados na Mina Carrapato de Baixo e adjacências.

A FOTO 29 exhibe um veio de quartzo boudinado encaixado em quartzo-carbonato-Cr/sericita-xisto. O ouro encontra-se livre nestes veios, em equilíbrio com a textura granoblástica do quartzo, e pode ser detectado a vista desarmada. Eventualmente o ouro aparece associado a sulfetos e carbonatos situados próximo à encaixante (ouro com Ag e Cu, de lum de dimensão, identificados através de SEM).

MINA CARRAPATO DE BAIXO - ÁREA TINGUÁ - CAETÉ, MG

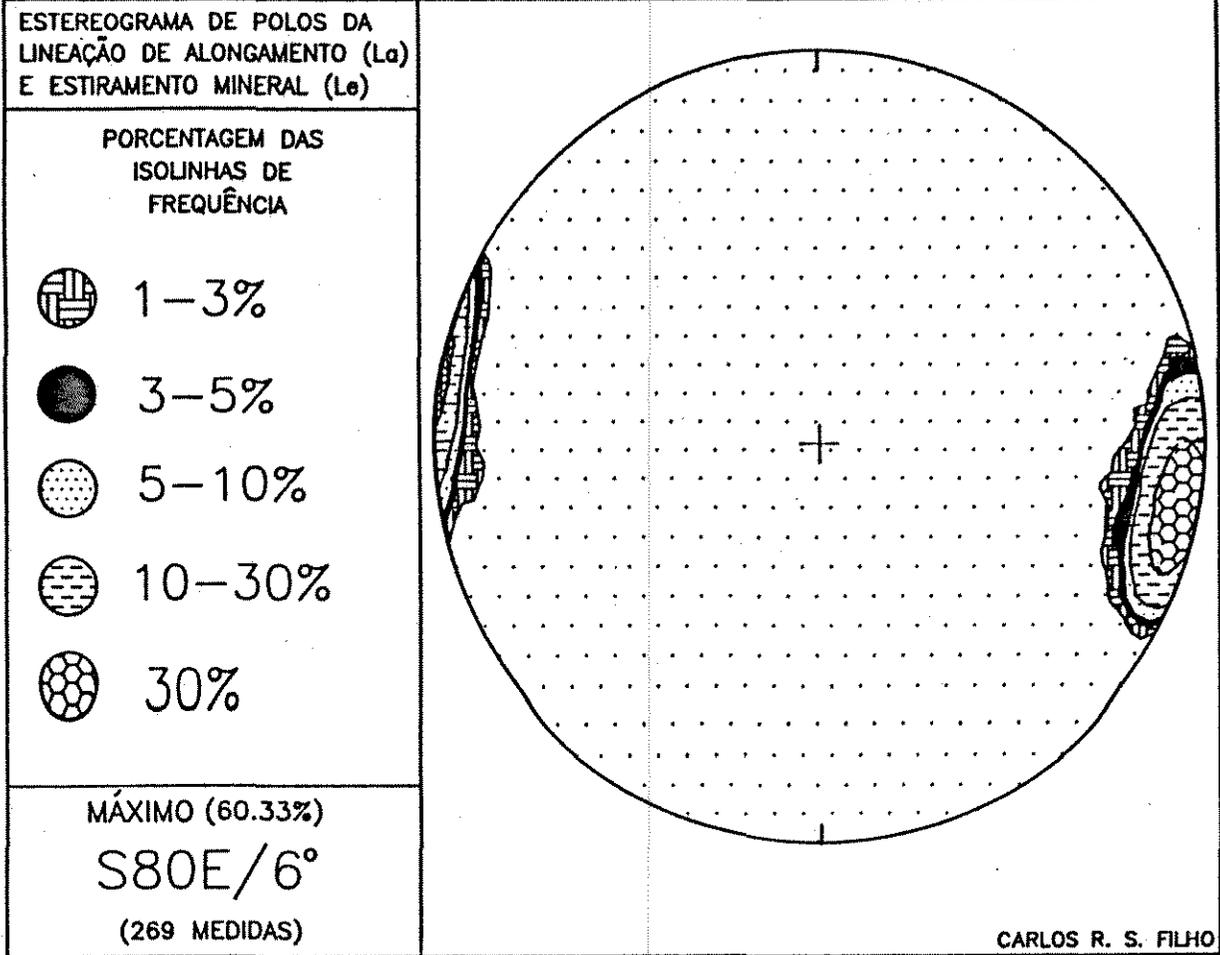


Fig. 54 - Diagrama de contôrno de polos da lineação de estiramento levantados na Mina Carrapato de Baixo e adjacências.

O fato de que algumas análises de rochas encaixantes apresentam teores elevados de ouro, pode sugerir que este metal distribua-se heterogeneamente entre veios de quartzo e xistos. Contudo, uma observação mais apurada sobre essas "rochas encaixantes com alto teor de ouro", mostra que estes resultados correspondem, na realidade, a análises de veios de quartzo que foram injetados segundo a foliação e progressivamente seccionados, à medida em que ocorre um adensamento de "shear bands".

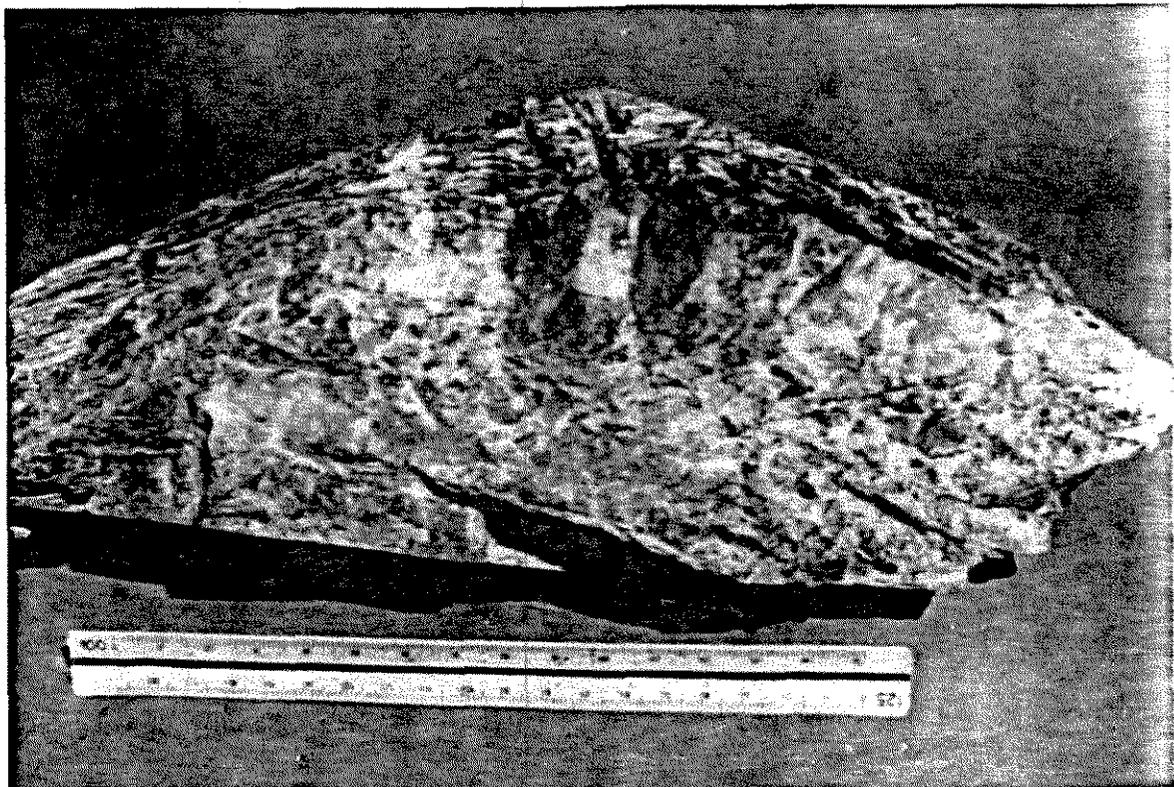


FOTO 29. Veio de quartzo carbonático aurífero. Corresponde ao minério da Mina Carrapato de Baixo.

Zoneamentos mineralógicos podem ser observados em praticamente todos os veios da Mina (52 analisados). Entretanto, nem mesmo em escala microscópica, este zoneamento equivale-se necessariamente aos tradicionais halos reportados na literatura (Phillips, 1985; Colvine et al., 1988; Vieira, 1988). Ao contrário, o que geralmente se observa, são porções em torno do veio que compõe-se, no sentido veio -> encaixante, de:

1. níveis sericíticos, cloríticos e carbonáticos (FOTO 30), e muito subordinadamente,
2. de níveis cloríticos, carbonáticos e sericíticos.

Esses halos hidrotermais são grosseiramente simétricos, possuem espessura diretamente proporcional às dimensões dos veios

aos quais estão associados e apresentam, no sentido veio -> encaixante, um decréscimo gradativo na intensidade da alteração.

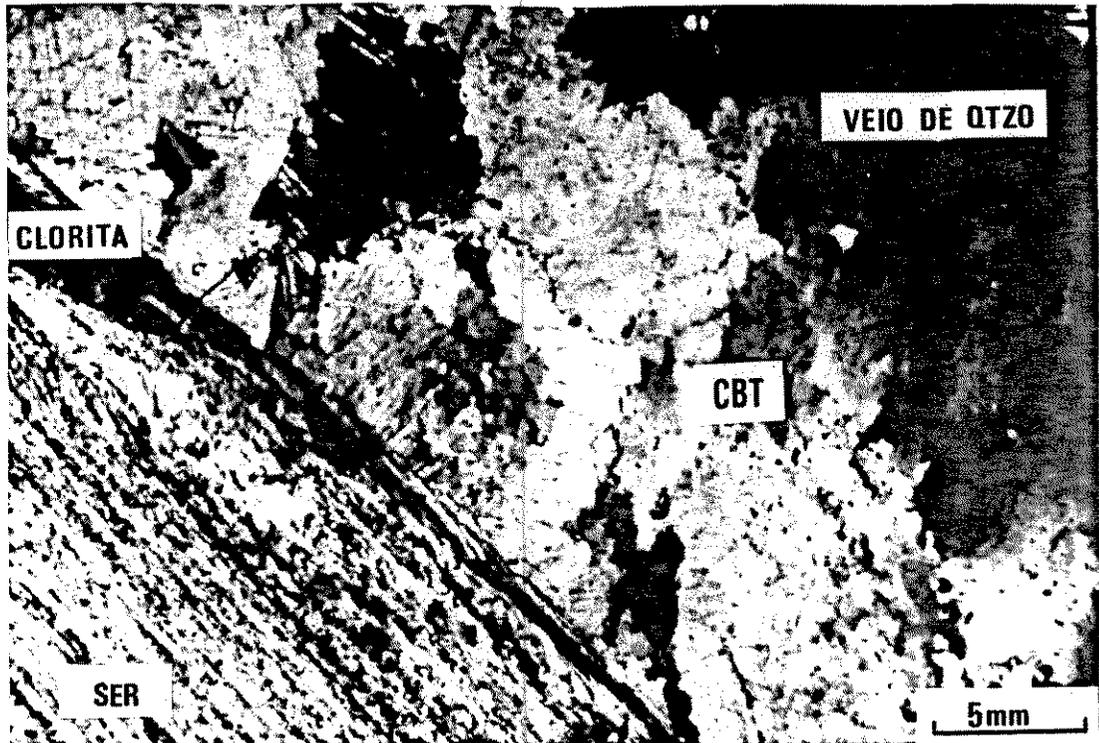


FOTO 30. Zoneamento mineralógico predominante observado em torno dos veios mineralizados (veios de quartzo) presentes na Mina Carrapato de Baixo.

Um zoneamento baseado na proporção volumétrica de sulfetos também foi documentado. Há um incremento de sulfetos da porção central do veio em direção à encaixante; as maiores proporções verificadas situam-se na interface entre ambos.

Uma análise desses sulfetos presentes no interior do veio e na interface veio-encaixante, mostra um comportamento deformacional idêntico àqueles observados para os sulfetos da

Mina Carrapato de Cima. As FOTOS 31 e 32 mostram dois cristais de pirita imersos, respectivamente, em meio quartzoso (veio) e em meio filossilicático (encaixante). Aí nota-se novamente que, a diferença de contraste de competência entre porfiroblasto de pirita e matriz resulta na retenção ou não da deformação pelo cristal. Na FOTO 32 observa-se que a pirita, embora tenha sido parcialmente deformada, atingiu seu limite de plasticidade e tenacidade, respondendo ao processo deformacional de forma rígida, fraturando-se e, subordinadamente, de forma dúctil, o que acarretou um ligeiro arredondamento de seus bordos.

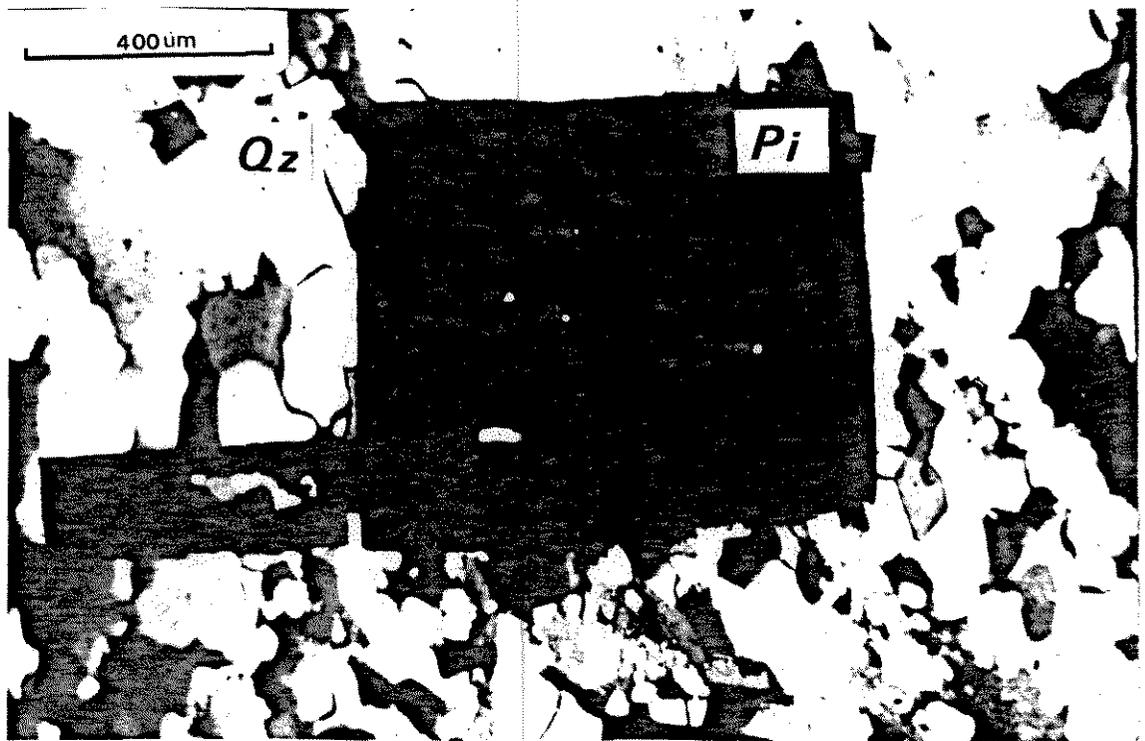


FOTO 31. Cristal de pirita presente em veio de quartzo mineralizado. Note que o mineral não mudou sua forma pela deformação.

