João Batista Moreschi

GEOLOGIA DA MINA DE OURO DO FARIA — MG

DEDALUS - Acervo - IGC

30900005297

Tese de doutoramento apresentada ao
Instituto de Geociências da Universi-
dade de São Paulo

UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO
BIBLIOTECA CENTRAL

1972

16-12

ÍNDICE

	Página
INTRODUÇÃO	1
Histórico	2
Propósito do trabalho	3
TRABALHOS ANTERIORES	4
MÉTODOS DE TRABALHO	6
Mapeamento	6
Microscopia	8
Luz transmitida	8
Luz incidente	8
RESUMO DA GEOLOGIA REGIONAL	9
Estratigrafia e Litologia	9
Estrutura	11
GEOLOGIA LOCAL	14
Tipos petrográficos	14
Xistos e filitos	16
Sequência metassedimentar	17
Xisto quartzoso-feldspático	18
Sericita xisto	20
Xisto com sericita cromífera	21
Xistos metassedimentares	23
Sequência metavulcânica	25
Xistos metavulcânicos	26
Xisto metavulcânico de granulação fina	27
Xisto metavulcânico de granulação grossa	29
Sequência grafitosa	31
Filito grafitoso	34
Minerais opacos no filito grafitoso	35
Xisto metassedimentar com horizontes grafitosos	39
Formação ferrífera	41
Associação quartzo-magnetita	45

Associação quartzo-carbonato-magnetita	46
Associação quartzo-carbonato-carbonato fino com grafita	47
Associação quartzo-carbonato-clorita	48
Associação quartzo-carbonato-clorita- -grafita	49
Bancos quartzo-carbonáticos	50
Rocha quartzo-carbonática	51
Rocha metabásica	52
Estrutura	54
Dobras	54
Falhas	60
Outras feições estruturais	61
O MINÉRIO	63
Estudo microscópico do minério	65
Sequência paragenética esquemática dos sulfetos e ouro	72
Descrição dos minerais de minério	72
Pirita	72
Pirrotita	74
Arsenopirita	76
Cubanita-calcopirita	77
Esfalerita	78
Galena	79
Tetraedrita	79
Hematita-magnetita-ilmenita	80
Ouro	80
Os sulfetos hospedeiros de ouro	83
A MINERALIZAÇÃO	86
Hipóteses sobre a gênese das mineralizações auríferas no Grupo Nova Lima	86
Discussão da mineralização	88
Fatos	88
Avaliação dos fatos	92
A história da mineralização	94
A história metamórfica	103
SUMÁRIO E CONCLUSÕES	108
BIBLIOGRAFIA	112

ÍNDICE DAS ILUSTRAÇÕES

Página

FIGURAS

1 - Projeção para pontos no plano do piso	7
2 - Mapa geológico regional modificado	10
3 - Coluna estratigráfica da região de Nova Lima	13
4 - Mapa geológico da área Faria	15
5 - Seção inclinada - área do Gaia	56
6 - Bloco-diagrama esquemático da área Gabiroba	59
7 - Distribuição total e por mineral hospedeiro da frequência granulométrica dos grãos de ouro	81
8 - Diagrama Eh - pH mostrando os campos de estabilidade dos minerais comuns de ferro	97

TABELAS

1 - Relações geométricas dos minerais de minério da mina Faria	68
2 - Grãos de ouro efetivamente inclusos por mineral hospedeiro e por corpo de minério	85
3 - Abundância relativa dos minerais de minério nos corpos de minério	85

ANEXO

10 Fotografias
36 Fotomicrografias
6 Mapas geológicos (Folhas I, II, III, IV, V e mapa geral simplificado do nível de entrada).

AGRADECIMENTOS

Ao Professor Doutor Reinholt Ellert, Chefe do Departamento de Geologia Econômica e Geofísica Aplicada, nos sa gratidão pela dedicação com que nos apoiou e orientou na elaboração deste trabalho, em todos os momentos, desde suas fases iniciais até à redação final.

Agradecemos à Mineração Morro Velho S.A., que além de nos autorizar o estudo de uma jazida de sua propriedade, nos proporcionou boa parte das condições materiais de estadia e transporte, assim como, fornecimento de mapas topográficos, equipamento para os trabalhos subterrâneos e todos os meios que facilitassem a execução de nosso trabalho. Colocou, ainda, à nossa disposição sua coleção de testemunhos de sondagens.

Estas facilidades nos foram proporcionadas pelos Senhores Engenheiro de Minas Juvenil Félix, Chefe do Departamento das Minas; Geólogos Pedro Pereira, Luciano Siqueira, J. Osmar Alves de Lima e Geraldo A. Ibrahim Oliveira; Ângelo Capellini, capitão da Mina Faria e, demais técnicos da equipe de Geologia e Minas da Mineração Morro Velho S.A., aos quais somos profundamente gratos pela especial atenção e solicitude com que nos deferiram durante os trabalhos de campo.

Ao Professor Doutor Viktor Leinz, do Departamento de Geologia Econômica e Geofísica Aplicada, expressamos nossos agradecimentos pelo incentivo e pelas proveitosas discussões de vários tópicos deste trabalho.

Ao Professor Doutor Evaristo Ribeiro Filho, do Departamento de Geologia Econômica e Geofísica Aplicada, consignamos nossos sinceros agradecimentos pela rara dedicação e especial técnica na obtenção das fotografias contidas neste trabalho.

Desejamos expressar ainda nossa gratidão às seguintes pessoas:

Aos Geólogos Paulo Roberto dos Santos e Luís Antônio Chieriegatti, que quando alunos do Curso de Geologia do Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo nos prestaram sua valiosa colaboração, respectivamente, durante parte dos trabalhos de campo e na preparação de parte das seções polidas.

Aos Senhores João Carlos Moreira e Alexandre Vanucchi, alunos do Curso de Geologia, que também nos acompanharam e ajudaram na fase final do mapeamento geológico.

Aos Geólogos Uriel Duarte e Cláudio Lisias Seignemartin, do Instituto de Energia Atômica da Universidade de São Paulo, que efetuaram as dosagens de cromo.

À Senhora Nair de Campos Louzada e Senhor Jo^sé Ponchirolli pela inestimável colaboração na datilografia final e revisão geral do texto constante deste trabalho.

À Senhora Aparecida Nunes Comi que gentilmente se prontificou na datilografia prévia dos originais deste trabalho.

À Senhora Melany Thereza Isauk, pela esmerada confecção das lâminas delgadas.

Às Senhoritas Namie Koseki e Itacy Krohene que colaboraram com tanta dedicação e gentileza na confecção dos mapas geológicos e figuras.

Ao Senhor Waldemar Lucas de Oliveira pelo cuidado e dedicação no preparo de parte das seções polidas.

Ao Senhor Ricardino Pereira da Silva pela cuidadosa preparação das amostras de rocha e minério.

Ao Senhor Jayme Alves da Silva pelo alto espírito de dedicação na impressão e composição final deste trabalho.

INTRODUÇÃO

A mina Faria está localizada no Estado de Minas Gerais na porção noroeste do Quadrilátero Ferrífero, distando aproximadamente 7 km ao sul de Nova Lima. Desenvolve-se na margem esquerda do Rio das Velhas, em frente à localidade de Honório Bicalho (Figuras 2 e 3).

O complexo denominado Mina Faria é constituído por três minas, servidas por um único túnel principal de entrada, chamado Túnel do Gaia. Estas minas são: Gaia, Gabiroba e Faria, e esta por sua vez, é dividida em Faria Velho e Faria Extensão.