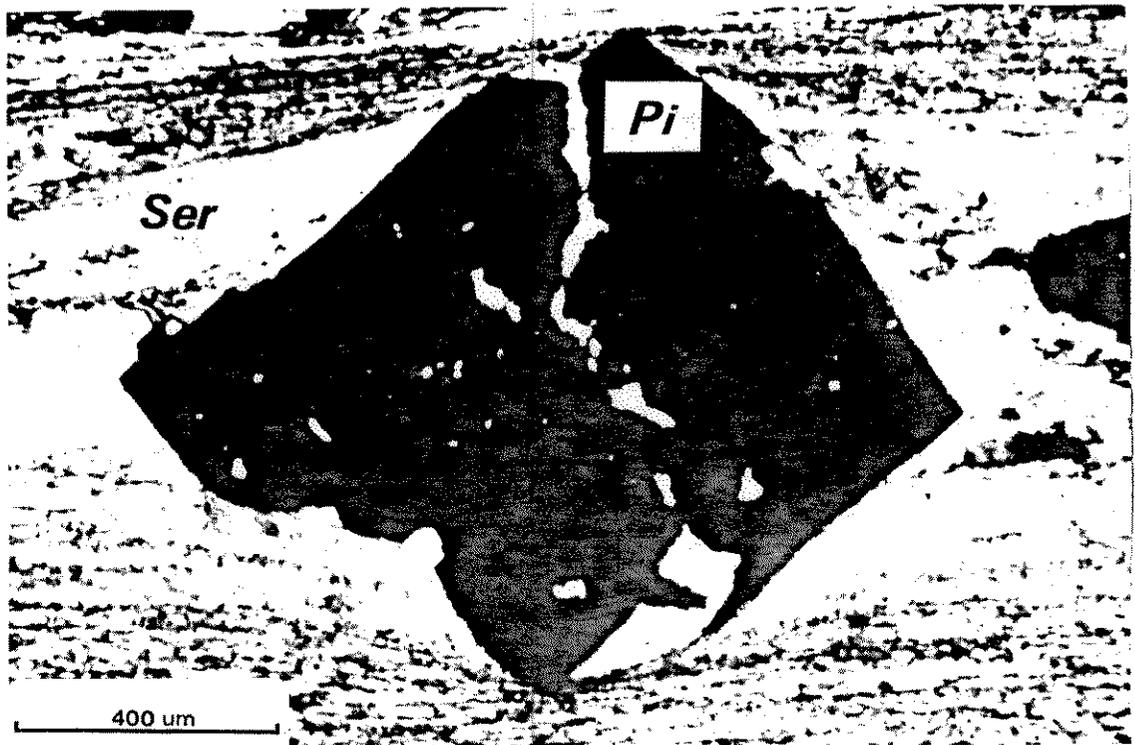


FOTO 32. Cristal de pirita presente em meio filossilicático. Note que o mineral responde à deformação com feições rúpteis e dúcteis.

Muito embora halos de zoneamento mineralógico sejam evidentes na escala dos corpos de minério, como pode-se constatar a partir da Fig.52, os veios não se restringem especificamente a uma única encaixante, ou seja, não ocorre um zoneamento hidrotermal nas encaixantes fluidotermalizadas.

IV.4.2. Composição Química e Relações Texturais do Minério

Os veios de quartzo e rochas imediatamente encaixantes, são constituídos por sulfetos, carbonatos, quartzo, rutilo, ilmenita, clorita e sericita.

Os sulfetos encontram-se representados principalmente por pirrotita, pirita e arsenopirita (FOTO 33), que ocorrem isoladamente, em contato, intercrescidas ou inclusas uma na outra. Esfalerita, calcopirita, galena e pentlandita ocorrem subordinadamente.

As principais paragêneses encontradas foram:

1. pirrotita + arsenopirita
2. pirita + pirrotita
3. pirrotita + arsenopirita e pirita
4. pirita + arsenopirita + pirrotita + esfalerita

O modo de ocorrência, forma e dimensões dos sulfetos aqui presentes (FOTO 33) assemelham-se àqueles descritos para a Mina Carrapato de Cima. Pirita e arsenopirita, por mostrarem-se inclusas uma na outra, em contato e/ou intercrescidas, aqui também indicam co-precipitação em equilíbrio. Um maior volume de pirrotita é verificado (até 30%, FOTO 33), em relação à Mina Carrapato de Cima (até 5%). De forma geral, entretanto, o volume de sulfetos presentes na Mina Carrapato de Baixo é inferior à quantidade de sulfetos presentes na Mina Carrapato de Cima.

Os conteúdos de arsênio, determinados em microsonda, variam de 31.21 a 32.25% at (porcentagem atômica), com 71% dos resultados contidos no intervalo entre 31.50-32.04% at e com conteúdo médio de 31.80% at.

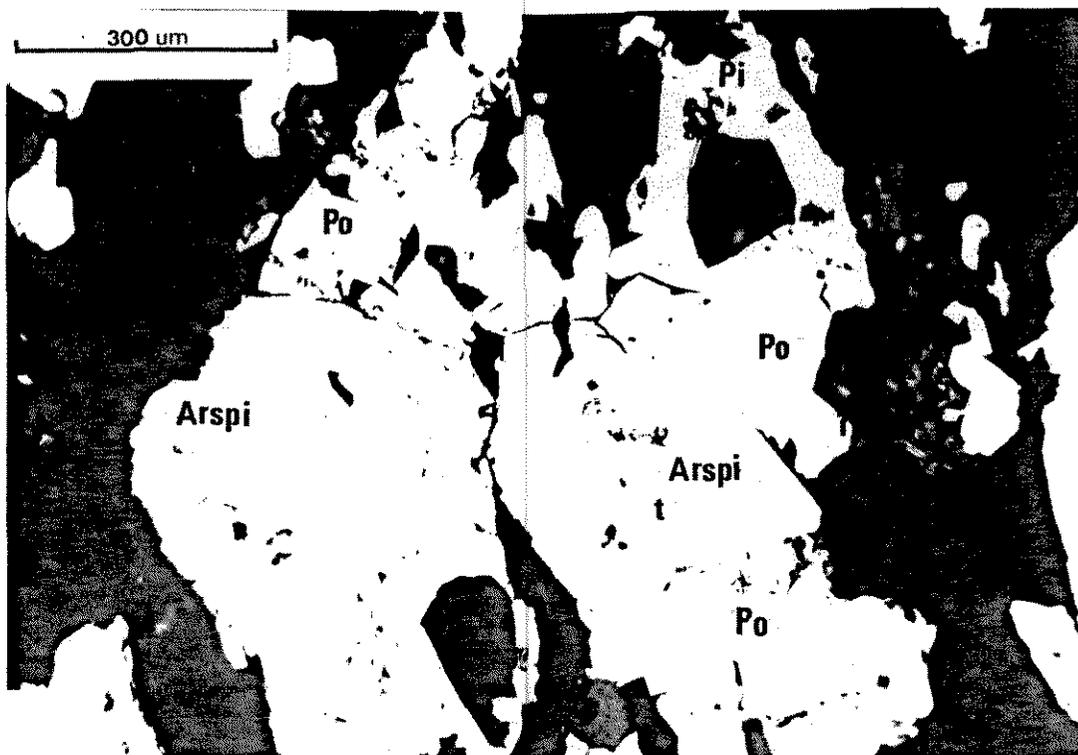


FOTO 33. Principais sulfetos constitutivos do minério da Mina Carrapato de Baixo. Note o maior volume de pirrotita presente nesta mineralização comparativamente aquele verificado na Mina Carrapato de Cima.

Um resumo das composições médias dos principais sulfetos analisados com referência às paragêneses observadas encontra-se na Tabela 9.

As observações realizadas utilizando-se o microscópio eletrônico (SEM) adicionaram uma série de informações sobre a assembléia sulfetada. Os xistos carbonosos encaixantes dos veios de quartzo possuem, além dos sulfetos principais, uma grande variedade de outros sulfetos, o que sugere protólito reativo. Foram reconhecidos sulfo-arsenietos de Ni e Fe, sulfo-arsenietos de Co, Ni e Fe, sulfo-antimonietos de As, Co, Fe e sulfo-antimonietos de Ni (40 um). Ainda nessa rocha, observa-se a

presença de: (1) monazita de Ce e La incluída na sericita e alinhada segundo a lineação de estiramento, ou incluída na pirita; (2) fosfatos de Y com Gd (10 µm) e ligas de Au, Cu e Ag associadas à ankerita.

Uma textura de substituição, reconhecida também com o auxílio do microscópio eletrônico ("back scattered"), corresponde à substituição de siderita por pirita (FOTO 34), o que sugere um caráter tardio para a última. Uma possível reação que controla este tipo de substituição seria aquela reportada por Colvine et al. (1988):

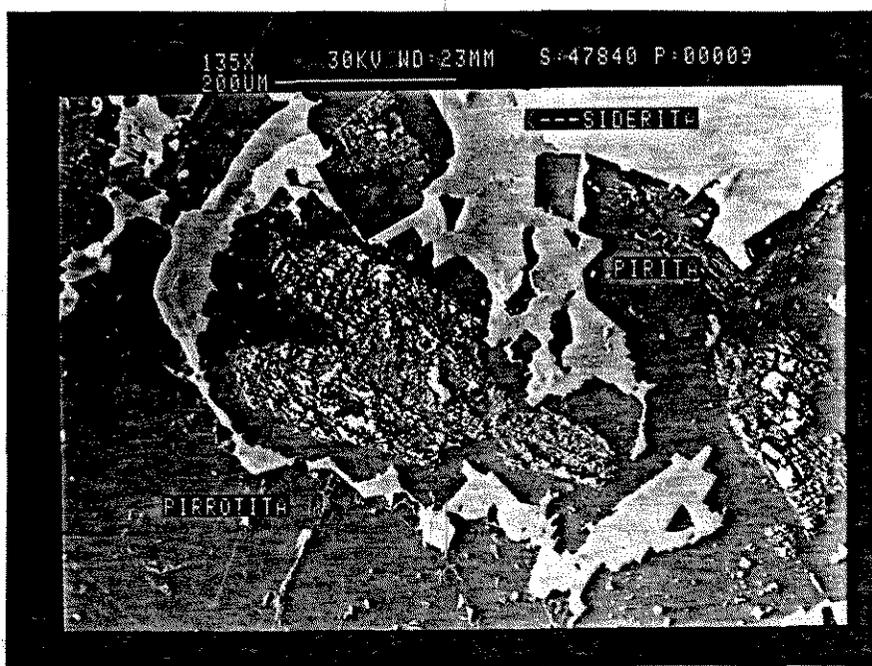
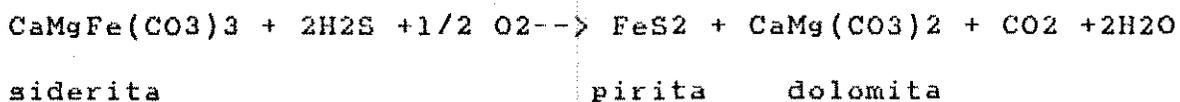


FOTO 34. Fotomicrografia obtida através de SEM exibindo a substituição de siderita por pirita.

PARAGÊNESE

COMPOSIÇÃO MÉDIA (% atômica)

	PIRITA	ARSENOPIRITA	PIRROTITA	ESFALERITA
pi + esf	Fe 33.35 S 66.57 Co 0.02 Ni 0.01			Fe 6.14 Zn 43.25 S 50.58 FeS 12.28 mol%
pi + arsp	Fe 33.11 S 66.88 As 0.14 Co 0.02	Fe 33.58 S 34.28 As 31.78 Co 0.26 Sb 0.26		
arsp + po		Fe 33.81 S 33.82 As 32.01 Co 0.23 Sb 0.27 Au 0.01 Ni 0.02	Fe 46.47 S 52.81 As 0.02 Co 0.04 Sb 0.31 Au 0.01 Ni 0.02	
arsp + cb + qz		Fe 33.75 S 34.29 As 31.62 Co 0.03 Sb 0.28 Au 0.02		

Tabela 9. Composição média da pirita (pir.), arsenopirita (arsp.), pirrotita (po), esfalerita (esf.), analisadas por microsonda eletrônica, segundo suas diferentes associações. Cb = carbonatos de ferro, qz = quartzo. Total de 11 análises.

Os carbonatos correspondem, ou a porfiroblastos variavelmente estirados, ou compõem sobras de pressão em sulfetos. As análises em microsonda e SEM revelam que se fazem equivaler quimicamente àqueles documentados na mina Carrapato de Cima, muito embora a siderita aqui seja o carbonato predominante.

Essa relativa abundância de siderita pode explicar a menor quantidade de sulfetos presentes nessa mineralização (o Fe^{2+} não teria sido consumido na mesma quantidade durante o fenômeno de sulfetação), quando comparada a Mina Carrapato de Cima, onde o principal carbonato é a ankerita. A Tabela 10 apresenta o resultado médio das análises obtidas para a siderita.

	SIDERITA	N
Fe	60.61	3
Mg	13.35	
Mn	3.89	
Ca	0.67	
Fe/(Fe +Mg)	0.88	

Tabela 10. Composição média (em porcentagem atômica) de siderita presente no minério. Não foram identificados outros carbonatos através de microsonda. N = número de análises.

O microscópio eletrônico permitiu ainda verificar nos bordos de minerais correspondentes à dolomita ferroana, um sobre-crescimento de ankerita (cf. FOTO 35 e Fig. 55 e Fig. 56).

O rutilo associa-se quase que exclusivamente aos Cr/sericita-xistos enquanto o par ilmenita-rutilo comumente é observado nos clorita-xistos carbonosos. O Cr encontra-se contido em proporções relativamente elevadas na sericita (estimado em 5 %), que igualmente porta Ti e, muito subordinadamente, V (Fig. 57).

Não foram encontradas amostras portadoras de ouro livre para análise, restringindo-se a sua observação a amostras de coleção da DOCEGEO.

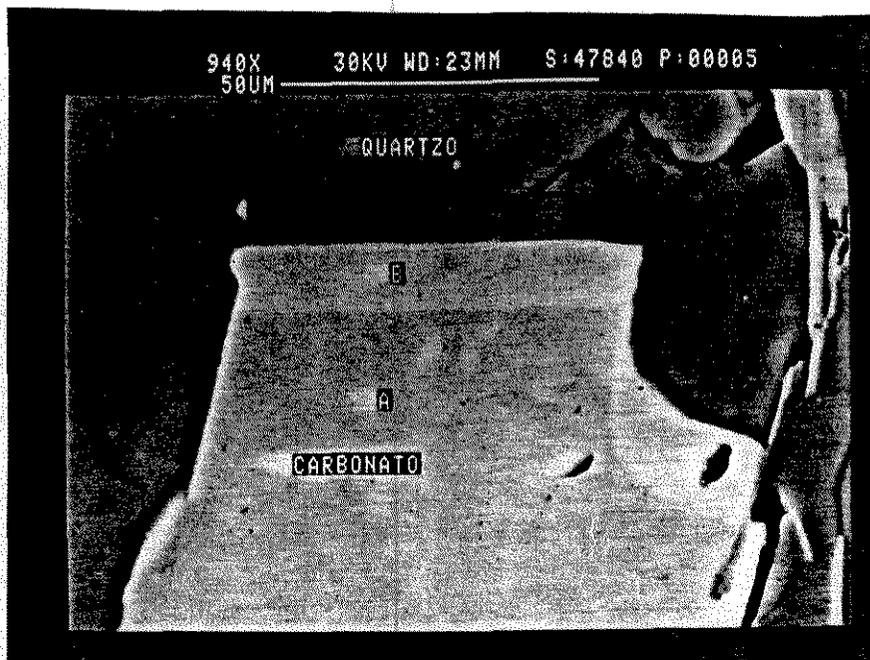


FOTO 35. Fotomicrografia obtida através de SEM ilustrando o sobrecrecimento de ankerita em Fe-dolomita. Carbonato A -> Fe-dolomita; carbonato B -> ankerita.

X-RAY
Live: 80s Preset: 80s Remaining: 0s
Real: 94s 15% Dead

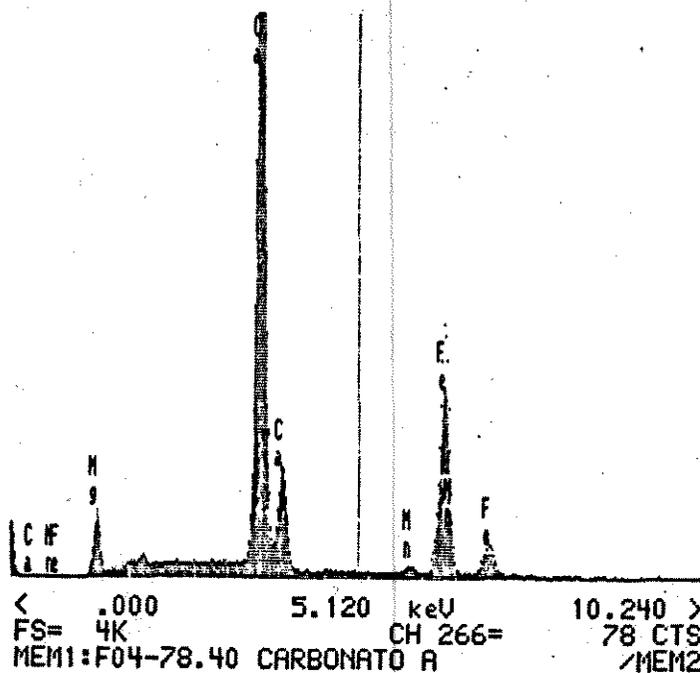


Fig. 55 - Espectrograma obtido através de SEM da Fe-dolomita (carbonato A da FOTO 35).

Live: 80s Preset: 500s Remaining: 120s
Real: 96s 17% Dead

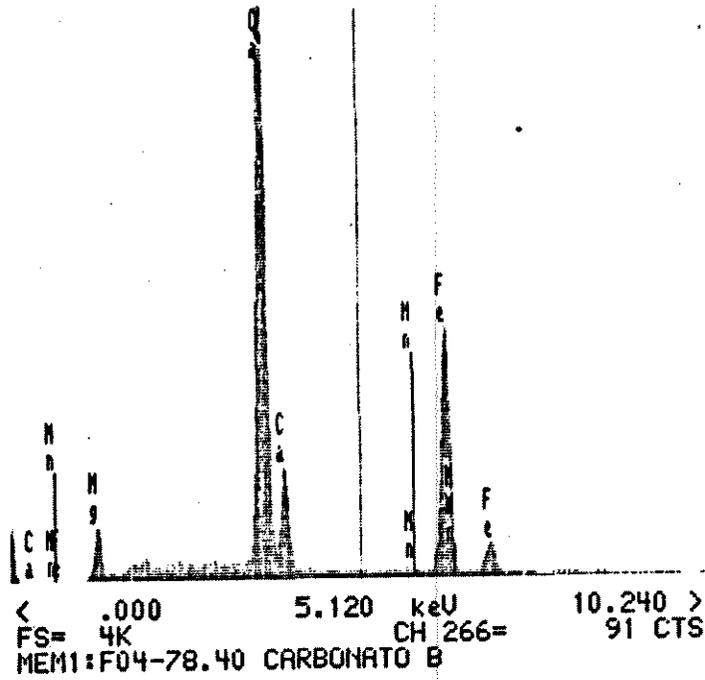


Fig. 56 - Espectograma obtido através de SEM do sobrecrecimento de ankerita sobre Fe-dolomita (carbonato B da FOTO 35).

X-RAY
Live: 500s Preset: 500s Remaining: 0s
Real: 583s 14% Dead

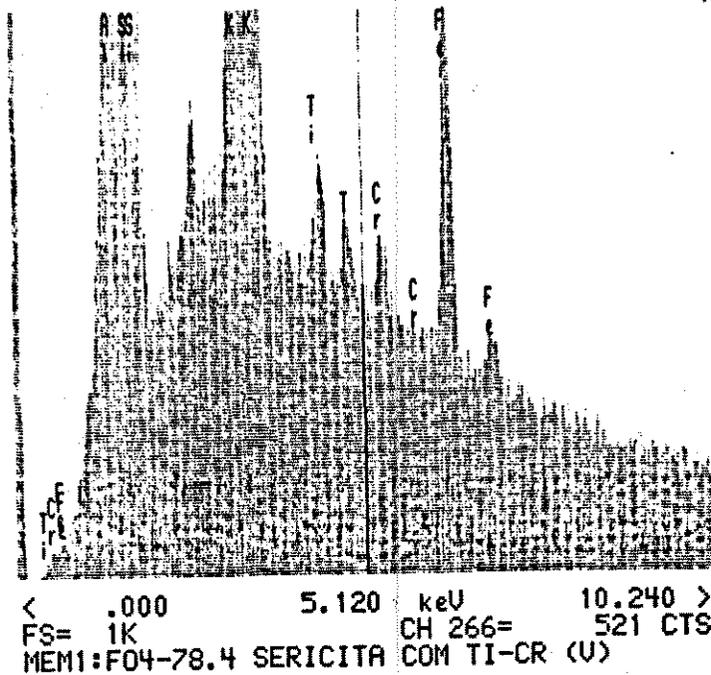


Fig. 57 - Espectograma obtido através de SEM de palhetas de sericita constitutivas da encaixante dos veios de quartzo. Note os picos de Cr e Ti.

IV.4.3. Discussões e Conclusões

Quanto ao controle regional dos veios mineralizados

A Mina Carrapato de Baixo, da mesma forma como verificado na Mina Carrapato de Cima, apresenta-se inserida num contexto deformacional de alto "strain". Tal consideração é fundamentada na análise das estruturas presentes na mina e adjacências, onde reconhecem-se : (1) superfícies S-C com ângulos de 5° a 0° ; (2) ativação de clivagens extensionais C'; e (3) evolução da xistosidade para foliação milonítica e ultramilonítica.

Entretanto, apesar desta similaridade deformacional, a análise de ambas as minas mostra que:

1. na Mina Carrapato de Cima o minério foi quase todo lavrado; o traço em planta dessa mina (Fig. 58) corresponde portanto a geometria e dimensão exata do corpo de minério (L-tectonito),
2. na Mina Carrapato de Baixo, até o momento não foram verificados resultados interessantes além daqueles restritos ao interior da galeria (Fig. 59), e por conseguinte, também considera-se que os limites da mineralização equivale grosseiramente ao traço em planta da galeria. Desta forma, a zona mineralizada correspondente à mina Carrapato de Baixo, apresentaria como um todo, uma geometria oblata (L/S-tectonito; cf. Fig.59), e seria composta interiormente por veios de geometria oblata.

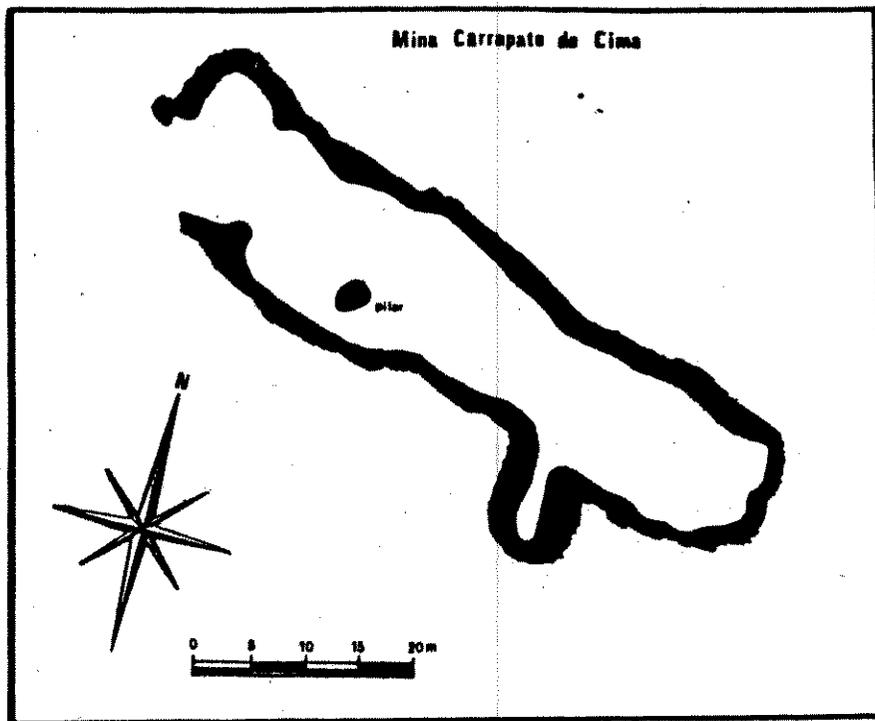


Fig.58 - Traço em planta da Mina Carrapato de Cima (extraído de Moraes & Barbosa, 1939).

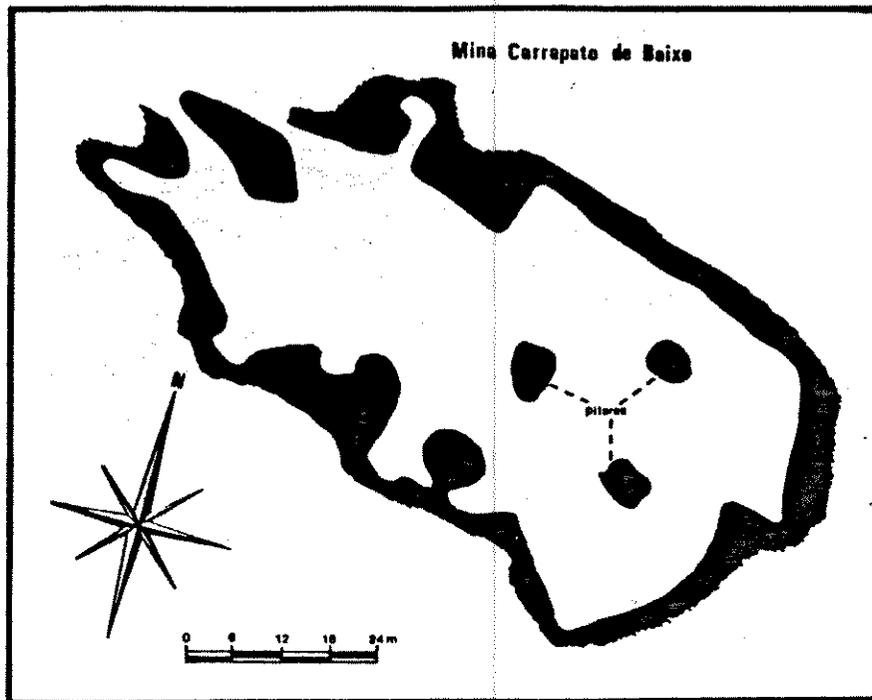


Fig.59 - Traço em planta da Mina Carrapato de Baixo (extraído de Moraes & Barbosa, 1939).

Da mesma forma como observado para a mina Carrapato de Cima, um perfil segundo a lineação de estiramento, mostra as mesmas rochas hidrotermalizadas presentes no interior da mina, sendo entretanto ausentes, os veios quartzo carbonáticos mineralizados.

A interpretação regional de que o corpo de minério da Mina Carrapato de Cima apresenta-se boudinado e rompido foi facilitada pela presença do metachert carbonoso que devido ao bandamento bem definido, permitiu a localização de "boudins" segundo a lineação de estiramento.

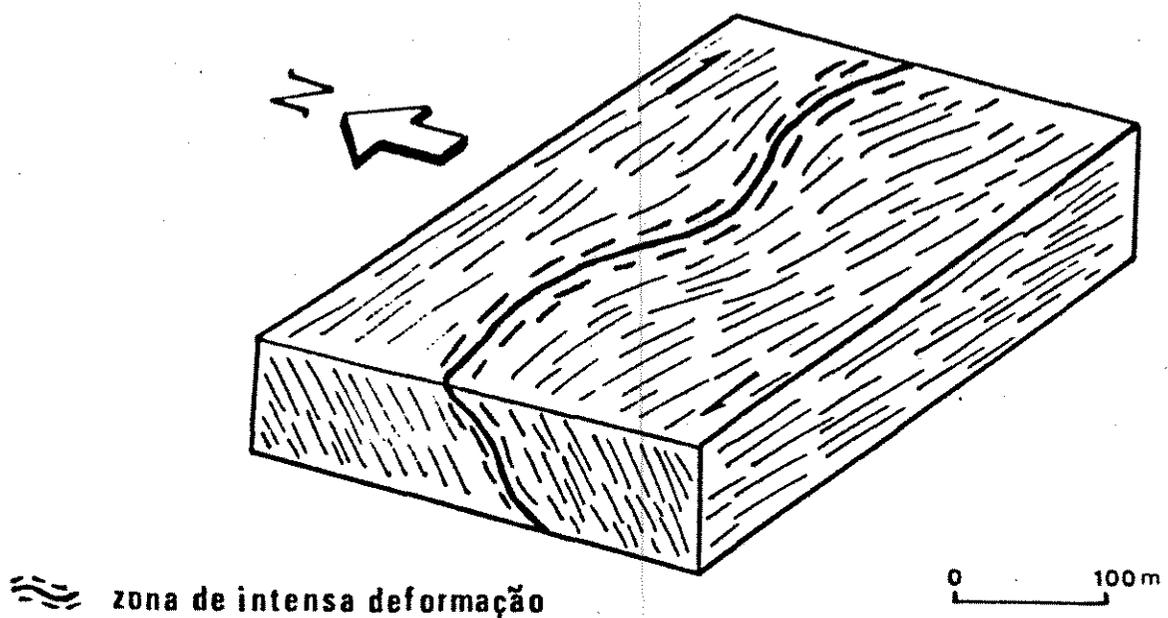
No caso da Mina Carrapato de Baixo, exceto quanto aos boudins de quartzo, não se têm outros marcadores de constricção e rompimento, principalmente no que se refere às rochas encaixantes. Entretanto, analogamente ao que acontece na Mina Carrapato de Cima, as mesmas rochas, produtos de alteração fluidotermal de basaltos komatiíticos, podem ser encontradas ao longo da direção principal da mina, em zonas desprovidas de veios de quartzo mineralizado, o que sugere especulativamente que:

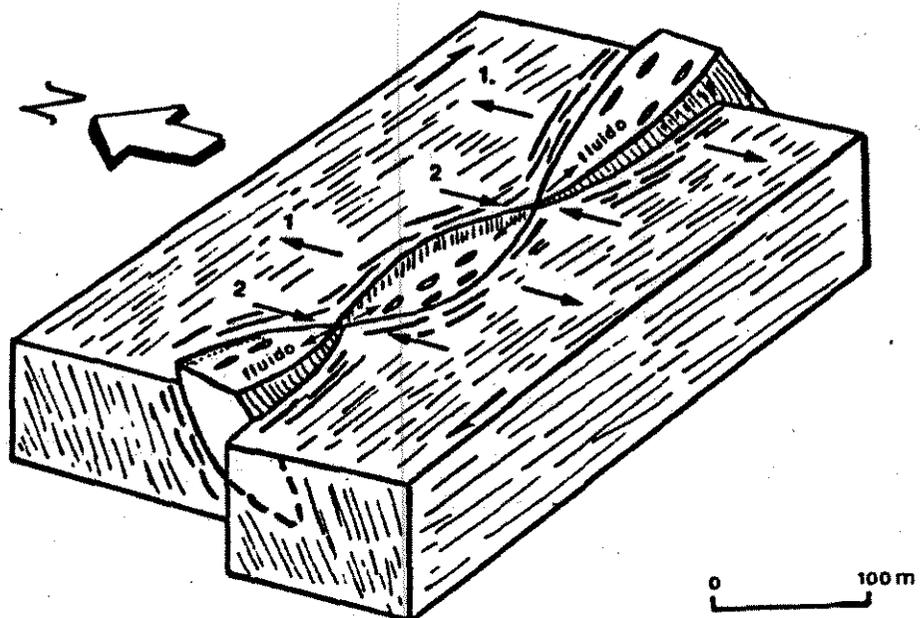
i. existiu durante a deformação regional, zonas de mais alto "strain" ou zonas de fraqueza (não verificadas), por onde os fluidos foram preferencialmente canalizados;

ii. nessas zonas, sistemas de veios de quartzo mineralizados foram sendo formados, pela abertura de espaços devido a conjugação de entre estruturas S-C e S/C-C',

iii. com a continuidade e progressividade da deformação dúctil, os sistemas de veios e um grande volume de rochas encaixantes foram sendo envolvidos por zonas de cisalhamento que promoveriam uma boudinagem (similar à um "horse", Coward et al., 1985) conforme mostra a Fig. 61. Estas zonas de cisalhamento que envolveriam os mega-boudins mineralizados, não foram identificados, face à dificuldade de individualização entre pacotes de xistos, milonitos e ultramilonitos.