No presente trabalho, essas minas, representando diferentes zonas mineralizadas, serão designadas por corpos de minério. Sob esta denominação estão ainda incluídas as zonas mineralizadas do Lima e Mata Virgem.

O Túnel do Gaia, com extensão aproximada de 2 700 metros, inicia-se na margem esquerda do rio das Velhas, na altitude de 745 metros. A partir de sua entrada e com rumo W-SW estende-se até o ponto médio, de onde toma o rumo SW. Este túnel constitui o nível 7 da mina e permite acesso aos diferentes corpos de minério, através de rampas e galerias secundárias.

A mina do Gaia, através de uma rampa, tem comunicação com a superfície a partir do nível 7. Foi aprofundada até o nível 8, que atualmente está inundado. Esta mina está atualmente em fase de pesquisa através de mapeamento geológico detalhado e sondagens.

Uma galeria com direção noroeste, tendo cerca de 560 metros de comprimento, permite a comunicação da mina Gabiroba com o Túnel do Gaia. Está dividida em cinco zonas, denominadas A, B, C, D e E, englobando trechos ou segmentos mineralizados de formação ferrífera. Tais zonas foram trabalhadas no nível e sub-nível 7. Atualmente está em execução uma rampa na zona B que permitirá o desenvolvimento

do nível 8.

O corpo Faria Velho compreende vários níveis antigos, ligados por rampas principais e secundárias. Os níveis mais inferiores (12, 13 e 14) estão em fase de drenagem e limpeza. Acima do nível 6 o acesso torna-se difícil se não impraticável, pois está parcialmente desmoronado.

No fim do Túnel do Gaia uma rampa faz a comunicação do nível 7 com a superfície, na altitude de 990 metros, aproximadamente. Esta rampa permite a união entre os diferentes níveis do corpo Faria Extensão, que podem ser atingidos por meio de galerias secundárias. A galeria do nível 3 é comum aos corpos Faria Extensão e Faria Velho. Uma rampa, atualmente em execução, permitirá o desenvolvimento do corpo Faria Extensão, em elevações inferiores ao nível 7.

HISTÓRICO

Os dados, sobre a evolução histórica da mina Faria, estão baseados na compilação efetuada por Gair (1962) e em informações verbais da equipe de Geologia da Mineração Morro Velho S.A.

Os corpos de minério Gaia e Gabiroba começaram a ser desenvolvidos em 1863, pela St. John del Rey Mining Co. A lavra foi suspensa em 1873 e reiniciada em 1887, porém os resultados não foram promissores.

Nos princípios do século a mina Faria foi desenvolvida e lavrada durante curto período por uma companhia francesa. Em 1931 passou para a St. John del Rey Mining Co. que executou a drenagem e exploração do corpo Faria Velho.

Em 1934 iniciou-se a construção do Túnel do Gaia, a partir da margem esquerda do rio das Velhas. O objetivo era proporcionar a drenagem e acesso aos níveis inferiores da mina Gaia e, eventualmente, ser estendido até a mina Faria, o que foi conseguido em 1936.

As minas Gaia e Faria foram exploradas em 1935. A mina Gabiroba foi desimpedida em 1936 e, semelhantemente,

temente à do Gaia teve produção descontínua em 1937, devido ao baixo preço do ouro.

A exploração na mina Faria efetuou-se de 1940 a 1947, quando os trabalhos foram suspensos.

Nos últimos anos a mina Faria foi reaberta e iniciou-se a lavra de corpos de minério já desenvolvidos. Amplo programa de pesquisa foi planejado visando a descoberta de outros corpos de minério, assim como a determinação da estrutura geológica da mina. A descoberta dos corpos de minério Mata Virgem e Lima resultaram desse recente plano de pesquisa.

PROPÓSITO DESTE TRABALHO

Nosso interesse em estudar a mina Faria foi despertado em virtude das raras e incompletas referências sobre seus aspectos geológicos.

Uma investigação de caráter amplo, que permitisse caracterizar suas feições geológicas principais, foi tomada como meta de trabalho, visando a elaboração de uma pesquisa pioneira. Esta consistiu de mapeamento geológico, descrição dos tipos litológicos e do minério, interpretação da estrutura e discussão da história genética do minério, baseada nas relações geológicas de campo, assim como, em informações petrográficas e mineralógicas.

TRABALHOS ANTERIORES

Apesar do grande número de trabalhos geológicos sobre a região de Nova Lima e do Quadrilátero Ferrífero, praticamente apenas duas referências parciais sobre a mina Faria foram localizadas durante a pesquisa bibliográfica. De tais obras que tratam de diversos problemas geológicos regionais, são fornecidos a seguir os aspectos relativos à mina Faria.

Gair (1962) elabora um amplo trabalho sobre a geologia das quadrículas de Nova Lima e Rio Acima, das quais, esta última engloba a área da mina Faria. Nessas regiões, aborda suas feições estratigráficas, litológicas e estruturais, assim como, seus recursos minerais. Nesse trabalho apresenta um mapa geológico preliminar, na escala 1:5.000, do Túnel do Gaia, identificando e descrevendo os tipos petrográficos.

Relata a associação dos corpos de minério Gaia, Gabiroba e Faria à formação ferrífera ou ao contato com os xistos encaixantes. O corpo em Faria é dado como localizado principalmente no xisto, tendo formação ferrífera como piso. Não encontrou nenhum critério estrutural evidente que possivelmente teria contribuído para a localização dos corpos de minério.

Observou que a formação ferrífera fácies carbonato não intemperizada contém, em diversos locais da mina, grãos e pequenos cordões de pirita e pirrotita geralmente dentro das lâminas de carbonato rico em ferro, ou, ao longo do contato entre essas lâminas e as de quartzo. Sugeriu que possivelmente pirrotita tenha sido precedida por pirita, durante a deposição desses sulfetos.

Em recente trabalho sobre a gênese dos depôsitos auríferos do centro de Minas Gerais, Guimarães (1970) procura demonstrar a existência de um enriquecimento ascencional dos corpos de minério, promovido pela reincidência de processos metalogenéticos ligados a metamorfismo, este tam

bem reincidente. O magmatismo sinorogênico, desempenhando seu papel mobilizador de elementos através de seus produtos fluidos de diferenciação, ao percolar sedimentos e rochas metamórficas, promoveria a migração ascensional de tais elementos que iriam se depositando sob a forma de compostos, à medida que caíssem pressão e temperatura.

O processo mobilizador do ouro dependeria da existência de condições especiais, tais como, focos com distribuição elevada do metal e da formação de polissulfetos, durante o percurso dos fluídos termais.

Admite a possibilidade de que o ouro e arsênico tenham sido mobilizados por soluções termais alcalinas, a partir de formações subjacentes ao Grupo Nova Lima. O enxofre, em parte, já era pré-existente como sulfetos singênicos, nos sedimentos de natureza tufácea.

Durante a fase orogênica Caledoniana, deslocamentos tectônicos permitiram a reativação de fraturas que facilitaram o caminho para as soluções termais, as quais re-mineralizaram antigos corpos de minério, através de processo metassomático sulfetado (Mina Velha). A mineralização em Raposos também estaria relacionada a tal evento tectônico, o qual da mesma maneira que em Morro Velho, condicionou dobramentos e falhamentos nas rochas encaixantes, estendendo-se aos corpos de minério.

Especificamente sobre a mina Faria, citando observações de J. Osmar Alves de Lima (na época geólogo da Mineração Morro Velho S.A.), atribui uma estrutura geral aos corpos minério em forma de rosário ou de grandes lentes. No caso desta mina e da de Bicalho, que seria seu prolongamento, fraturas secundárias nas rochas encaixantes estariam relacionadas com o processo de mineralização análogo ao proposto às duas minas anteriormente citadas.