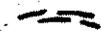
iv. a configuração final, resultado de um fenômeno explicado dessa forma, seria uma série de zonas de veios de quartzo boudinados, que ora aparecem e ora desaparecem segundo a lineação de estiramento (Fig. 61). A presença no Grupo Nova Lima de mineralizações em veios de quartzo, compondo depósitos independentes, alinhados segundo a lineação de estiramento (Vieira, com. verbal), também dão subsídio à esta hipótese.





1 - zona de extensão ($P_{\text{fluido}} > \sigma_3$)

2 - zona de compressão ($P_{\text{fluido}} < \sigma_3$)

 intensa deformação, intensa alteração hidrotermal

 Veios de quartzo mineralizados

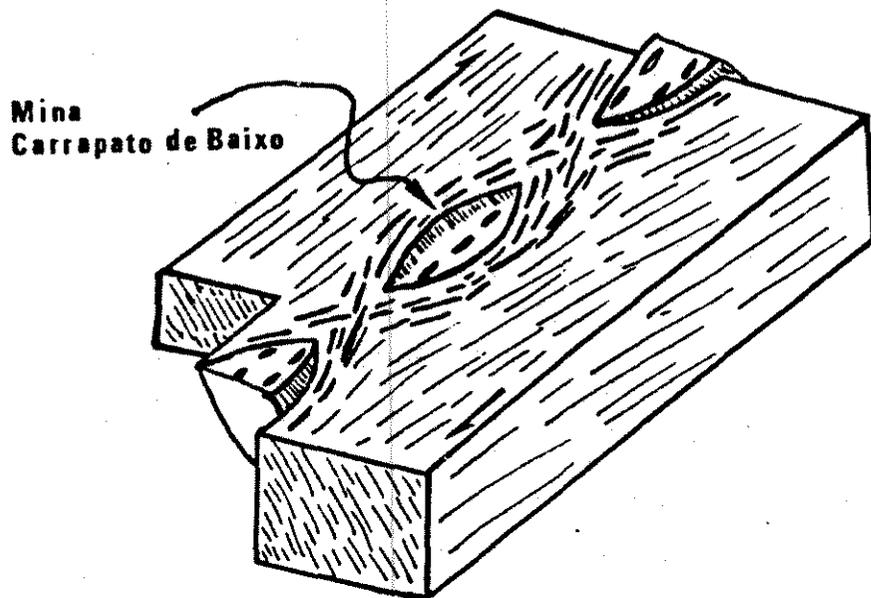


Fig. 60 - Modelo idealizado para o controle regional de veios de quartzo mineralizados (cf. texto).

Quanto a percolação dos fluidos mineralizantes e ausência de halo hidrotermal

A Mina Carrapato de Baixo não apresenta nenhum tipo de rocha que possa ter atuado como um "aqueduto" durante a deformação e introdução de fluidos.

Esse deve ser um dos motivos pelos quais não foram gerados expressivos halos hidrotermais; como verificado na Mina Carrapato de Cima, pois as zonas de oxidação fluida são restritas aos veios (ao redor dos quais nota-se delgados halos hidrotermais). Neste caso, portanto, teria ocorrido uma alteração hidrotermal mais abrangente, pervasiva, onde a mineralogia de alteração seria controlada por processos anteriormente descritos para geração, ora de rochas mais carbonosas, ora mais carbonáticas.

A partir das evidências de campo, analisando-se os tipos de processos que controlam a geração de veios de quartzo, nota-se que existe uma íntima relação entre estruturas S-C, e C' e os fluidos percolantes. Muitas vezes, e isto é muito claro nas bancadas localizadas próximo à ponte do córrego Tinguá, os veios ocupam as posições dos planos C ou C' extensionais, que foram na sua grande parte rotacionados e paralelizados com o desenrolar da deformação (Fig. 61).

Isto demonstra, que os fluidos tiveram um caminamento que se deu principalmente segundo os elementos planares dúcteis, não requerendo mecanismos de quebra para percolação. Alinhado à

essa hipótese cita-se também a ocorrência de uma extensiva alteração hidrotermal no alvo Carrapatos, que muito difere de mineralizações que associam-se à fraturamento hidráulico e subsequente deformação dúctil, onde estes fenômenos são localizados e restritos à zona de minério (Colvine et al, 1988).

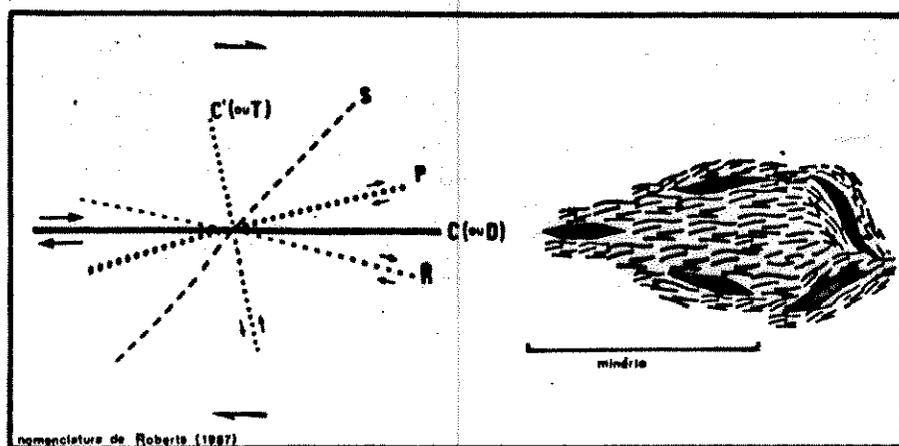


Fig. 61 - Posicionamento dos veios de quartzo presentes na Unidade Metavulcânica Ultramáfica. Note suas relações espaciais com as estruturas geradas durante o cisalhamento simples (modificado de Roberts, 1987).

Entretanto Nesbitt (1988), mostra que a permeabilidade será insignificante caso o regime de deformação seja puramente dúctil. Neste caso, segundo aquele autor, os únicos mecanismos de transporte de fluidos será a dissolução por pressão e difusão, os quais afirma serem processos muito lentos, requerendo fraturamento para explicar transporte de vastos volumes de fluidos. Contudo, Bell & Cuff (1989), em oposição a Nesbitt (op.cit.), demonstram que grandes volumes de fluidos podem movimentar-se, por difusão, à medida em que é gerada uma

foliação anastomasada devido ao cisalhamento dúctil progressivo. Neste caso, afirmam Bell & Cuff (op.cit.), deve ocorrer um mecanismo de solubilização e transferência para a solução dos componentes das rochas envolvidas no cisalhamento (movimentação de fluidos e difusão de íons) que age da seguinte forma:

- i. os filossilicatos e grafita absorvem o cisalhamento por deslizamentos em sua estrutura cristalina, sendo preservados,
- ii. os demais minerais como quartzo, feldspato, carbonato, sulfetos, etc, quando pressionados pela tensão cisalhante contra os leitos de filossilicatos que os envolvem, absorvem a componente de encurtamento pelo seus núcleos, o que gera um gradiente de deslocamento em seus bordos, e acarreta a dissolução progressiva dessas porções marginais dos minerais.

Esse mecanismo, governado portanto, pela distribuição da deformação entre componentes de cisalhamento progressivo (deslocamentos infinitesimais), absorvidos pelos minerais placóides; e componentes de encurtamento, absorvidas pelos demais minerais rodeados pelos placóides em zonas anastomosadas, se considerado em três dimensões em uma zona de cisalhamento, poderia segundo Bell & Cuff (op.cit.), atuar ao longo de toda a história deformacional dúctil, responsabilizando-se por vasta movimentação de matéria fluida em todas as escalas. Bell & Cuff (op.cit), ainda assinalam que a esse mecanismo pode estar relacionado o desenvolvimento de sistemas de veios.

Concluindo, as observações de campo, somadas aos estudos de Bell & Cuff (op.cit.), parecem confirmar a hipótese de que o caminamento do fluido mineralizante ocorreu durante a defomação dúctil que atingiu a área Tinguá, segundo planos de foliação (ões).

Quanto aos mecanismos de deposição do ouro

Vieira (1988), reporta que quando não ocorre uma rocha reativa (rica em Fe), desenvolve-se uma zona de sulfeto aurífero disseminado em filitos, comumente bordejando veios de quartzo com ouro livre. Neste caso, segundo aquele autor, a redução do pH e o aumento da fO_2 , seriam os responsáveis pela precipitação do ouro, levando à formação do ouro livre (o S liberado pela quebra do complexo $Au(Hs)^{2-}$ permaneceria livre, vindo a formar os sulfetos em rochas adjacentes).

O autor, entretanto, cita como exemplo as mineralizações de Juca Vieira (encaixada em rochas máficas; Scarpelli, com.verbal), mas não explica porque o sulfeto foi depositado junto ao veio (de onde viria o Fe?).

Portanto, acredita-se que a deposição de ouro associada a veios de quartzo na Mina Carrapato de Cima, similares àqueles descritos por Vieira (op.cit.), tenha se dado pela conjugação entre, o Fe dos basaltos komatiíticos e principalmente devido à fugacidade de oxigênio, que deveria variar num intervalo suficiente para a deposição ora de carbono, ora de carbonato, mas respeitando o intervalo necessário à deposição de sulfetos (cf.

Veira, 1988).

Seward (1984), demonstra que a solubilidade do ouro transportado como thio-complexos, aumenta com a T, diminuição do pH e aumento da fugacidade de O_2 . Como a formação de sericita a partir de rochas komatiíticas requer a introdução de K, isto implica que o fluido mineralizante era bastante rico neste elemento (logo alcalino). Se em determinado momento a sericita cristalizou, isto indica que os fluidos tornaram-se abruptamente menos ácidos (menores valores de a_{H^+} ; Lobato & Rosière, 1989), o que poderia também levar o ouro a precipitar-se.

Quanto à natureza e classificação do depósito

O forte controle estrutural, presença de rochas encaixantes fluidotermalizadas e existência de halos mineralógicos em torno dos veios mineralizados permitem definir o depósito da Mina Carrapato de Baixo como um jazimento de natureza epigenética.

O fato dos corpos de minério corresponderem a veios de quartzo posicionados em zonas de cisalhamento possibilitam a classificação da Mina Carrapato de Baixo como um depósito do tipo "lode" (Roberts, 1987).

IV.5 GEOTERMOMETRIA DAS MINERALIZAÇÕES AURÍFERAS

Os estudos geotermométricos baseiam-se diretamente na metodologia e bibliografia adotada por Xavier (1989), somando-se recomendações verbais daquele pesquisador.

Como mostram as análises petrográficas, estudos através de microsonda e microscópio eletrônico (SEM), o ouro encontra-se intimamente associado à assembléia sulfetada e carbonática, de característica sin a tardi-cinemática. Isto permite que trabalhos estimativos de temperatura que levem em conta esses minerais aos quais se associa o ouro, forneçam informações indiretas a respeito da deposição deste metal.

Experimentos realizados sobre a estabilidade da arsenopirita no sistema Fe-As-S, levaram Kretchmar & Scott (1976) à propor o uso do conteúdo de As daquele mineral como um geotermômetro.

Na aplicação da arsenopirita como geotermômetro, entretanto, alguns fatores devem ser levados em conta:

1. a arsenopirita presta-se para estimativa de temperaturas de depósitos metamorfisados no facies xistos verdes a anfibolito inferior, mas produz baixas temperaturas para depósitos metamorfisados no facies anfibolito superior e granulito e, temperaturas inconsistentes para depósitos hidrotermais de baixa temperatura (Sharp et al., 1985),
2. a arsenopirita deve estar em contato e, por conseguinte, em equilíbrio com a assembléia-"tampão" de sulfetos,
3. a soma dos elementos menores presentes na arsenopirita não deve ser superior à 1% em peso (Kretchmar & Scott, 1976);
4. Sundlab et al. (1984; apud Xavier, 1989), mostram que em casos onde o conteúdo de elementos menores presentes na arsenopirita é muito menor que 1% em peso, o sistema Fe-As-S é afetado. Quanto

aos elementos traços aqueles autores estipulam ainda que:

i) o conteúdo de Co e Ni acima de 0.2% induz à estimativa de altas temperaturas,

ii) altos conteúdos de Sb resultam em temperaturas que estão muito abaixo da realidade.

5. Hall & Rigg (1986), sugerem que o efeito da pressão de confinamento não deva alterar as estimativas de temperatura utilizando-se este método; Sharp et al. (1985), entretanto, reconhecem os efeitos do fator pressão, contudo atestam que ainda não foram totalmente quantificados.

As arsenopiritas analisadas para ambas as minas, Carrapato de Cima e Carrapato de Baixo apresentam-se:

1. em rochas que sofreram metamorfismo do fácies xisto-verde; como demonstra a mineralogia,

2. em contatos triplícies com pirita e pirrotita, sugerindo co-precipitação em equilíbrio. Embora esta situação se repita algumas vezes, é muito mais comum a ocorrência do par pirita-arsenopirita inclusos um no outro, intercrescidos ou em contato,

3. em ambos os minérios, os elementos menores, quando somados, nunca ultrapassam 1% em peso. A Mina Carrapato de Cima apresenta arsenopiritas com conteúdo de Co variando entre 0.02-0.03% em peso, sem traços importantes de Ni e Sb. A Mina Carrapato de Baixo, contrariamente, já apresenta arsenopiritas com teores um pouco mais elevados de Co (entre 0.03-0.26% em peso) e Sb (entre 0.26-0.28% em peso). No caso, o Sb não apresenta teores tão

elevados que comprometam a estimativa; entretanto, os teores de Co ultrapassam ligeiramente o conteúdo limite estabelecido por Sundlab et al. (1984), o que pode determinar estimativas de temperaturas superiores, que fogem à realidade.

4. por falta de dados bibliográficos definidos, não levaremos em conta os efeitos da pressão de confinamento.

A Mina Carrapato de Cima, portanto, considerando 30.0-31.0% at. como a variação do conteúdo de As na arsenopirita, apresenta temperatura de cristalização de arsenopirita e, conseqüentemente, a temperatura de deposição do ouro, situada no intervalo entre 300 °C e 363 °C (Fig. 62). Utilizando-se as porcentagens atômicas de As, combinadas à curva de iso-teor de 11.8 mol% FeS da esfalerita associada à assembléia sulfetada, a temperatura de deposição passa a ser restrita ao intervalo compreendido entre 307 °C e 353 °C, cujas fugacidades de S₂ requeridas para cristalização situam-se no intervalo entre 10^{-10.1} e 10^{-8.2} bars.

Na Mina Carrapato de Baixo, os teores de As na arsenopirita, mostram-se mais elevados, o que confere à mineralização um intervalo de temperatura mais alto para a formação de arsenopirita e deposição do ouro. Considerando-se teores de arsênio variando entre 31.5% e 32% at., obtém-se um intervalo de temperatura entre 394 °C e 425 °C (Fig. 62). O conteúdo de arsênio associado a 12.2 mol% de FeS, resulta num intervalo restrito entre 395 °C e 418 °C, com fS₂ situando-se entre 10^{-7.0} e 10^{-6.7} bars.