MÉTODOS DE TRABALHO

MAPEAMENTO

Os trabalhos de campo resumiram-se unicamente em mapeamento subterrâneo. As observações de litologia, contatos e estruturas foram lançadas diretamente em folhas topográficas especiais, fornecidas pela Mineração Morro Velho S.A., em escala 1:500 e eventualmente, 1:250, com tamanho ofício aproximadamente, abrangendo, cada uma, um pequeno trecho do túnel ou galeria. O mapa geral foi obtido pela justaposição dessas folhas, isorientadas em relação ao rumo norte.

A esse mapa foram adicionadas as compilações da descrição dos testemunhos de sondagens, num total de pouco mais de 6 000 m, permitindo a extrapolação da litologia e estruturas além das paredes das galerias.

Posteriormente, o mapa geral foi dividido em cinco folhas de numeração crescente à medida que se penetra na mina, pelo túnel principal de entrada. Para facilidade de apresentação, tais folhas foram reduzidas por método "xerox" para escala 1:100 com exceção da Folha III (Gabirola) cuja escala aproximada é 1:1.110. Finalmente, um mapa geral simplificado do nível 7 foi elaborado na escala 1:4.000, a partir dos dados das folhas componentes.

Para o mapeamento das galerias foi utilizado um método de projeções, onde os contatos e estruturas foram levados a um plano horizontal e perpendicularmente à direção local da lineação de microdobramento. O plano horizontal de referência foi escolhido como sendo o do nível do piso. Nos trabalhos de mapeamento e amostragem efetuados pela equipe de Geologia da Mineração Morro Velho S.A., o plano de referência é tomado a 2 metros acima do piso.

A Figura 1 mostra, como exemplo, a projeção dos contatos 1, 2 e 3 localizados ao longo da parede e teto de uma galeria, cuja seção vertical E-W é AB. No mapa CD estão localizados os pontos C_1 , C_2 e C_3 , correspondendo

PROJEÇÃO PARA PONTOS NO PLANO DO PISO

1, 2 e 3 - contatos na seção AB

C₁, C₂ e C₃ - contatos, no mapa CD, perpendiculares à direção da lineação N70°W30°SE - atitude da lineação

Fig.1

respectivamente, aos contatos 1,2 e 3, projetados no plano do piso perpendicularmente à direção N 70° W da lineação, com caimento de 30° SE.

MICROSCOPIA

LUZ TRANSMITIDA

Cerca de 110 lâminas delgadas de rocha e minério foram montadas e estudadas pelo método convencional. Foram utilizados como apoio bibliográfico os seguintes autores: Bloss (1961), Williams et al., (1954) e Winchell (1946).

LUZ INCIDENTE

Os minerais opacos, não só os constituintes do minério como também aqueles presentes nas rochas encaixantes, mereceram atenção especial. Das 120 seções polidas estudadas pouco mais de 60 representam amostras de minério. As demais foram montadas principalmente com exemplares de formação ferrífera não mineralizada e de filito grafitoso, se bem que todos os tipos petrográficos mapeados têm seções polidas correspondentes.

Tais montagens são úteis não só para a identificação dos minerais opacos, como também, para a determinação de seus aspectos texturais. Especialmente foram consultadas as tabelas de Schouten (1962) e de Uytenbogaardt e Burke (1971). Os trabalhos de Schwartz (1931), Bastin et al (1931), Bastin (1950), Schwartz (1951) e Cameron (1966) foram utilizados principalmente na interpretação das texturas e estruturas dos minerais opacos.

RESUMO DA GEOLOGIA REGIONAL

ESTRATIGRAFIA E LITOLOGIA

Na área da Figura 2 duas sequências metassedimentares regionais, representadas pelas Séries Rio das Velhas e Minas, respondem pela quase totalidade da litologia presente. Rochas gnáissicas e graníticas ocupam o canto no roeste e parcialmente o sudoeste, enquanto que rochas ultramáficas constituem um corpo alongado na direção norte, na porção centro sul da região. A coluna estratigráfica adaptada à região da Figura 2, segundo Dorr (1969), é mostrada na Figura 3.

As rochas pertencentes à área da mina Faria, que geograficamente se distribuem ao sul de Nova Lima, estão incluídas na Série Rio das Velhas.

Tal Série foi definida por Dorr et al. (1957) como uma grande unidade geológica dentro do Quadrilátero Ferrífero, mais velha que a Série Minas, englobando rochas xistosas de natureza metassedimentar e metavulcânica.

Na área, a Série Rio das Velhas está dividida em dois grupos. O mais antigo, Nova Lima, onde estão encimadas dezenas de mineralizações de ouro associado a sulfetos, consiste principalmente de xistos, filitos, formação ferrífera, rocha quartzo-dolomita-anquerita ("lapa-seca") e quartzitos. Cobrindo em inconformidade o Grupo Nova Lima, está o mais novo da Série Rio das Velhas, denominado Maquiné e, constituído essencialmente por quartzito, xisto e conglomerado.

Tentativas de subdivisão do Grupo Nova Lima em duas ou mais formações foram realizadas em diferentes épocas, como consequência de mapeamento geológico em áreas restritas.

Matheson (in Dorr, 1969) distingue uma sequência predominantemente quartzosa de outra predominantemente filítica ao longo da faixa entre o sul de Belo Horizonte e o nor

44°00'00"

MAPA GEOLÓGICO REGIONAL MODIFICADO

9°52'30"

20°07'30"

Publicado por Gair (1962)

Modificações conforme A. F. Matheson
(St. John del Rey Mining Co, 1954)

CONVENÇÕES.

Série Minas

Rochas graníticas e gnáissicas

Série rio das Velhas
Grupo Maquiné

Rochas Ultramáficas

Grupo Nova Lima

- Zona Raposos
(formação ferrífera)
- Zona Morro Velho
(lapa - seca)
- Zona Faria
(formação ferrífera)
- Grupo Nova Lima

Contato aproximado

Falha inferida

Falha de empurrão

Eixo de sinclinal

0 5 10 km

te de Itabirito. As rochas quartzosas foram consideradas mais antigas, visto que afloram na zona axial de um anticlinal.

Na área de Nova Lima, Tolbert (1964), seguindo a sugestão de Callaghan, subdivide as rochas encaixantes da mineralização de ouro e sulfetos em três zonas: Faria, Morro Velho e Raposos. Nenhuma relação de idade entre as três, assim como, contatos estratigráficos exatos ou espessuras puderam ser estabelecidos, em virtude do mascaramento de feições indicativas de topo e base e de acamamento, pelos efeitos do metamorfismo regional e intemperismo intenso.

ESTRUTURA

As rochas mais velhas que a Série Minas, próximas a Nova Lima, têm direção noroeste nesta região e ocupam o núcleo de uma estrutura tipo "anticlinorium", a qual Gair (1962) denominou levantamento Rio das Velhas. Também interpretou como uma depressão estrutural, no levantamento Rio das Velhas, o sinclinal Vargem do Lima que se estende a este da área Nova Lima-Rio Acima (Fig. 2).

Nesta área as feições geológicas principais são: a direção norte a noroeste das rochas da série Rio das Velhas e a direção nordeste das rochas mais jovens, a Série Minas, que truncam as rochas Rio das Velhas a noroeste de Nova Lima, ao longo do flanco sudeste da Serra do Curral.