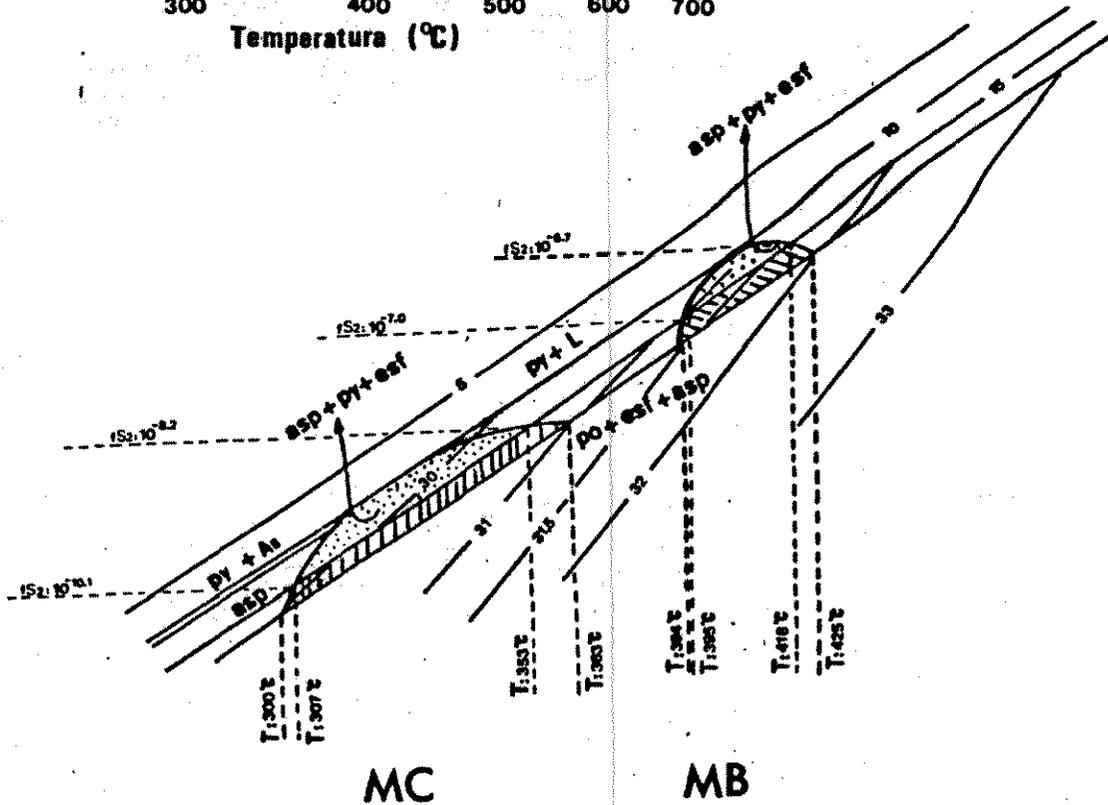
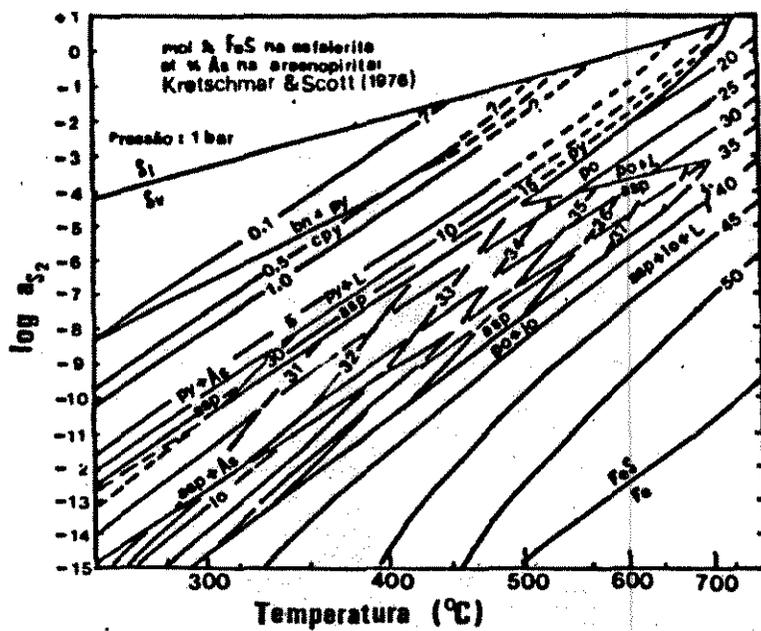


Fig.62 - (A) Sistema Fe-Zn-As-S, pressão de 1 bar, com isolinhas em mol % (5,10,15...) para esfalerita (esf) e % at. As (30,31,32,33...) para arsenopirita (asp). (B) "Zoom" do diagrama (A): a área preenchida com traços inclinados corresponde ao intervalo de temperatura obtido a partir do conteúdo de As da arsenopirita "tamponado" pela pirita (py) e/ou pirrotita (po); a área pontilhada corresponde ao intervalo de temperatura determinado utilizando-se a porcentagem molar de FeS da esfalerita (note que a combinação da % FeS da esfalerita à assembléia sulfetada permite uma redução do intervalo de temperatura estimado). MC = Mina Carrapato de Cima; MB = Mina Carrapato de Baixo. Adaptação baseada em Xavier (1989).

CONCLUSÕES

As estimativas de temperaturas obtidas para ambos os tipos de depósitos são grosseiramente concordantes com o metamorfismo regional de fácies xisto verde (sericita, quartzo, carbonato, plagioclásio, clorita), como mostram as paragêneses. Essas temperaturas também condizem com a faixa de temperatura verificada em mineralizações auríferas hidrotermais relacionadas a zonas de cisalhamento em "greenstone belts" arqueanos, (Foster, 1986; Colvine et al., 1988).

CAPÍTULO V

V. SUMÁRIO e CONSIDERAÇÕES FINAIS

O mapeamento geológico-estrutural semi-regional (escala 1:25.000) realizado na área Tinguá, permitiu a individualização de diversas litologias presentes na região, pertencentes ao "greenstone belt" Rio das Velhas, as quais puderam ser enquadradas em dois blocos tectônicos distintos (cf. Fig. 3):

1. Ao denominado BLOCO TECTÔNICO I, correspondem a Unidade Meta-sedimentar Indivisa (sequência turbidítica representada por meta-grauvácas, meta-siltititos e meta-argilitos), a Unidade Metavulcânica Félsica (representada por meta-dacitos, meta-riodacitos e meta-riolitos) e a Unidade Meta-vulcânica Ultramáfica (uma possível sucessão basalto-komatiítica representada por rochas meta-ultramáficas intercaladas com leitos de meta-sedimentos carbonosos, ferruginosos e piritosos). Essas Unidades apresentam entre si contatos segundo aproximadamente a direção E-W, à qual a direção da foliação (E-W/45°S) é por sua vez paralela e contém uma lineação "strike" de estiramento regional S80E/20°. Essa sequência vulcano-sedimentar encontra-se invertida se comparada à colunas padrões estabelecidas para "Archean greenstone belts", possivelmente

devido a dobramentos de proporções regionais, pois acompanha a inversão dos sedimentos do Supergrupo Minas constatada a norte da área em estudo (Serra da Piedade) por Dorr (1969).

2. O denominado BLOCO TECTÔNICO II, cavalgou sobre o terreno para-autóctone representado pelo BLOCO TECTÔNICO I, e é composto pela Unidade Meta-máfica/ultramáfica (constituída, no trecho estudado, predominantemente de serpentina-xistos e talco-xistos) e por rochas granodioríticas pertencentes ao Complexo Caeté. Essas rochas apresentam-se estruturadas sub-meridianamente, com contatos segundo a foliação regional N-S/50E na qual encontra-se impressa uma lineação "dip" S80E/40°.

A constatação da presença de sequências ultramáficas de basaltos-komatiíticos e a individualização das rochas da região em blocos tectônicos, conflita com a coluna proposta por Oliveira (1986). Esse autor considera a sequência de basalto-komatiíticos como meta-sedimentos e relaciona as rochas máficas/ultramáficas de "trend" N-S da região a uma sequência de sedimentos e vulcânicas ácidas, também de "trend" N-S, o que foi verificado ser inválido durante esta pesquisa.

O acervo estrutural meso e microscópico presente em ambos os blocos tectônicos são semelhantes, apresentam estruturas formadas desde domínios estruturais dúcteis até frágeis, desenvolvidos durante uma deformação progressiva bem documentada, sob condições metamórficas do facies xistos verdes. Demonstrou-se durante os trabalhos de campo e laboratório, que todo o inventário deformacional obtido satisfaz a um campo de esforços

geometricamente único (aproximadamente de E para W), que poderia ser atribuído a um único evento tectônico.

Entretanto, a presença de diques de meta-gabros doleríticos cortando rochas do Supergrupo Rio das Velhas na área Tinguá, milonitizados nos bordos, com grau metamórfico e transformações minerais de mais baixa temperatura que suas encaixantes, e similares petrográfica, metamórfica e estruturalmente àqueles presentes na Serra do Espinhaço Meridional, onde uma datação U/Pb de 906 ± 2 Ma foi obtida, podem permitir a inferência de que a área Tinguá foi afetada por pelo menos dois eventos tectônicos distintos. Um primeiro, atribuível ao Ciclo Transamazônico com base nas datações de Machado et al. (1989) na região, seria o principal responsável pela estruturação tectônica da área; e um segundo, Brasiliano, cujas estruturas impressas sobre o "fabric" gerado previamente é pouco evidente e de difícil definição (exceção feita aos diques). A individualização entre estruturas devidas ao Transamazônico ou Brasiliano, é dificultada face a coaxialidade de ambos eventos deformacionais, o que faz com que possíveis feições de interferência possam ser também interpretadas como feições geradas em regime de cisalhamento progressivo.

A partir da análise deformacional da área Tinguá, também pôde-se identificar falhas de gravidade com rejeitos decamétricos, que precedem os eventos deformacionais acima enunciados, pois cortam todas as famílias de estruturas descritas

para a região, os diques de meta-gabro dolerítico e deslocam porções de colúvio (possivelmente falhas relacionadas a neotectônica descrita por Saad et al. (1989), na região sul do Cráton São Francisco).

O levantamento realizado nas principais minas de ouro da área Tinguá também permitem indicar como principais metalotectos primordiais (Routhier, 1980) responsáveis pelas mineralizações auríferas da região, as rochas constitutivas da Unidade Meta-vulcânica Félsica e da Unidade Meta-vulcânica Ultramáfica. O principal metalotecto revelador (Routhier, op. cit.), ao qual relacionam-se as mineralizações auríferas, corresponde à deformação dúctil regional que atingiu área. Regionalmente e em escala de detalhe, reconhece-se que as mineralizações de ouro virtualmente encontram-se governadas espacialmente pela lineação de estiramento, em porções onde é possível se identificar estruturas S-C de baixo ângulo, estruturas C', dobras de eixo "A", dobras em bainha e intensa venulação quartzo-carbonática. *Além disso e outras legões à mineralização*

A presença de alteração hidrotermal que acompanha a deformação dúctil relacionada a essas mineralizações (fenômenos de sericitização, carbonatização e cloritização), e a ausência deste tipo de transformação mineral nos diques de diabásio, permitem preliminarmente atribuir uma idade Transamazônica aos depósitos de ouro examinados na área Tinguá, como já sugerido acima.

Como resultado do mapeamento geológico de detalhe, realizado sobre a porção sul da área Tinguá (Unidade Metavulcânica Ultramáfica), onde localizam-se as mineralizações pertencentes ao alvo Carrapatos, pôde-se determinar que a mesma é constituída, da base para o topo, por meta-sedimentos carbonosos e piritosos, meta-dacitos, e rochas que transicionam entre quartzo-carbonato-Cr/sericita-xisto, quartzo-carbonato-sericita-clorita-xisto, e quartzo-carbonato-sericita-clorita-xistos carbonosos, nas quais a ausência de estruturas primárias impossibilitou, em primeira instância, a definição de seus respectivos protólitos.

Estudos geoquímicos demonstram que os quartzo-carbonato-sericita-clorita-xistos carbonosos apresentam teores de Cr que variam entre 343-428 ppm; teores de Ni variando entre 178-238 ppm; teores de cobalto entre 33-49 ppm; teores de Cu entre 60-80 ppm; MgO entre 4.71-5.5 %, TiO₂ entre 0.55-0.81 %, Al₂O₃ entre 13.9-16.1; e FeO entre 4.98-7.73% em peso. À medida que essas rochas transicionam para sericita-clorita-xistos e Cr-sericita-xistos, observa-se uma queda nos teores desses elementos. Uma análise comparativa entre a geoquímica dessas rochas e a geoquímica reportada na literatura para basaltos komatiíticos de outros "Archean greenstone belts" do mundo, e levando-se em conta a mobilidade relativa de elementos catiônicos em zonas de alteração hidrotermal, é possível supor que essas rochas

correspondem a basaltos komatiíticos milonitizados e transformados por fenômenos metassomáticos de cloritização, carbonatação, sericitização, e por um fenômeno ainda pouco claro, de carbonização.

As análises realizadas sobre estes basaltos komatiíticos carbonizados demonstram que possivelmente os mesmos fluidos hidrotermais que causaram uma pervasiva carbonatização sobre estas rochas, foram também capazes de precipitar carbono sólido, gerando ora rochas mais carbonosas, ora rochas mais carbonáticas. Os produtos de toda essa gama de fenômenos hidrotermais encontram-se irregularmente distribuídos, muitas vezes não respeitando contatos. Isto difere de outros depósitos descritos no Distrito de Nova Lima (Veira, 1988), os quais encaixam-se em sequências toleíticas homogêneas e apresentam um evidente zoneamento hidrotermal. Essa diferença na distribuição de produtos hidrotermais, possivelmente se deve, no caso dos basaltos komatiíticos de Caeté, à heterogeneidade primordial de uma sequência basalto-komatiítica (sistemática sucessão entre derrames e sedimentos inter-derrames).

Associados a esses basaltos komatiíticos, que sofreram deformação dúctil acompanhada por fenômenos metassomáticos, encontram-se os dois principais prospectos antigos pesquisados no alvo Carrapatos: a Mina Carrapato de Cima e a Mina Carrapato de Baixo.

A análise da Mina Carrapato de Cima revelou que o corpo de minério corresponde a uma rocha quartzo-carbonática sulfetada,

hospedada em um metachert carbonoso tectonicamente bandado (bandas de quartzo recristalizado intercaladas a bandas de chert carbonoso primário), os quais são encaixados por um halo de quartzo-carbonato-Cr/sericita-xistos. Englobando minério, hospedeira e encaixante há carbonato-clorita-xistos carbonosos e, subordinadamente, carbonato-clorita-xistos e carbonato-Cr/sericita-xistos (termos litológicos transicionais). O corpo de minério tem uma forma alongada segundo a direção N110, e é paralelo ao eixo de uma mesodobra (isoclinal recumbente, anisópaca e que tende à conicidade) e à lineação "strike" de estiramento mineral. Pequenas mudanças na direção desta lineação determinam modificações dimensionais no corpo de minério. O mesmo apresenta-se maciço na porção central da estrutura (zona de charneira principal). Nos flancos da dobra, apresenta-se como bandas quartzo-carbonáticas sulfetadas intercaladas a bandas essencialmente compostas por quartzo. Em ambas as porções de minério, além de quartzo e carbonato (ankerita, siderita e Fe-dolomita, em ordem de proporção), há uma paragênese de sulfetos composta por pirita, arsenopirita, pirrotita, esfalerita, calcopirita, galena, e rutilo. O ouro encontra-se principalmente associado à pirita e, subordinadamente, à ganga quartzo-carbonática, arsenopirita e calcopirita. Constatada a íntima associação do ouro com a paragênese de sulfetos efetuou-se um estudo determinativo de temperaturas de deposição deste elemento na mineralização, baseados no conteúdo de As da arsenopirita e

na porcentagem molar de FeS da esfalerita. Este estudo permitiu-nos determinar um intervalo de temperatura entre 307° a 353°C, estimado para a geração da mineralização da Mina Carrapato de Cima.

Na Mina Carrapato de Baixo os corpos mineralizados correspondem a veios de quartzo carbonáticos, encaixados em quartzo-carbonato-Cr/sericita-xistos e quartzo-carbonato-sericita-clorita-xistos carbonosos. Essas rochas correspondem às mesmas litologias presentes na Mina Carrapato de Cima, entretanto não verificou-se a existência de rochas preferenciais nas quais encaixam-se os veios de quartzo. Esses veios apresentam-se boudinados, com alongamento maior segundo a direção N110, que é paralela à lineação de estiramento "strike" e ao corpo da Mina Carrapato de Cima. Subordinadamente, os veios encontram-se boudinados perpendicularmente à lineação de estiramento, o que lhes confere uma geometria final do tipo "chocolate tablet" (Park, 1989) e indica extensão concomitante, durante sua geração, segundo os eixos "X" e "Y" do elipsóide de deformação. Em torno desses veios nota-se halos no sentido veio-> encaixante, compostos por carbonato, clorita e sericita, e muito subordinadamente, compostos por clorita, carbonato e sericita. O ouro encontra-se livre nestes veios de quartzo e carbonato (siderita, Fe-dolomita e ankerita, em ordem de proporção), e subordinadamente associa-se a sulfetos (pirrotita, arsenopirita, pirita, esfalerita, calcopirita, galena, pentlandita, sulfo-arsenietos de Ni, Fe, Co, e Ni, sulfo-antimonietos de

As,Co,Fe,Ni), os quais ocorrem em maiores proporções na região de contato com as encaixantes. Um estudo visando a determinação das temperaturas de deposição do ouro também foi realizado para esta mineralização, tomando como base o conteúdo de As da arsenopirita e a porcentagem molar de FeS da esfalerita, d'onde obteve-se um intervalo entre 395° e 418°C, estimado para a geração destas mineralizações (tão restrito, que chega a ser duvidoso, face à pequena quantidade de análises).

Levando-se em conta que:

1. na Mina Carrapato de Cima:

-> o minério passa lateralmente ao metachert carbonoso, de forma que os antigos níveis de metachert carbonoso foram substituídos pelos atuais níveis de sulfetos,

-> ocorre um halo hidrotermal de carbonato-Cr/sericita-xistos em torno do corpo de minério,

-> há um forte controle estrutural da mineralização (eixo da dobra "A" e lineação de estiramento),

-> reconhece-se sulfetos de Fe e As, rutilo e ankerita com traços Cr e Ti associados à mineralização, os quais são ausentes no metachert carbonoso hospedeiro,

2. e na Mina Carrapato de Baixo:

-> os corpos de minério correspondem a veios de quartzo-carbonato, inseridos numa zona de alto "strain",

-> ocorre zoneamento hidrotermal na escala do veio,

opta-se pela classificação da Mina Carrapato de Cima como um

depósito de substituição do tipo "stratabound"/stratiforme (sensu Evans, 1980; e Hodgson, 1989), da Mina Carrapato de Baixo como um depósito do tipo "lode" ou filoneano (sensu Roberts, 1987), e pelo enquadramento de ambas as mineralizações como depósitos epigenéticos, a exemplo daqueles reportados por Vieira (1988) no Distrito de Nova Lima, Colvine et al. (1988) na Província Superior no Canadá, Groves (1988) e Groves et al. (1991) no oeste da Austrália, Vearncombe et al. (1988) e Foster (1986) na África do Sul e Zimbábue.

A verificação:

1. na Mina Carrapato de Cima:

- > de rochas correspondentes a produtos de alteração hidrotermal de basaltos komatiíticos englobando o corpo de minério, hospedeira e Cr/sericita-xisto imediatamente encaixante,
- > de metacherts carbonosos tectonicamente bandados hospedeiros da mineralização, que possivelmente funcionaram como um "aqueduto" na canalização de fluidos,
- > de níveis de metachert carbonoso substituídos por paragêneses de sulfetos e carbonatos de ferro,
- > de um halo de quartzo-carbonato-Cr/sericita-xistos, provável produto de oxidação fluida, devido à deposição do minério,
- > de remobilização de fluidos para a zona de charneira da estrutura que controla a mineralização ("trap" selado), cuja migração foi controlada pelos próprios mecanismos que envolvem a geração de dobras (zonas de alívio; cf. Park, 1989),

2. e na Mina Carrapato de Baixo:

-> das mesmas rochas encaixantes que englobam o corpo de minério da Mina Carrapato de Cima,

-> de halos hidrotermais em torno dos veios,

-> de que a geometria e a estrutura interna destes sistemas de veios, e conseqüentemente, os mecanismos de fluxo de fluidos podem ser explicados em termos do desenvolvimento de um sistema de deformação dúctil em cisalhamento simples (estruturas S,C, C'),

indicam que o fenômeno mineralizante somente pode ser compreendido se considerado como devido a uma deformação progressiva, acompanhada de mobilização fluida e alterações hidrotermais polifásicas. Pelo menos no que diz respeito aos veios, essa consideração equivale às interpretações de Ramsay (1980) e Ramsay & Ruber (1983), onde os autores também não consideram o cisalhamento como condição necessária para a preparação do terreno e abertura de espaços para a introdução dos veios, mas sim abordam cisalhamento e geração de veios como parte de um processo concomitante, dinâmico e contínuo.

Uma análise final conjunta das Minas Carrapato de Cima e Carrapato de Baixo também revela que:

1. existem evidências, para ambas as mineralizações, de que os corpos de minério, em escala regional, foram progressivamente boundinados, podendo atualmente estarem dispostos segundo a lineação de estiramento, como "sítios" mineralizados descontínuos;

2. ambas as minas encontram-se inseridas nos pacotes de basalto-komatiíticos heterogeneamente hidrotermalizados; esta alteração é também verificada segundo a lineação de estiramento em zonas desprovidas de minério;

3. exceção feita ao dobramento verificado na mina Carrapato de Cima, não se documentou dobramentos nos xistos presentes no alvo Carrapatos. As dobras assinaladas nos furos de sonda são interpretações pois a maior parte dos contatos são transicionais, o que impede uma confirmação inequívoca de dobramentos, face a ausência de níveis guias inconfundíveis. Salienta-se, todavia, que em toda a área Tinguá foram observados dobramentos de mega-escala; entretanto de diagnóstico restrito a grandes exposições. Como não existem grandes exposições no alvo Carrapatos, esses dobramentos também podem estar presentes na região das minas, embora não observáveis diretamente;

3. as paragêneses de carbonatos e sulfetos verificadas em ambas as minas são semelhantes;

4. muito embora a quantidade de análises realizadas ainda seja insuficiente, constatou-se que a variação de temperatura estimada para a mineralização da Mina Carrapato de Baixo (minério tipo "lode") é superior a variação estimada para a mineralização da Mina Carrapato de Cima (minério tipo "stratabound");

5. os mecanismos locais que governam a deposição do ouro são diferentes para cada mineralização em específico, mas possíveis de ocorrerem simultaneamente dentro de zonas afetadas por atividade hidrotermal, conforme o tipo de rocha hospedeira e

condições de permeabilidade (Colvine et al., 1988).

O fato das arsenopiritas da Mina Carrapato de Baixo indicarem temperaturas mais altas para a deposição do ouro, comparativamente às temperaturas verificadas para a Mina Carrapato de Cima, pode ser interpretado de duas maneiras:

i. o conteúdo de Co, que ultrapassa o limite estabelecido por Sundblad et al (1984) para o uso correto da arsenopirita como geotermômetro, causou uma elevação irreal nas estimativas de temperatura; ou

ii) as mineralizações de ambas as Minas, apesar da semelhança entre as paragêneses e rochas encaixantes hidrotermalizadas, não foram geradas sincrônicamente. Neste caso, surge a possibilidade de que o fluido que deu origem às mineralizações tipo "lode" numa primeira etapa, possa ter formado, numa segunda instância, a mineralização tipo "stratabound". Entretanto, para que isso pudesse ocorrer; visto que as duas mineralizações orientam-se segundo a lineação de estiramento e encontram-se lado a lado separadas por uma pequena diferença de cota (como atestam seus nomes), o fluxo de fluidos deveria descrever uma trajetória perpendicular ao campo de stress principal. Existem evidências marcadas pelos veios de quartzo, que durante a deformação dúctil que controlou a geometria final dos corpos, houve pequena migração de matéria e extensão segundo "Y" (os veios estão boudinados principalmente segundo "X" e subordinadamente segundo "Y"). Contudo, se houve migração em larga escala neste sentido, é

um caso totalmente atípico, pois a pressão fluida além de superar o campo principal de "stress", deveria também ser extremamente alta segundo "Y", para que o fluxo de fluidos tivesse ascendência contrária ao mergulho médio de 45° da foliação, o que parece pouco provável.

Portanto, dentre as duas hipóteses, é mais provável que a maior temperatura verificada para a Mina Carrapato de Baixo seja função do excesso de Co permitido para o uso correto da arsenopirita como geotermômetro.

Logo, quanto a geração de ambas as mineralizações, resta a especulação entre as seguintes possibilidades:

1. as mineralizações seriam sincrônicas ou praticamente sincrônicas, mas formadas em faixas independentemente; ou
2. as mineralizações corresponderiam a um mesmo depósito, e ocupariam posições distintas de uma mega-dobra. Partindo-se para esta hipótese, a Mina Carrapato de Cima ocuparia uma posição de maior alívio de tensão dentro da grande estrutura, e seria volumetricamente superior pela presença do metachert carbonoso que atuaria como um "aqueduto"; a Mina Carrapato de Baixo, por sua vez, corresponderia a zonas de maior deformação da estrutura (flancos?), e teria corpos menores pela baixa permeabilidade do protólito. Como resultado final da deformação dúctil progressiva que atingiu a região, esta megadobra estaria rompida segundo a lineação de estiramento, sob a forma de "pods" decamétricos.

Embora não tenha sido possível uma confirmação sobre a existência de grandes dobramentos no alvo Carrapatos, a hipótese

de depósitos do tipo "stratabound" e do tipo "lode" encontrarem-se governados e ocuparem zonas distintas de uma megadobra, poderia explicar a constante presença e íntima associação entre depósitos dessa natureza, seja no Quadrilátero Ferrífero (Vieira, 1988; Vial, 1988), seja em outros distritos auríferos do mundo (Hodgson, 1989; Groves, 1988).

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Adler, R.; Fenchel, W.; Pilger, A. Statistische Methoden in der Tektonik II. Das Schmidt'sche Netz und seine Anwendung im Bereich des makroskopischen Gefuges. Clausthal-Zellerfeld. Clausth. Tek, 4, 111p., 1974.
- Alkmin, F.F. et al. Sobre a História da Deformação dos Metassedimentos do Supergrupo Minas e Grupo Itacolomi no Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais. Revista Brasileira de Geociências, 45p, 1988.
- Almeida, F.F.M. Estruturas do Pré-Cambriano Inferior Brasileiro. In: CONG. BRAS. GEOL., 29, 1976, Ouro Preto. Resumos dos Trabalhos Ouro Preto, SBG, 1976. p. 201-202.
- Almeida, F.F.M.; Hasui, Y. O Pre-cambriano do Brasil. São Paulo, Edgard Blucher. 1984, 542p.
- Annels, A.E.; Roberts, D.E. Turbidite-hosted Gold Mineralization at the Dolaucothi Gold Mines, Dyfed, Wales, United Kingdom. Economic Geology, v. 84, n. 5, agosto, 1989.
- Anhaeusser, C.R.; Viljoen, M.J. Archean Metallogeny of Southern Africa. In: Anhaeusser, C.R. e Maske, S. (eds). Mineral Deposits of Southern Africa. The Geological Society Of South Africa, Volume 1, 1986, p. 33-43.
- Arndt, N.T. et al. Komatiitic and Iron-Rich Tholeiitic Lavas of Munro Township, Northeast Ontario. Journal of Petrology, v. 18, parte 2, p. 319-369, 1977.
- Arndt, N.T.; Nesbitt, R.W. Magma Mixing in Komatiitic Lavas from Munro Township, Ontario. In: Kroner, A.; Hanson, G.N.; Goodwin, A.M. Archean Geochemistry, Berlin, Springer-Verlag, p. 100-113, 1984.
- Arthaud, M.H. Zonas de Cisalhamento Dúctil. In: SIMP. NAC. EST. TECT., 1, Salvador. "Curso... Salvador, SBG, 1987, 47p.
- Barbosa, A.L.M. Contribuição a Geologia do Centro de Minas Gerais. Mineração e Metalurgia, v. 14, n. 79, p. 3-19, 1949.
- Barbosa, A.L.M. Contribuições Recentes à Geologia do Quadrilátero Ferrífero. Ouro Preto, Escola de Minas (ed.). 63p. 1968.
- Bell, T.H. & Hammond, R.L. On the internal Geometry of Mylonite Zones. Journal of Structural Geology, v. 2, p. 667-686, 1984.
- Bell, T.H.; Cuff, C. Dissolution, Solution Transfer, Diffusion Versus Fluid Flow and Volume Loss During Deformation/Metamorphism. Journal of Metamorphic Geology, n. 7, p. 425-447, julho, 1989.

- Berthé, D. et al. Orthogneiss Mylonite, and Non-Coaxial Deformation of Granites: an Example of the South Armorican Shear Zone. *Journal of Structural Geology*, v.1, p.31-42, 1979.
- Blès, J.L. & Feuga, B. La fracturation des roches. BRGM. *Manuels et Méthodes* 1, 245p, 1981.
- Bonnemaison, M.; Marcoux, E. Les zones de cisaillement aurifères du socle hercynien français. *Chron. Rech. Min.*, n.488, p.29-42, 1987.
- Bouchot, V. et al. Structural Controls on the Auriferous Shear Zones of the Saint Yrieix District, Massif Central, France: Evidence from the Le Bourneix and Laurières Gold Deposits. *Economic Geology*, v.84, n.5, p.1315-1327, agosto, 1989.
- Brown, W.L.; Macaudière, J. Microfracturing in Relation to Atomic Structure of Plagioclase from a Deformed Meta-anorthosite. *Journal of Structural Geology*, v.6, n.5, p.579-586, 1984.
- Brun, J.P.; Cobbold, P.R. Strain Heating in Shear Zones. *Journal of Structural Geology*, v.2, p.149-158, 1980.
- Bursnall, J.T. Review of Mechanical Principles, Deformation Mechanisms and Shear Zone Rocks. In: Bursnall, J.T. (ed.). *Mineralization and Shear Zones. Short Course Notes*, Montréal, Geological Association of Canada, v.6, p. 1-28, 1989.
- Callaghan, E. Outside Gold Exploration Program. Private Report to St. John del Rey Mining Company Ltd., 1958. *Mineração Morro Velho S.A.*, Nova Lima, 14p.
- Chemale Jr., F. et al. Quadrilátero Ferrífero - Evolução Monocíclica ou Policíclica? In: CONG. BRAS. GEOL., 36, 1990, Natal. *Boletim de Resumos Natal, SBG*, 1990. p.294.
- Cobbold, P.R.; Quinquis, H. Development of Shear Folds in Shear Regimes. *Journal of Structural Geology*, v.2, p.119-126, 1980.
- Colvine et al. Archean Lode Gold Deposits in Ontario. Ontario, Ontario Geological Survey *Miscellaneous Paper* 139, 1988, 135p.
- Cordani, U.G. et al. Interpretação Tectônica e Petroológica de Dados Geocronológicos do Embasamento no Bordo Sudeste do Quadrilátero Ferrífero/MG. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, Rio de Janeiro, v.52, n.4, p.785-799, 1980.
- Coward, M.; Gibbs, A.; Davison, I. Structural Interpretation in Extensional Basins, Strike-Slip Basins and Thrust Belts. *Course Notes*. 316p. dezembro, 1985.
- Davis, G.H. *Structural Geology of Rocks and regions*, New York, John Wiley. 341p., 1984.