Gair (1958) estabelece uma interpretação para as dobras da Série Rio das Velhas na área de Nova Lima. Supõe que a nítida discordância estrutural entre as duas séries referidas no parágrafo anterior, indica que as rochas da série Rio das Velhas foram fortemente dobradas, na direção norte a noroeste, antes da deposição dos sedimentos Minas. Ele coloca o problema em termos do possível efeito do dobramento pós-Minas, considerado como resultante de esforços de movimentos de direção norte, sobre as rochas pré-Minas.

O esforço tenderia a amarrotar e redobrar

aquelas camadas, ao longo de eixos paralelos ao acamamento fortemente inclinado e, aproximadamente, a ângulos retos em relação à direção norte dos movimentos.

Assim as pequenas dobras de caimento este, encontradas na "lapa-seca" e formação ferrífera, são consideradas como o resultado daqueles movimentos de direção norte que agiram sobre estas rochas mais competentes da Série Rio das Velhas. A idade pós-Minas para este dobramento é a ocorrência generalizada de lineação com caimento este nas rochas pertencentes à Série Minas.

Tais movimentos são postulados também como responsáveis pela mudança na tendência regional de norte para noroeste, nas rochas próximas a Nova Lima, ou pelo menos, por ter acentuado diferenças relativamente pequenas na tendência previamente desenvolvida durante o dobramento pré-Minas.

COLUNA ESTRATIGRÁFICA DA REGIÃO DE NOVA LIMA (segundo Dorr, 1969)

Série	Grupo	Litologia	Espessura máxima, aproximada, incluindo todo o Quadrilátero Ferrífero (metros)
Minas	Indiviso	xistos, filitos, quartzitos, dolomitos, formação ferrífera fácies óxido, conglomerado e metatufos	8.000
Rio Das Velhas	Maquiné	Inconformidade erosiva e angular	1.800
		quartzito, conglomerado, filito, filito-quartzoso, grauvacas, sub-grauvacas, conglomerado basal	
	Nova Lima	Inconformidade erosiva local e possivelmente angular xisto e filito (dominantemente cloríticos), grauvacas, formação ferrífera fácies carbonato, rocha metavulcânica, quartzito e dolomito (Idade Rb/Sr em muscovita: 2.800 milhões de anos)	4.000
Base não conhecida			

Figura 3

GEOLOGIA LOCAL

TIPOS PETROGRÁFICOS

A mais completa e detalhada descrição petrográfica das rochas do Grupo Nova Lima foi elaborada por Gair (1962), dentro da localidade tipo, pois pôde dispor de rochas frescas dos extensos trabalhos subterrâneos e, testemunhos de sondagens das várias minas de ouro nas vizinhanças de Nova Lima.

Distinguiu diversas variedades de xistos e filitos, assim como formação ferrífera fácies carbonato, quartzito, grauvasca, rocha quartzo-dolomita e anquerita, quartzito sericítico e conglomerado xistoso. A maioria destas rochas está incluída no fácies dos xistos verdes.

Representam uma grande sequência de sedimentos argilosos e de granulação fina, pobremente selecionados, com restritas acumulações de sedimentos químicos e uma maior contribuição de material vulcânico.

Guimarães (1931) e Barbosa (in Guimarães, 1935) já acentuavam a importante componente vulcânica em parte das rochas da Série de Minas. Guimarães (1964) conclui que tais rochas, englobadas no andar médio da Série de Minas, devem corresponder provavelmente àquelas posteriormente definidas por Dorr et al. (1957) como pertencentes a Série Rio das Velhas, cujo grupo basal é o Nova Lima.

Em virtude de o Grupo Nova Lima incluir como um todo, rochas originariamente representadas por vários tipos de sedimentos clásticos heterogêneos e uma importante contribuição vulcânica, levou Barbosa (in Dorr, 1969) a atribuir um ambiente eugeossinclinal para o Grupo Nova Lima.

O mapa geológico da Figura 4, compilado de Gair (1962), corresponde ao canto noroeste da quadrícula de Rio Acima e, mostra a alta densidade de lentes e cama

MAPA GEOLÓGICO DA ÁREA FARIA (Modificado de Gair, J. E., 1962)

-15-

CONVENÇÕES

GRUPO NOVA LIMA

Xisto e Filito

Formação Ferrífera

ROCHAS INTRUSIVAS

Meta - diabásio

Contato aproximado

Contato inferido

Falha inferida

(U, lado levantado D, lado caído)

Direção e mergulho da foliação

Posição do nível de entrada

0 250 1000m

Fig.4

das de formação ferrífera, que juntamente com os diques de meta-diabásio, são os únicos tipos petrográficos mapeáveis na superfície. Os diversos xistos e filitos são indistinguíveis.

XISTOS E FILITOS

Durante os trabalhos de campo, vários tipos de xistos e filitos puderam ser distinguidos. Porém, levando-se em conta os critérios de cor, textura e grau da foliação, desde que são rochas de granulação muito fina, pôde-se dividi-los em três sequências maiores, onde inter-estratificação é uma feição comum.

A cor verde mais acentuada, textura normalmente compacta e foliação pobre ou mesmo ausente caracterizam os xistos denominados metavulcânicos, em oposição aos agrupados como metassedimentares, com cores desde verde até cinza escuro, com foliação normalmente bem desenvolvida.

Associadas a estas duas sequências de xistos estão as rochas grafitosas, onde os filitos são os termos dominantes. Estas rochas são facilmente distinguíveis através da cor cinza escura ou preta, foliação extremamente fina que confere à rocha uma forte compacidade, além da ocorrência disseminada de sulfetos. Constitui a sequência xistosa mais intensamente deformada.

Tal conjunto de critérios revelou-se de grande utilidade no mapeamento, uma vez que o estudo microscópico, posteriormente desenvolvido, veio mostrar sua validade apesar de arbitrariamente estabelecido.

Se os xistos metavulcânicos se apresentam no campo como unidades relativamente homogêneas, tal não ocorre com os metassedimentares. Para estes, utilizando-se os mesmos critérios acima referidos, aproximadamente 10 tipos litológicos distintos puderam ser mapeados, dada a diversificação principalmente quanto à cor e textura.

O estudo microscópico, de algumas dezenas de seções delgadas desses xistos, permitiu verificar que apé

sar das diferenças existentes nas amostras manuais, estas eram essencialmente semelhantes na composição mineralógica. Este fato, aliado à extrema dificuldade ou mesmo impossibilidade de correlação entre as unidades distinguidas ao longo das galerias e, notadamente, destas com as dos furos de sonda, principalmente devido à natureza gradativa e interdigitada dos contatos entre as unidades, não são ao longo como perpendicular à direção da foliação ou acamamento, levou-nos a resumir os diferentes xistos metassedimentares a apenas quatro tipos: xisto quartzoso-feldspático, sericita xisto, xisto com sericita cromífera e o metassedimentar propriamente dito.

SEQUÊNCIA METASSEDIMENTAR

Dos quatro tipos mapeados, o metassedimentar indiviso é o de maior distribuição e constitui a litologia dominante na área da mina. Compreende vários xistos e mesmo filitos que em função da composição mineralógica admitiriam designações variadas, de acordo com a abundância maior ou menor dos minerais constituintes, notadamente quartzo, carbonato, sericita e clorita. A variedade mais comum de carbonato nestas rochas é representada pela dolomita comum ou magnésio-dolomita, porém, subordinadamente, anquerita pode estar presente (Gair, 1962).

Ao longo das primeiras dezenas de metros do nível principal de entrada (Folha I), puderam ser distinguidos dois xistos, devido à natureza peculiar da composição mineral dessas rochas. Uma de composição praticamente unimineral, sericítica, representada pelo sericita xisto e, outra contendo quartzo e plagioclásio, este relativamente abundante, como grãos detríticos isolados numa matriz mais fina. Esta última rocha, um xisto quartzoso-feldspático, provavelmente, corresponde aos grauvaque xistos ou xistos arcóianos descritos nas quadrículas de Nova Lima e Rio Acima, por Gair (1962).

O contato entre esses dois xistos foi tomado ao longo do plano médio dentro da zona de transição. O intenso fraturamento no trecho inicial do nível de entrada impede uma definição mais precisa de contato. Não raro, o xis

to quartzoso-feldspático contém intercalações de sericita xisto como finas lâminas mais escuras, de ordem milimétrica, adquirindo localmente uma estrutura bandeada.

O xisto com sericita cromífera é de ocorrência extremamente restrita. Como unidade mapeável, ocorre somente na Folha II, onde está encaixado no filito grafitoso, entre duas lentes de formação ferrífera, uma delas dobrada i soclinalmente. Brechação ou cisalhamento mais intenso não foi observado. Pode ser notado constituindo parcialmente o piso do corpo de minério Lima. Aí, juntamente com o xisto metassedimentar indiviso, está numa zona bastante deformada, onde os xistos estão ondulados, injetados por quartzo e abrigando geodos decimétricos de quartzo e carbonato.

Ocorre ainda como finos horizontes de pequena distribuição lateral ou como "manchas" irregulares no filito grafitoso, onde a contribuição sericítica é elevada. O filito grafitoso pode conter ou não finas lentes de formação ferrífera. Ocorrências deste tipo foram observadas em vários testemunhos de sondagens que cortam a sequência grafitosa e, no filito junto à bifurcação do túnel principal no início da Folha III.

Duas dosagens de cromo efetuadas em rocha total, pelo método de Análises por Ativação, revelaram valores de 0,14% (unidade mapeável ao longo da Folha II) e 0,79% (piso do corpo Lima).

Xisto quartzoso-feldspático

São rochas de foliação moderada, aflorando ao longo das primeiras dezenas de metros da galeria principal de entrada (Folha I). Consistem de quartzo, plagioclásio, clorita, sericita, leucoxênio, minerais opacos, ôxidos hidratados de ferro de cor amarelo-alaranjado, carbonato e rutilo. Os quatro primeiros são os minerais dominantes; os demais, além de subordinados, podem, às vezes, estar ausentes. A contagem de pontos para uma seção delgada revelou a seguinte composição mineralógica, em porcentagem: quartzo: 41,5; plagioclásio: 12,6; clorita: 15,7; sericita: 22,4; carbonato: 3,2; minerais opacos: 2,8 e outros minerais: 1,4.

A matriz se caracteriza por uma massa fina enquadrando-se no intervalo de 0,01 a 0,1 mm, no máximo, de natureza clorítico-sericítico-quartzosa, resultante provavelmente de um sedimento original predominantemente argilo-silicático. Nessa matriz, quartzo e a associação clorita-sericita estão sempre presentes e em quantidades equivalentes. Clorita pode predominar sobre sericita e vice-versa. Leucoxênio e rutilo estão presentes, sendo aquele bastante comum e este raro. Textura em mosaico, de recristalização, é rara ou ausente.

Dispersos na matriz, destacam-se quartzo e feldspato com granulação média de 0,2 mm ou até 0,8mm (Fotomicrografia 1). Apresentam-se em grãos equigranulares, com forma irregular, normalmente trincados, preenchidos por sericita ou quartzo de granulação mais fina, não exibindo alinhamento. Extinção ondulante para quartzo é comum. Os feldspatos estão geralmente sericitizados nas bordas ou ao longo das lamelas de geminação; às vezes a sericitização é completa. Lamelas de geminação polissintética e alteração gradativa para aglomerados de sericita são comuns. Os grãos maiores de quartzo e feldspato participam da matriz em proporções relativamente iguais e, provavelmente a maioria deles seja de origem detrítica.

Os minerais placóides, clorita e sericita, não chegam a formar horizontes ou lentes definidas de espessura apreciável. Estão pobremente alinhados entre os grãos de quartzo e feldspato, acompanhando seus contornos, resultando uma textura microscópica quase equigranular para a matriz quartzosa. Localmente, na matriz, as lâminas sericítico-cloríticas dispõem-se alinhadas paralelamente à foliação da rocha, seguindo horizontes que sugerem ser de microcisalhamento.

Clorita tem hábito normalmente ripiforme, placóide, às vezes, com formas irregulares. Apresenta cor verde clara, ligeiro pleocroísmo e, em vários grãos forte anisotropia, evidenciada pela cor de interferência azul carregada. Nos raros núcleos recristalizados, com dimensões até 1,0 mm,

constituídos essencialmente por quartzo e carbonato, a clorita assume granulações maiores e forma ripas alongadas até 0,25 mm ou grandes agregados entre os grãos de quartzo e carbonato.

Carbonato é um mineral pouco comum nessas rochas. Em algumas amostras está ausente. Ocorre normalmente nas zonas recristalizadas com até 0,4 mm de dimensão ou, raramente, disperso na matriz com granulação inferior, da ordem de 0,1 mm.

Os minerais opacos estão situados normalmente nos núcleos recristalizados, com tamanho desproporcional a essas estruturas, assim como aos elementos de granulação maior de rocha. São cristais de pirita, com contornos euhedrais cúbicos ou retangulares, atingindo até 0,7 mm de aresta. Pirita de granulação fina, 0,01 a 0,05 mm, está dispersa na matriz, normalmente ao longo de leitos sericíticos ou em contato com grãos maiores de quartzo, carbonato ou feldspato, também na massa sericítica.

Em sua maioria os óxidos hidratados de ferro são alterações de clorita; onde esta está mais concentrada é maior a incidência de manchas oxidadas. Leucoxênio, como provável alteração de ilmenita, encontra-se amplamente distribuído na matriz como grânulos ou aglomerados que conferem um aspecto sujo à rocha.

Sericita Xisto

É uma rocha de granulação extremamente fina (ao redor de 0,02 mm) e praticamente constituída por sericita apenas. A identificação de outros minerais, possivelmente presentes, é dificultada não só pela granulação como também pelo aspecto nebuloso da matriz.

A sericita se apresenta com textura fibrosa ou em escamas e é seccionada por superfícies de cisalhamento (Fotomicrografia 2). Tais superfícies são bastante próximas entre si, conferindo à rocha uma estrutura xistosa quando vista ao microscópio. Macroscopicamente é uma rocha de aspecto compacto e cor cinza preto.

A orientação preferencial das placas de sericita, que provavelmente representa a direção da antiga estrutura planar da rocha, faz ângulos grandes com as superfícies de cisalhamento, responsáveis pela atual xistosidade. Da interação destas duas superfícies estruturais resulta na rocha uma série de feições lenticulares e ovaladas, sugerindo uma textura de filonito.

A determinação definitiva da natureza sericítica (muscovita) da rocha foi feita utilizando-se a difratometria de raios X.

Xisto com sericita cromífera

É fundamentalmente um quartzo-carbonato-sericita xisto com uma cor verde de tonalidade característica, imposta pela sericita cromífera. A granulação média da matriz quartzo-carbonática é inferior a 0,1 mm.

A sericita cromífera, junto com a sericita comum, forma leitos contínuos, irregulares e arqueados, com espessura média ao redor de 0,1 mm, os quais normalmente englobam minerais opacos, rutilo e agregados de leucoxênio. Apresenta pleocroísmo Y = verde-amarelado e Z = verde-azulado, caráter biaxial negativo e ângulo 2V ao redor de 40°.

Rutilo é bem visível nessa rocha como prismas isolados, intercrescidos ou geminados, não ultrapassando 0,05 mm.