- Davison, I.; Reinhardt, M.C. Gold in Shear Zones: Structural and Hydraulic Aspects. (em prep.)
- Dorr, J.V.N. II Physiographic, Stratigraphic and Structural Development of the Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais, Brazil. Washington, U.S. Geological Survey Prof. Paper, USGS-DNPM, 1969. 111p (Bulletin 641-a).
- Evans, A.M. An Introduction to Ore Geology. Londres, Blackell Scientific Public., 231p., 1980.
- Fyfe, W.S. Gold transport and deposition: Rules of the Game. In: Ladeira, E.A. (ed.). GOLD'91, Balkema, Rotterdam, p.7-10, 1991.
- Foster, R. Archean Gold Metallogeny and Exploration. Short Course Notes, Porto Alegre, 127p. 1986.
- Freyberg, B. von. Ergebnisse geologischer Forschungen in Minas Gerais, Brasilien. N. Jb. Mineral. Geol. Palaeont., Sonderband, V.2, n.11, 401p, novembro. 1932.
- Gorzhevskiy, D.I. On the Role of Organic Matter in Ore Formation. International Geology Review, n.29, p.207-217, 1987.
- Guild, P.W. Geology and Mineral Resources of the Congonhas District, Minas Gerais, Brazil. Washington, U.S. Geological Survey Prof. Paper, USGS-DNPM, 1957. 89p. (Bulletin 290).
- Guimarães, D. Contribuição a Geologia do Estado de Minas Gerais. Rio de Janeiro. Serv. Geol. e Mineral. 36p. 1931. (Boletim 55).
- Guimarães, D. Arqui Brasil e sua Evolução Geológica. Rio de Janeiro. DNPM-DFPM. 80p. 1951 (Boletim 88).
- Groves, D.I.; Batt, W.D. Controls on the Heterogeneous Distribution of Metallogenic Associations in Archean Greenstone Belts With Particular Reference to the Western Australian Shield. In: Proceedings of the 27th International Geological Congress, Precambrian Geology, Vol.5, 1984, p.315-335.
- Groves, D.I.; Batt, W.D. Spatial and Temporal Variations of Archean Metallogenic Associations in Terms of Evolution of Granitoid-Greenstone Terrains. In: Kroner, A.; Hanson, G.N. e Goodwin, A.M. (eds.). Archean Geochemistry. Springer-Verlag, Berlin, 1987, pg.73-98
- Groves, D.I.; Philips, G.N. The Genesis and Tectonic Control on Archean Gold Deposits of the Western Australian Shield - A Metamorphic Replacement Model. Ore Geology Reviews, v.2, p.287-322, 1987.
- Groves, D.I. et al. Archean Lode-Gold Deposits: The products of Crustal-Scale Hydrothermal Systems. In: Ladeira, E.A. (ed.). GOLD'91, Balkema, Rotterdam, p.299-306, 1991.

- Hall, R.S.; Rigg, D.M. Geology of the West Anticline Zone, Mus-selwhite Prospect, Opapimiskán Lake, Ontario, Canada. In: Macdo-nald, A.J. (ed.), Gold '86, An International Symposium on the Geology of Gold Deposits, Proceedings Volume, Toronto, p.124-136, 1986.
- Hanski, E. Komatiitic and Toleitic Metavolcanics of the Siivikko-vaara Area in the Archean Kuhmo Greenstone Belt, Eastern Fin-land. Bulletin of the Geological Society of Finland, n.52, p.87, 1980.
- Harder, E.C.; Chamberlin, R.T. The Geology of Center Minas Gerais, Brazil. Journal Of Geology, v.23, n.4, p.341-378, julho-agosto, 1915.
- Hasui, Y.; Costa, J.B.S. Zonas e Cinturões de Cisalhamento. In: CONG.BRAS.GEOL., 35, 1988, Belém. Curso... Belém, SBG, 1988, 86p.
- Herrmann, A.G. et al. Major, Minor and Trace Element Compositions of Peridotitic and Basaltic Komatiites from the Precambrian Crust of Southern Africa. Contrib.Mineral.Petrol., n.59, p.1-12, 1976.
- Herz, N. Gneissic and Igneous Rocks of the Quadrilátero Ferrífero. Washington, U.S. Geological Survey Prof. Paper, USGS-DNPM, 1970. 58p. (Bulletin 641-B)
- Hobbs et al. An outline of Structural Geology. Nova York, John Wiley & Sons, 1976. 571p.
- Hodgson, C.J. The Structure of Shear-Related, Vein-Type Gold Deposits: a Review. Ore Geology Reviews, v.4, n.3, p.231-273, março, 1989.
- Hooper, R.J.; Hatcher Jr., R.D. Mylonites from the Towaliga Fault Zone, Central Georgia: Products of Heterogeneous Non-coaxial Deformation. Tectonophysics, n. 152, p.1-17, 1988.
- Inda, H.A.V, et al. O Cráton de São Francisco e a Faixa de Dobramentos Aracuaí. In: Schobbenhaus, C.; Campos, D.A.; Derze, G.R.; Armus, H.E (coords.). Geologia do Brasil - Texto Expli-cativo do Mapa geológico do Brasil e da Área Oceânica Adjacen-te. Brasília, MME/DNPM, p.193-248. 1984.
- Ivankin, P.F.; Nazarova, N.I. Carbon Metasomatism and Dispersed Metals in Sedimentary Metamorphic Rocks. International Geology Review, n.18, p.976-986, 1984.
- Janecke, S.U.; Evans, J.P. Feldspar-influenced Rock Rheologies. Geology, v.16, p.1064-1067, dezembro, 1988.
- Kerrich, R. Geochemistry of Gold Deposits in the Abitibi Greensto-ne Belt. Canadian Institute of Mining e Metallurgy, Special Paper 27. 75p. 1983.

- Kerrich, R. Geodynamic Setting and Hydraulic Regimes Shear Zones Hosted Mesothermal Gold Deposits. In: Bursnall, J.T. (ed.). Mineralization and Shear Zones. Short Course Notes, Montréal, GAC/MAC, v.6, p.89-128, 1989.
- Kishida, A.; Kerrich, R. Hydrothermal Alteration Zoning and Gold Concentration at Kerr Addison Archean Lode Gold Deposit, Kirkland Lake, Ontario. Economic Geology, v.82, p.649-690, 1987.
- Knauer, L.G. Evolução Geológica do Pré-Cambriano da Porção Centro-Leste da Serra do Espinhaço Meridional e Metalogênese Associada. Campinas, Unicamp, 1990. (Msc. Tese).
- Kretchmar, U.; Scott, S.D. Phase Relations Involving Arsenopyrite in the System Fe-As-S and their Application. Canadian Mineralogist, n.14, p.364-386, 1976.
- Kruhl, J.H. Preferred Lattice Orientations of Plagioclase from Amphibolite and Greenschist Facies Rocks near the Insubric Line (Western Alps). Tectonophysics, n.135, p.233-242, 1987.
- Lacassin, R. Etude des Mécanismes de déformation dans le Versant Nord de la Nappe Du Monte Rose (Alpes Suisses) et Relation avec les Grands Chevauchements. Montpellier, Université des Sciences et Techniques du Languedoc, 221p, 1984. (Phd. These)
- Ladeira, E.A. Metallogenesis of Gold at the Morro Velho Mine, and in the Nova Lima District, Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais, Brazil. Ontario, University of Western Ontario, 1980a, 272p. (Unpubl. Phd Thesis)
- Ladeira, E.A. Gênese de Ouro na Mina de Morro Velho e no Distrito de Nova Lima, Minas Gerais, Brasil. In: CONG. BRAS. GEOL., 31, 1980, Camboriú. Boletim de Resumos, Camboriú, SBG, 1980b, Bol.2, p.371.
- Ladeira, E.A. Primeiras Lavas com Almofadas (pillows) encontradas no Supergrupo Rio das Velhas, de idade Arqueana, no Quadrilátero Ferrífero e no Distrito de Pitangui, Minas Gerais. Ciências da Terra, v.1, n.1, p.12-14, janeiro, 1981.
- Ladeira, E.A. et al.. Evolução Petrogenética do Cinturão de Rochas Verdes Rio das Velhas, Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais. In: SIMP. GEOL. MINAS GERAIS, 2, 1983, Belo Horizonte. Anais... Belo Horizonte, SBG-Núcleo MG, Bol.3, p.149-165.
- Ladeira, E.A.; Viveiros, J.F.M. Hipótese sobre a Estruturação do Quadrilátero Ferrífero com base nos dados disponíveis. Belo Horizonte, SBG-Núcleo MG, 1984. 19p. (Boletim 4).
- Ladeira, E.A. Metalogenia dos Depósitos de Ouro do Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais. In: Schobbenhaus, C & Coelho, C.E.S. (coordenação geral). Principais Depósitos Minerais do Brasil. Brasília, DNPM-CVRD, 1988, p.301-376.

- Laurent, P. Structure et Petrologie de la Bande Blastomylonitique de Badajoz - Cordoba (Chaîne hercynienne sud-ibérique) a L'est D'Azuaga (Espagne). Description et Interprétation de la Deformation dans les Blatomylonites. Montpellier, Université des Sciences et Techniques du Languedoc. 105p. 1974. (Phd These).
- Lister, G.S.; Snokes, A.W. S-C mylonites. *Journal of Structural Geology*, v.6, p.617-638, 1984.
- Lobato, L.M.; Rosière, C.A. Metamorfismo em Zonas de Cisalhamento na Formação Moeda: Implicações Metalogenéticas e Deformacionais. In: SIMP. GEOL. MINAS GERAIS, 5, 1989, Belo Horizonte. Anais... Belo Horizonte, SBG-Núcleo MG, 1989, Bol.10, p.11-15.
- Machado, N. et al. Evolução Geológica do Quadrilátero Ferrífero no Arqueano e Proterozóico Inferior com base em geocronologia U/Pb. In: SIMP. GEOL. MINAS GERAIS, 5, 1989a, Belo Horizonte. Anais... Belo Horizonte, SBG-Núcleo MG, 1989a, Bol.10, p.1-5.
- Machado, N. et al. Resultados Preliminares da Geocronologia U/Pb na Serra do Espinhaço Meridional. In: SIMP. GEOL. MINAS GERAIS, 5, 1989b, Belo Horizonte. Anais... Belo Horizonte, SBG-Núcleo MG, 1989b, Bol.10, p.171-174.
- Mason, R.; Meinik, N. The Anatomy of an Archean Gold System - The MacIntyre-Hollinger Complex at Timmins, Ontario, Canada. In: Macdonald, A.J. (ed.), Gold '86, An International Symposium on the Geology of Gold Deposits, Proceedings Volume, Toronto, p.284-296, 1986.
- Marshak, S.; Alkmin, F.F. Proterozoic Contractional/ Extension Tectonics of the Southern São Francisco Region, Minas Gerais, Brazil. *Tectonics*, v.8, n.3, p.555-571, 1989.
- Mattauer, M.; Mercier, J. Microtectonique et Grande Tectonique. *Mém. h. s. Soc. Geol. Fr.*, n.10, 1980.
- Mattauer, M et al. Alpine Model for the Internal Metamorphic Zones of the North American Cordillera. *Geology*, v.11, p. 11-15, janeiro, 1983.
- Maxwell, C.H. Geology and Ore Deposits of The Alegria District, Minas Gerais, Brazil. U.S. Geological Survey Prof. Paper. Washington, USGS-DNPM, 1972. 72p. (Bulletin 341-J).
- Menezes, M.G. Geologia e Ocorrências Auríferas da Faixa Maquiné a Sul da Quadrícula de Capanema. Quadrilátero Ferrífero - MG. Brasília, 38p. 1988 (Msc. Tese).
- Moraes, L.J.; Barbosa, O. Ouro no Centro de Minas Gerais, Rio de Janeiro, DNPM/DFPM, 185p. 1939. (Boletim 38).
- Morales, N. et al. Boudinagem e Estruturas de Constricção Associadas a Dobras em Bainha. In: SIMP. NAC. EST. TECT., 2, Fortaleza. Atas... Fortaleza, SBG-Núcleos NE, Bol.11, p.221-224. 1989.

- Myers, J.S. Formation of Banded Gneisses by Deformation of Igneous Rocks. Pre-Cambrian Research, v.6, 667-677, 1978.
- Nesbitt et al. Komatiites: Geochemistry and Genesis. Canadian Mineralogist, vol.17, p.165-186, 1979.
- Nesbitt et al. Komatiites: An early precambrian phenomenon. Separata.
- Nesbitt, B.E. Gold deposit continuum: a genetic model for lode gold mineralization in the continental crust. Geology, V. 16, p. 1044-1048, 1988.
- Nicolas, A. Principes de Tectonique. Paris, Ed. Masson. 196p., 1984.
- Olesen, N.O. Plagioclase Fabric Development in a High-Grade Shear Zone, Jotunheimen, Norway. Tectonophysics, n.142, p.291-308. 1987.
- Oliveira, D.A.B. As Falhas de Empurrão e suas Implicações na Estratigrafia e Metalogênese do Quadrilátero Ferrífero. In: CONG.BRAS.GEOL., 34, 1986, Goiânia. Anais...Goiânia, SBG, 1986. V.2, p.1074-1087.
- Oliveira, D.A.B. ; Vieira, M.B.H. Aspectos da Deformação Dúctil e Progressiva no Quadrilátero Ferrífero. In: SIMP.GEOL. MINAS GERAIS, 4, 1987, Belo Horizonte. Anais...Belo Horizonte, SBG-Núcleo MG, 1987. Bol. 7, p.237-253.
- Oliveira, D.A.B ; Teixeira, W. Evidências de uma Tectônica Tangencial Proterozóica no Quadrilátero Ferrífero, MG. In: CONG.BRAS.GEOL., 36, 1990, Natal. Anais...Natal, SBG, 1990. V.6, p.2589-2604.
- Oliveira, G.A.I. et al.. Excursão à Mina de Ouro de Morro Velho. In: SIMP.GEOL. MINAS GERAIS, 2, 1983, Belo Horizonte. Anais...Belo Horizonte, SBG-Núcleo MG, 1983. Bol.3, p. 497-505.
- Padilha, A.V. Formação Córrego dos Boiadeiros - Uma sequência komatiítica na base do Grupo Nova Lima, Supergrupo Rio das Velhas, Quadrilátero Ferrífero, MG. In: CONG.BRAS.GEOL., 33, 1984, Rio de Janeiro. Anais...Rio de Janeiro, SBG, 1984. v.6, p.2668-2679.
- Padilha, A.V. et al.. A unidade metavulcânica do Grupo Nova Lima no Córrego dos Boiadeiros: Uma Sequência Máfica-ultramáfica Komatiítica na base do Supergrupo Rio das Velhas, na área central do Quadrilátero Ferrífero, MG. Revista Brasileira de Geociências, São Paulo, v.15, n.1, p.74-84, dezembro. 1985.
- Park, R.G. Foundations of Structural Geology. New York, Blackie & Sons, London, 1989.147p.