Na matriz recristalizada, nota-se uma nítida discrepância quanto à granulação de carbonato e quartzo. Aquele com tamanho médio superior ao do quartzo. Este comumente com granulação ao redor de 0,01 mm, não exibindo orientação de seus grãos, mas uma textura equigranular de recristalização. O carbonato localmente forma cristais alongados paralelamente à foliação ou romboedros.

Constituem opacos na rocha os seguintes minerais em ordem decrescente de abundância: pirita, pirrotita, magnetita, calcopirita e, provavelmente, arsenopirita.

Pirita é habitualmente hipidiomórfica, com inclusões ou venulações de calcopirita. É, às vezes, ligeira

mente anisótropa. Pirrotita é sempre xenomorfa e em placas alongadas no plano da foliação. Magnetita se mostra normalmente com formas arredondadas.

Tolbert (1964) em seu trabalho sobre a mina de Raposos exclui o diabásio, formação ferrífera e as soluções transportadoras do minério como possíveis fontes para o cromo presente no xisto com sericita cromífera, desde que, aquelas rochas não revelaram conter aquele elemento. Porém pôde verificar através dos clorita xistos que cromo, como elemento traço, é amplamente distribuído na região. Análises destas rochas, provenientes de Raposos e Morro Velho, revelaram teores inferiores a 0,5% de Cr.

Dispondo de centenas de determinações em análises representativas, não encontrou, em seu estudo, evidência direta que pudesse estabelecer definitivamente a origem do cromo. Postula três hipóteses: a) o cromo teria se depositado na sericita e/ou na clorita a partir de soluções hidrotermais; b) o cromo seria derivado de uma fonte possivelmente ígnea desconhecida; c) teria sido lixiviado dos clorita xistos encaixantes e redepositado na sericita.

Parece optar por uma fonte ígnea de natureza granítica, pois considera sugestivo que o granito mais próximo da área Morro Velho-Raposos revelasse conter 25 ppm de Cr, para uma amostra, em oposição a um conteúdo de 3,6 ppm para um segundo granito, em ordem crescente de distância da área e mais velho que o primeiro.

Guimarães (1970) reporta conteúdos em cromo acima de 1 000 ppm nas rochas encaixantes e em torno de 67 ppm no minério da Mina Velha (Morro Velho). Apoiando-se na análise da distribuição de vários elementos traços nessas rochas, conclui que o cromo, entre outros elementos, estaria relacionado na origem aos metavulcanitos básicos do Grupo Nova Lima. O cromo teria sido mobilizado, em condições epitermais, a partir dessas rochas durante a fase final do processo formador do minério.

Apesar de não dispormos de um número adequa-

do de dosagens para cromo, supomos, em concordância com a idéia de Guimarães citada acima, que uma origem vinculada às rochas vulcânicas de natureza básica tem forte apoio na tendência geoquímica desse elemento em se associar a tais tipos de rochas. O conteúdo em cromo para uma amostra de xisto metavulcânico da mina do Faria, distante várias centenas de metros de qualquer zona mineralizada, revelou ser de 210 ppm.

A importante contribuição vulcânica básica às rochas do Grupo Nova Lima e, sua estreita associação com as de origem terrígena, teriam proporcionado a ampla distribuição desse elemento na região. Mobilização posterior, durante as fases tectônicas, levaram-no a concentrar-se em zonas restritas, tais como, ao longo de contato entre rochas competentes (formação ferrífera, quartzito) e incompetentes (xistos e filitos), de falhas e zonas brechadas, originado a sericita cromífera.

Xistos metassedimentares

Essencialmente são clorita e/ou sericita xistos e filitos com quantidades variáveis de quartzo e carbonato. Outros minerais presentes como subordinados são: leucóxênio, óxidos hidratados de ferro, rutilo, opacos normalmente pirita e, raramente plagioclásio e epidoto.

Quartzo é normalmente equigranular, principalmente quando presente na matriz fina da rocha, onde tem granulção média de 0,01 mm. Aí está intercrescido com pequenas placas de clorita e/ou sericita, as quais normalmente estão dispersas. Em duas amostras puderam ser observados raros grãos maiores de quartzo, da ordem de 0,1 mm, isolados na matriz. Nestas mesmas rochas, também, ocorrem poucos grãos de plagioclásio com dimensões inferiores ao do quartzo. Estes dois minerais provavelmente sejam de origem detrítica.

Na matriz notam-se, localmente, concentrações de placas de sericita ou clorita, onde pode estar associado epidoto que é raro neste tipo de xisto. Estas concentrações apresentam passagem gradativa para a matriz da rocha.

Agregados de clorita em forma de nódulos chegam a ser reco
nhecidos macroscopicamente. Óxidos hidratados de ferro pude
ram ser vistos como alteração de clorita e se estendem ao
longo de horizontes ricos nesse mineral. Formam massas, às
vezes, opacas ou confere cor marrom-avermelhada às cloritas.

Carbonato está presente na matriz com granula
ção finíssima, mas comumente forma grãos maiores até 0,5 mm,
alongados e concordantes com a foliação, porém sem formar ho
rizontes contínuos. Em amostras com foliação fracamente de
senvolvida, seja pela equigranularidade dos minerais da ma
triz, ou pela ausência de alinhamento entre os minerais pla
côides, os quais se apresentam imbricados com quartzo ou dis
pondo-se caoticamente, o alongamento e orientação dos grãos
de carbonato são as feições que sugerem a foliação. É comum
carbonato orientar-se segundo cordões paralelos e contínuos,
formando ângulos de 20° a 25° com a direção da foliação.

Horizontes de composição quartzo-carbonática,
incluindo às vezes pirita, dispostos concordantemente com a
foliação, normalmente estão delimitados por horizontes de se
ricita e clorita (Fotomicrografia 3). Localmente podem cons
tituir núcleos ou nódulos na matriz da rocha. Alguns desses
núcleos possuem a parte central formada por carbonatos gros
seiros com granulação de 0,2 mm, limitada por uma bainha pe
riférica de grãos de quartzo com granulação menor, às vezes,
intercrescidos com clorita. Seções romboédricas e geminação
polissintética para os carbonatos são bastante comuns. Quart
zo pode apresentar inclusões de clorita, minerais opacos e
carbonato às vezes, predominam nas bordas dos grãos. Carbona
to pode incluir quartzo, clorita e leucoxênio. Pirita é idio
mórfica, às vezes, seccionando carbonatos; quando fraturada
é preenchida por clorita.

Os horizontes sericítico-cloríticos e subordi
nadamente o alongamento preferencial dos grãos de carbonato
são as feições responsáveis pela foliação dessas rochas. Às
vezes, estes horizontes essencialmente sericíticos atingem
1,0 mm de espessura. Tais horizontes podem estar fortemente
deformados por arqueamentos ou rompidos, na maioria das ve

zes, ao redor dos núcleos quartzo-carbonáticos, assumindo uma disposição anastomosada na matriz da rocha (Fotomicrografia 4).

Leucoxênio como grãos ou agregados e, rutilo na forma de bastonetes ou micro-cristais alongados ou geminados, ocorrem dispersos na matriz quartzo-sericítica ou clorítica.

Em algumas amostras, leitos de natureza quartzo-sericítica ou clorítica, sem carbonatos, se alternam lateralmente ou se interdigitam ao longo da direção para horizontes de composição quartzo-carbonática. Esta repetição paralela, de leitos mineralogicamente distintos, definem o acamamento da rocha, cuja direção forma ângulo de quase 90° com a foliação. Microscopicamente não há nenhuma estrutura orientada que possa ser responsável pela foliação macroscopicamente visível na rocha.

SEQUÊNCIA METAVULCÂNICA

Esta sequência é constituída por uma litologia mais homogênea, preservando sua uniformidade ao longo dos afloramentos, através de dezenas ou mesmo centenas de metros, eventualmente com intercalações de xisto metassedimentar, representando contaminações terrígenas locais durante a época em que predominava o afluxo de grande massa de material vulcânico.

Na área da mina parecem existir duas sequências maiores de rochas vulcânicas. A sequência a noroeste seria formada pela união do pacote mais espesso na região do corpo Gabiroba com os segmentos mapeados nas Folhas II e I. A oeste, os trabalhos da mina se afastam desta sequência, não permitindo uma verificação direta de sua continuidade. Outra sequência, a sudeste seria representada provavelmente, pelo prolongamento lateral das unidades mapeadas desde o corpo de minério Gaia até o Faria Extensão.

As rochas da porção este da zona cisalhada do Gaia, apesar de não apresentarem bons afloramentos e estarem localmente alteradas, foram incluídas nesta sequência dada a associação clorita-epídoto-leucoxênio de algumas amostras. Es

tas rochas são comumente mais laminadas que o xisto metavulcânico da mina. Talvez correspondam a sedimentos originais de inter-mistura de material vulcânico e terrígeno.

As duas sequências vulcânicas são separadas por uma faixa de espessura variável de sedimentos terrígenos, de natureza clástica fina, com local contribuição orgânica e de natureza química, representada pelos xistos metassedimentares, filito grafitoso e formação ferrífera.

Os contatos com os xistos metassedimentares são usualmente transicionais. Contatos nítidos em escala restrita também foram observados.

A maioria dessas rochas, provavelmente, deve sua origem à deposição de cinzas vulcânicas, se bem que derames possam ser localmente sugeridos. Na sequência vulcânica que encaixa os metassedimentos do corpo Gabiroba, foram observados alguns horizontes com estruturas semelhantes a amígdalas, principalmente ao longo dos testemunhos de sondagem e também da galeria. Essas feições, que possivelmente representam amígdalas de lavas, conferem à rocha uma estrutura maculada. Tal estrutura e resíduos de intercrescimento e entrecruzamento de ripas de plagioclásio foram considerados por Gair (1962) como indicações diretas para a origem vulcânica dessas rochas.

Xistos metavulcânicos

São rochas de granulação variável, normalmente fina, podendo em alguns casos apresentar minerais macroscopicamente visíveis.

Com alguma prática, podem ser distinguidos macroscopicamente, pela cor esverdeada, normalmente escura, aspecto compacto e foliação incipiente ou ausente.

Apresentam uma mineralogia característica de metamorfismo regional, com retrometamorfismo, de rochas básicas, incluindo principalmente: anfibólio, plagioclásio, clorita e epídoto em quantidades variáveis, além de sericita, leucoxênio, titanita, biotita, pouco quartzo e carbonato, opa

cos, principalmente ilmenita e, localmente rutilo e turmalina.

Pelo menos dois tipos litológicos destes xistos puderam ser individualizados microscopicamente, quanto à textura e granulação. Um deles apresenta cristais de até 2 mm, de plagioclásio e anfibólio, distribuídos numa matriz fina, com textura global equidimensional, em oposição ao outro que apesar da composição mineralógica semelhante, exhibe granulação fina, raramente superior a 0,1 mm e textura normalmente orientada, evidenciada notadamente pela disposição de fibras alongadas de anfibólio e às vezes plagioclásio. Provavelmente, os de granulação maior correspondam a lavas intercaladas nos de granulação fina, os quais representariam um material de natureza originariamente tufácea.

A distinção entre os dois tipos de xistos metavulcânicos, no campo, é bastante difícil. Os prováveis metatufitos adquirem um aspecto tão compacto e semelhante às lavas que a diferenciação pode ser feita somente em lâminas delgadas. Localmente em bons afloramentos, as possíveis lavas caracterizam-se, em oposição aos xistos de granulação fina, por exibirem minerais de granulação milimétrica identificados como anfibólios, assim como várias superfícies curvas de cisalhamento, intensamente lineadas, mapeáveis, reflexo provavelmente de sua maior competência aos esforços.

Provavelmente a maioria dessas rochas deve sua origem à deposição de cinzas vulcânicas, uma vez que apenas alguns corpos dos xistos metavulcânicos de granulação grosseira puderam ser diferenciados, no mapeamento, como mostrado nas Folhas II e IV. Outros, identificados posteriormente apenas em lâminas delgadas, estão englobados indistintamente no xisto metavulcânico, desde que seus contatos estão completamente mascarados e, ocorrem localmente ao longo do túnel de entrada a 120 m e 200 m antes do término das Folhas II e V, respectivamente.

Xisto metavulcânico de granulação fina

Este corresponde à maior parte das rochas de origem vulcânica mapeadas na mina.

A matriz é fina, raramente ultrapassando 0,05 mm, sendo difícil a distinção entre os grãos dos minerais. É constituída por uma massa "suja" de epídoto, clorita, pequenas placas de anfibólio e plagioclásio, leucoxênio e raro quartzo ou carbonato.

São comuns lentes ou núcleos irregulares de agregados fibrosos e placóides de clorita e epídoto intercrescidos, com granulação pouco superior que a matriz adjacente. Nestes agregados, epídoto se apresenta em seções alongadas, às vezes arqueadas, ou em placas mais ou menos equidimensionais, com até 0,1 mm de diâmetro. Comumente a esses agregados estão associados os minerais opacos, que também ocorrem dispersos na matriz ou relacionados à clorita ou nela inclusos.

A derivação de epídoto e sericita a partir de plagioclásio é nítida. Às vezes, um mesmo cristal de plagioclásio apresenta bandas paralelas alteradas nos diferentes minerais.

Poucas e pequenas fraturas são preenchidas por quartzo equidimensional ou alongado, com textura em mosaico e, pouco carbonato, normalmente romboédrico, assim como clorita, epídoto e sericita. Tais vênulas, normalmente irregulares, cortam a rocha sem direção preferencial e às vezes se intersectam. Algumas dessas vênulas se alojam ao longo de microdobras, correspondentes a zonas cisalhadas. Local e marginalmente a essas vênulas, ripas de anfibólio acompanham sinuosamente o microdobramento.

Sericita, clorita, anfibólio, biotita e mesmo epídoto comumente se concentram junto às zonas cisalhadas preenchidas por quartzo e carbonato, ou mesmo ao longo dessas vênulas, onde assumem granulações maiores, discrepantes da média da matriz.

Macroscopicamente são visíveis algumas estruturas ovaladas com dimensões de 2 mm a 20 mm, alinhadas concordantemente com a lineação da rocha. Tais feições consti-tuem agregados nebulosos de anfibólio, placas de clorita e

epídoto, leucoxênio, ripas de sericita e plagioclásio remanescente, com granulação ao redor de 0,01 mm. Perpendicularmente a alguns desses ovóides desenvolvem-se ripas de plagioclásio já sericitizados. Nota-se que esses minerais tornam-se mais abundantes e com dimensões maiores na região exatamente adjacente a esses núcleos. À medida que se afastam, indo em direção à matriz, diminuem em quantidade e em tamanho.

Quartzo, além de participar das pequenas vênulas, ocorre intercrescido junto aos núcleos constituídos por epídoto e clorita. Pode se apresentar também em pequenos glóbulos em contato nítido com a matriz, com contornos bem definidos.