- Passchier, C.W.; Simpson, C. Porphyroclast Systems as Kinematic Indicators. *Journal of Structural Geology*, v.8, p.831-843, 1986.
- Phillips G.N. et al.. An Epigenetic Origin for Archean Banded Iron Formation-Hosted Gold Deposits. *Economic Geology*, El Paso (TX), v.79, n.1, p.162-171, janeiro-fevereiro, 1984.
- Phillips, G.N. Archean Gold Deposits of Australia. Johannesburg, Economic Geology Research Unit, Dept. of Geology, University of Witwatersrand, 1985.41p. (Information Circular n.175).
- Phillips, G.N. & Brown, I.J. Host rock and fluid control of carbonate assemblages in the Golden Mile dolerite, Kalgoorlie gold deposit, Australia. *Canadian Mineralogist*, n.25, p.265-273, 1987.
- Platt, J.P.; Vissers, R.L.M. Extensional Structures in Anisotropic Rocks. *Journal of Structural Geology*, v.2, p.397-410, 1980.
- Ramsay, J.G. *Folding and Fracturing of Rocks*. New York, MacGraw Hill, 1967.568p.
- Ramsay, J.G. Shear Zone Geometry: a Review. *Journal of Structural Geology*, v.2, p. 83-99, 1980.
- Ramsay, J.G.; Hubber, M. *The Technics of Modern Structural Geology: Volume 1: Strain Analysis*, Orlando, Academic Press.307p., 1983.
- Reinhardt, M.C.; Davison, I. Controle Lito-Estrutural dos Corpos Auríferos da Mina Fazenda Brasileiro, Bahia, Brasil. Separata, 33p, 1988.
- Roberts, R.G. Archean Lode Gold Deposits. In: Roberts, R.G e Sheahan, P.A. (eds.) *Ore Deposits Models*. Geoscience Canada, Reprint Series 3, 1987, p.1-19.
- Robert, F.; Brown, A.C. Progressive Alteration with Gold-Quartz-Turmaline Veins at Sigma Mine, Abitibi Greenstone Belt, Quebec. *Economic Geology*, v.79, p.393-399, 1984.
- Robert, F.; Brown, A.C. Archean Gold-Bearing Quartz Veins at the Sigma Mine, Abitibi Greenstone belt, Quebec. Part I. Geological Relations and Formation of the Vein System. *Economic Geology*, v.81, p.578-592, 1986a.
- Robert, F.; Brown, A.C. Archean Gold-Quartz Veins at the Sigma Mine, Abitibi Greenstone Belt, Quebec. Part II. Vein Paragenesis and Hydrothermal Alteration. *Economic Geology*, v.81, p.592-616, 1986b.
- Rodrigues, F.A.C. et al.. Sistemas de Cavalcamento do Nordeste, do Quadrilátero Ferrífero. In: SIMP.GEOL. MINAS GERAIS, 5, 1989, Belo Horizonte. Anais... Belo Horizonte, SBG-Núcleo Minas Gerais, 1989b. Bol.10, p.06-10

- Roeser, H. Petrographische Untersuchungen der Metamorphen Gesteinsserien im Suedostlichen Grenzbereich des Eisernen Vierecks, Minas Gerais/Brasilien. Clausthal-Zellerfeld, Universidade Técnica de Clausthal, 341p. (Clausth. Phd. Th.)
- Romberger, S.B. Mechanisms of Deposition of Gold in Low Temperature Hydrothermal Systems. Colorado School of Mine, Internal Report. 20p, 1985.
- Romberger, S.B. Geochemistry of Gold in Hydrothermal Deposits. U.S. Geological Survey Bulletin 1857, A-9-A25, 1988.
- Routhier, P. Where Are The Metals For The Future?. França, BRGM, 1980, 241p.
- Rumble III, D. et al. Hydrothermal Graphite in New Hampshire: Evidence of Carbon Mobility During Regional Metamorphism. *Geology*, v.14, p.452-455, junho, 1986.
- Saad, A. et al. Neotectônica na Região Sul de Minas Gerais: Primeiras Hipóteses. In: SIMP. GEOL. MINAS GERAIS, 5, 1989, Belo Horizonte. Anais... Belo Horizonte, SBG-Núcleo Minas Gerais, 1989. Bol.10, p.115-119.
- Seward, T.M. The Transport and Deposition of Gold in Hydrothermal Systems. In: Foster, R.P. (ed.), Gold '82: Geology, Geochemistry and Genesis of Gold Deposits, Proceedings Volume, Geological Society of Zimbabwe, Special publication No.1, p.165-182, 1984.
- Schorscher, H.D. Polimetamorfismo do Pré-Cambriano na região de Itabira, Minas Gerais, Brasil. In: CONG. BRAS. GEOL., 29, 1976, Ouro Preto. Resumo dos Trabalhos Ouro Preto, SBG, 1976. p.194-195.
- Schorscher, H.D. Komatiitos na estrutura Greenstone Belt Série Rio das Velhas, Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais, Brasil. In: CONG. BRAS. GEOL., 30, 1978, Recife, 1978. Resumos Comun. Recife, SBG, 1978. Bol.1, p.292-293.
- Schorscher, H.D. Evolução Geotectônica e Petrogenética do Embasamento Arqueano do Quadrilátero Ferrífero. Anais da Academia Brasileira de Ciências, 1979, v.51, p.767-768. (Resumo).
- Schorscher, H.D. Geotectonic Evolution of the Quadrilátero Ferrífero, Brazil. In: INTERN. GEOL. CONGR., 26, Paris, 1980. Abstracts, Paris, v.2, p.613.
- Schorscher, H.D. et al. Quadrilátero Ferrífero - Minas Gerais State: Rio das Velhas Greenstone Belt and Proterozoic rocks. Excursions Annex, ISAP, 44p. 1982.

- Schrank, A. Petrologie des Komatiites et des roches associées de la ceinture verte du Massif Précambrien de Piunhi (Minas Gerais - Brazil). Orsay, Univ. de Paris-sud. 270p. 1982. (Thèse de 3ème Cycle).
- Schrank, A. et al.. Komatiitos de Minas Gerais. In: CONG. BRAS. GEOL., 33, 1984, Rio de Janeiro. Anais... Rio de Janeiro, SBG, 1984. v.12, p.5335-5378.
- Schrank, A. et al.. Novas Observações sobre as Rochas Ultramáficas do Grupo Quebra Osso e Formação Córrego dos Boiadeiros, Greenstone Belt Rio das Velhas (MG). Cadernos IG/UNICAMP, Campinas (SP), v.1, n.1, p.6-29, 1991.
- Schulz, K.J. Magnesian basalts from the Archean terrains of Minnesota. In: Arndt, N.T. & Nisbet, E.G. (eds.). Komatiites., George Allen & Unwin, London, p.171-186, 1982.
- Shaocheng, J.; Mainprice, D. Natural Deformation Fabrics of Plagioclase: Implications for Slip Systems and Seismic Anisotropy. Tectonophysics, n.147, p.145-163, 1988.
- Shaocheng, J. et al. Sense of Shear in High-Temperature Movement Zones from the Fabric Asymmetry of Plagioclase Feldspars. Journal of Structural Geology, v. 10, n.1, p.73-81, 1988.
- Sharp, Z.D. et al. A Re-examination of the Arsenopyrite Geothermometer: Pressure Considerations and Applications to Natural Assemblages. Canadian Mineralogist, n.23, p.517-534, 1985.
- Sibson, R.H. Generation of Pseudotachylite by Ancient Seismic Faulting. Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society, v.43, p.775-794, 1975.
- Sibson, R.H. Fault Rocks and Fault Mechanisms. Journal of the Geological Society of London, v.133, p.191-213, 1977.
- Sibson, R.H. Fluid Flow Accompanying Faulting: Field Evidence and Models. In: Simpson, D.W. e Richards, P.G. (eds.). Earthquake Prediction. American Geophysical Union, Maurice Ewing Series 4, p.593-603, 1981.
- Sibson, R.H. Fault Zones Models, Heat Flow and the Depth Distribution of Earthquakes in the Continental Crust. Bulletin of Seismological Society of America, v.72, p.151-163, 1982.
- Sibson, R.H. Earthquakes and Rock Deformation in Crustal Fault Zones. In: Wetherill, G.W.; Albee, A.L. e Stehli, F.G. (eds.). Annual Reviews of Earth Planetary Science, v.14, p.149-175, 1986.
- Sibson, R.H. Earthquake Rupturing as a Mineralizing Agent in Hydrothermal Systems. Geology, v.15, p.701-704, 1987.

- Sibson, R.H. et al. High Angle Faults, Fluid Pressure Cycling and Mesothermal Gold-Quartz Deposits. *Geology*, v.16, p.551-555, 1988.
- Sibson, R.H. Earthquake Faulting as a Structural Process. *Journal of Structural Geology*, v.11, p.1-14, 1989.
- Sichel, S.E. Geologia das Rochas Pré-Cambrianas da Região de Barão de Cocais e Geoquímica Preliminar dos Komatiitos do Supergrupo Rio das Velhas, Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais. Rio de Janeiro, UFRJ, 1983 (MSc. Tese)
- Sichel, S.E.; Valença, J.G. Geologia do Arqueano da Região de Santa Bárbara, Quadrilátero Ferrífero (MG). In: SIMP. GEOL. MINAS GERAIS, 2, Belo Horizonte, 1983. Anais... Belo Horizonte, SBG-Núcleo MG, 1983. Bol.3, p.197-208.
- Simmons, G.G. Geology and Mineral Resources of the Barão de Cocais Area, Minas Gerais, Brazil. Washington, U.S. Geological Survey Prof. Paper. USGS-DNPM, 1968. 46p. (Bulletin 341-H).
- Simões, S.J.C. et al. Aspectos Preliminares Acerca da Deformação em Rochas Serpentiníticas - O Exemplo do Grupo Quebra Osso, Quadrilátero Ferrífero, MG. In: SIMP. NAC. EST. TECT., 2, Fortaleza, 1989. Atas... Fortaleza, SBG-Núcleos NE, 1989. Bol.11, p.285-288.
- Simpson, C. Deformation of Granitic Rocks Across the Brittle-Ductile Transition. *Journal of Structural Geology*, v.7, n.5, p.503-511, 1985.
- Simpson, C. Determination of Movement Sense in Mylonites. *Journal of Geological Education*, v.34, n.4, setembro, 1986
- Smith, H.S. et al. Oxygen Isotope Compositions of Minerals and Rocks and Chemical Alteration Patterns in Pillow Lavas from the Barbeton Greenstone Belt, South Africa. In: Kroner, A.; Hanson, G.N., Goodwin, A.M. Archean Geochemistry, Berlin, Springer Verlag, p.116-135, 1984.
- Souza Fo., C.R. et al. Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais: Caracterização Litológica e Tectônica do Supergrupo Rio das Velhas e Aspectos Metalogenéticos das Mineralizações Auríferas. Campinas, UNICAMP, 1989a. 70p. (Relatório Interno).
- Souza Fo., C.R. et al. Aspectos Deformacionais e Relações Litoestratigráficas na Mina de Conceição, Distrito Ferrífero de Itabira, Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais. In: SIMP. GEOL. MINAS GERAIS, 5, 1989, Belo Horizonte. Anais... Belo Horizonte, SBG-Núcleo Minas Gerais, 1989b. Bol.10, p.16-20.
- Souza Fo., C.R. et al. Representações Especializadas Assistidas por Computador - Auxílio à Interface de Softwares. In: SIMP. QUANTIF. GEOCIÊNCIAS, 4, 1990, Rio Claro. Boletim de Resumos Rio Claro, UNESP, 1990.

- Springer, J.S. Carbon in Archean rocks of the Abitibi Belt (Ontario-Quebec) and its Relation to Gold Distribution. Canadian Journal of Earth Sciences., n.22, p.1945-1951, 1985.
- Spry, A. A Metamorphic Texture. Pergamon, Oxford. 1969.
- Thonson, M.L. Petrology of the Crixás Gold Deposit, Brazil: Evidence for Gold Associated with Hydrothermal Alteration, Subsequent to Metamorphism. In: Macdonald, A.J. (ed.), Gold '86, An International Symposium on the Geology of Gold Deposits, Proceedings Volume, Toronto, p.284-296, 1986.
- Tullis, J. Deformation of Feldspar. In: Kibbe, P.H (ed.). Feldspar Mineralogy. Miner. Soc. Am. Short Course Notes, v.2, p.297-323, 1983.
- Tullis, J.; Yund, R.A. Transition from Cataclastic Flow to Dislocation Creep of Feldspar: Mechanisms and Microstructures. Geology, v.15, p.606-609, julho, 1987.
- Vaucher, A. Mecanismos de Deformation et Cinematique des Zones de Mouvement Ductiles. Marseille, Universite de Droit, D'economie et des Sciences D'Aix-Marseille. 305p. 1987. (Phd. These).
- Vearncombe, J.R. et al. Structural Controls on Gold Mineralization: Examples from the Archean Terranes of Western Australia and Southern Africa. In: Bicentennial Gold 88, 1988, Melbourne, Australia. Extended Abstracts Oral Programme. Melbourne, Australia, Geological Society of Australia, 1988, n.22, p. 19-23.
- Vial, D.S. Geologia da Mina de Ouro de Raposos. In: CONG. BRAS. GEOL., 31, 1980, Camboriu. Anais... Camboriu, SBG, 1980. v.3, p.1851-1866.
- Vial, D.S. Mina de Ouro de Cuiabá, Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais. In: Schobbenhaus, C & Coelho, C.E.S. (coordenação geral). Principais Depósitos Minerais do Brasil. Brasília, DNPM-CVRD, 1988, p.443-420.
- Vieira, F.W.R. Novo Contexto Geológico para a Mina de Ouro de Raposos. In: SIMP. GEOL. MINAS GERAIS, 4, 1987, Belo Horizonte. Anais... Belo Horizonte, SBG-Núcleo Minas Gerais, 1987a. Bol. 7, p.343-357.
- Vieira, F.W.R. Gênese das Mineralizações Auríferas da Mina de Raposos. In: CONG. BRAS. GEOL., 4, 1987, Belo Horizonte. Anais... Belo Horizonte, SBG-Núcleo Minas Gerais, 1987b. Bol. 7, p.358-368.
- Vieira, F.W.R. Processos Epigenéticos de Formação dos Depósitos Auríferos e Zonas de Alteração Hidrotermal do Grupo Nova Lima, Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais. In: CONG. BRAS. GEOL., 35, 1988, Belém, Anais... Belém, SBG, 1988. v.1, p.76-87.

- Vieira, F.W.R.; Oliveira, G.A.I. Geologia do Distrito Aurífero de Nova Lima, Minas Gerais. In: Schobbenhaus, C & Coelho, C.E.S. (coordenação geral). Principais Depósitos Minerais do Brasil. Brasília, DNPM-CVRD, 1988, p.377-391.
- Xavier, R.P. Mineral Chemistry and Geothermometry of Lode Gold Deposits in the Northern Section of the Rio Itapicuru Greenstone Belt, Bahia, Brazil. Report No.C.20, Fapesp-University Southampton, 22p., august, 1989
- Xavier, R.P.; Foster, R.P. The role of carbonaceous shear bands in fluid-flow and gold-precipitation in the Fazenda Maria Preta mine, Bahia, north-east Brazil. In: Ladeira, E.A. (ed.). GOLD'91, Balkema, Rotterdam, p.299-306, 1991.
- White et al. On Mylonites in Ductile Shear Zones. Journal of Structural Geology, v.2, p.175-188, 1980.
- Williams, D.A.C. Archean Ultramafic, Mafic and Associated Rocks, Mt. Monger, Western Australia. Journal of Geological Society of Australia, v.19, Parte 2, p.163-188, Pl.7, outubro, 1972.
- Wilson, G.C.; Rucklidge, J.C. Mineralogy and Microstructures of Carbonaceous Gold Ores. Mineralogy and Petrology, n.36, p.219-239, 1987.
- Winkler, H.G.F. Petrogênese de rochas metamórficas. 4a. edição, São paulo, Edgar Blucher, 254p, 1977.
- Wise et al. Fault Related Rocks: Suggestions for Terminology. Geology, v.12, p.391-394, julho, 1984.