A foliação é ausente ou incipiente e, nesse caso, é sugerida pela orientação de sericita ou mesmo pequenas ripas de anfibólio e plagioclásio, dispondo-se em faixas relativamente contínuas na matriz da rocha. Sericita, além de ser um mineral não muito comum nestas rochas, usualmente se apresenta em pequenas ripas alongadas, dispersas na matriz, não constituindo horizontes definidos que poderiam ser responsáveis por uma foliação mais desenvolvida da rocha.

Algumas rochas deste grupo apresentam uma textura fina, sugestivamente ripiforme (Fotomicrografia 5), conferida pelo hábito placóide e alongado de pequenos cristais de anfibólio. Via de regra se dispõem erraticamente, porém, às vezes, de maneira orientada, mostrando uma feição de fluxo ou imposta pelo metamorfismo.

Xisto metavulcânico de granulação grossa

São rochas constituídas essencialmente por plagioclásio e anfibólio, podendo ocorrer epídoto, também como mineral dominante. O que chama a atenção nessas rochas, em relação às demais, é a granulação bem desenvolvida (Fotomicrografia 6). O tamanho dominante dos grãos na matriz está ao redor de 0,1 mm e, os minerais acima citados apresentam dimensão média de 0,4 mm, podendo atingir até 1,5 mm.

Textura ripiforme remanescente é sugerida principalmente pelos anfibólios alongados, parcialmente cloriti-

zados, com bordas esfiapadas e, subordinadamente pelas ripas de plagioclásio alterado. Estes minerais estão dispersos entre plagioclásios normalmente equidimensionais.

Confundindo-se com a matriz da rocha, às vezes, podem ser observadas feições de intercrescimento entre quartzo e plagioclásio, onde este está alterado em sericita e/ou epídoto e corroído por quartzo vermicular. Provavelmente representam estrutura residual de intercrescimento primário entre aqueles dois minerais.

O anfibólio é verde pálido e ligeiramente pleocrônico. Apresenta inclusões de quartzo ou leucoxênio e, alterações para clorita ou epídoto ao longo das clivagens ou perpendiculares a elas. Às vezes está quase que totalmente alterado, bordejado por leucoxênio, restando apenas o esqueleto do mineral entre fibras orientadas de clorita. Normalmente está com as bordas esfiapadas, intercrescidas com clorita ou epídoto. Nos anfibólios, a geminação e deformação por encurvamento são bastante comuns.

O plagioclásio é do tipo sódico e usualmente não alongado. Está corroído ou alterado nas bordas e internamente por sericita, epídoto e às vezes leucoxênio. Zonamento em plagioclásio pode ser observado.

Epídoto forma placas até 0,6 mm e é nitidamente produto de alteração de plagioclásio. Às vezes pseudomorfismo é evidenciado pela extinção do epídoto de acordo com as lamelas de geminação do feldspato original. Minerais opacos, associados aos agregados de epídoto, são comuns.

Clorita mostra, às vezes, cor de interferência violeta intensa, podendo formar longas fibras dispostas perpendicular ou radialmente aos cristais de epídoto e anfibólio.

Leucoxênio é notado como massas irregulares em agregados com epídoto e clorita. Tal associação é comum na matriz dessas rochas. Normalmente forma concentrações maiores ao redor de grãos de ilmenita.

Titanita está comumente associada aos anfibólios e alterada em minúsculos grãos, guardando o hábito navicular.

lado.

Sericita, apesar de às vezes ser um mineral dominante na matriz, é juntamente com o quartzo um mineral não abundante nessas rochas.

Além de ilmenita, ocorrem como minerais opacos, pirita que é normalmente brechada, venulada por ganga e, calcopirita que é rara.

SEQUÊNCIA GRAFITOSA

Filito grafitoso e xisto metassedimentar com parcial contribuição grafitosa constituem as rochas dessa sequência e, têm ampla distribuição dentro da mina. O mapeamento geológico do nível de entrada permitiu mostrar o comportamento dessas rochas, as quais se inter-estratificam com várias camadas e lentes de xisto metassedimentar, definindo um conjunto metassedimentar-grafitoso que acompanha intimamente a camada principal de formação ferrífera.

As relações de contato entre filito grafitoso e o xisto metassedimentar com horizontes grafitosos são sempre transicionais, usualmente interdigitados e, um pode conter finas camadas ou lentes do outro. O tipo petrográfico dominante define a unidade rochosa mapeável. Ambos englobam, normalmente, camadas decimétricas ou de poucos metros do xisto metassedimentar comum, de pequena extensão lateral, às vezes, não persistentes entre duas sondagens, as quais não foram mantidas na confecção dos mapas. Xisto metassedimentar com horizontes grafitosos, intercalado gradativamente em filito grafitoso, pode passar lateral e transicionalmente para formação ferrífera.

Os filitos grafitosos englobam inúmeras lentes de formação ferrífera com espessura centimétrica a poucos metros, com contato gradativo ou nítido, às vezes tectônico, de natureza cisalhada. Comumente tais lentes não apresentam bandeamento, constituindo bancos maciços de quartzo e/ou carbonato, intensamente fraturadas e deformadas. São particularmente abundantes, porém com espessuras reduzidas, dentro da estrutura dobrada no início da Folha II, inferida pelas

sondagens F-113, F-114...F-118, com recuperações inferiores a 40%. Podem conter sulfetos, e entre eles estão pirrotita, pirita, calcopirita e cubanita.

Algumas dessas inter-estratificações foram mantidas em trechos das Folhas II e III sob as denominações de filito grafitoso com bancos de formação ferrífera ou formação ferrífera com filito grafitoso, dependendo do tipo petrográfico preponderante.

Brechação é uma feição comum desses bancos. Nos testemunhos de sondagens efetuadas dentro do conjunto metassedimentar-grafitoso, principalmente aquelas das Folhas II e III, os fragmentos das pequenas lentes de formação ferrífera são envolvidos por quartzo claro, leitoso, contrastando-se com a tonalidade cinza do quartzo ou branco-amarela da do carbonato. Fraturas em zonas não brechadas, também são preenchidas por quartzo leitoso. Associado a este podem ocorrer alguns sulfetos, sendo os mais comuns calcopirita ou cubanita e, às vezes, pirrotita e esfalerita. Tais sulfetos foram provavelmente mobilizados dos filitos grafitosos, alojando-se juntamente com o quartzo leitoso nas feições secundárias, brechadas, da sequência filito grafitoso-bancos quartzíticos e/ou carbonáticos.

Junto ao contato entre esses bancos e as rochas filíticas encaixantes, a brechação é comum e engloba fragmentos de filito com os quartzo-carbonáticos, envolvidos pelo quartzo leitoso. Às vezes, somente, este está presente. Esses trechos brechados facilmente distinguíveis nos testemunhos de sondagens podem se estender até 5 metros.

Tais zonas, dentro do filito grafitoso, ricas em bancos de quartzo e/ou carbonato bastante próximos entre si, devem ter-se comportado como uma rocha relativamente competente, fraturando-se durante o tectonismo. Pode-se notar, às vezes, blocos de filito sulfetado ao lado de quartzo cinza ou leitoso isento de sulfeto. Este era, provavelmente, de natureza primária na rocha carbonosa.

O quartzo cinza é intimamente associado ao filito grafitoso, onde constitui finos horizontes da ordem de

milímetros, acompanhando fielmente o microdobramento dessas rochas. Pode ser o único mineral presente nesses horizontes ou, o que é mais comum, está junto com carbonato. Porém, localmente, constitui sozinho zonas com espessura aparente de até 2 metros, mostrando vênulas de natureza grafitosa, deformadas e rompidas. Nesses bancos espessos, de textura compacta, o quartzo tem granulação fina e provavelmente corresponde às camadas primariamente formadas pela deposição de sílex.

Apesar da intensa deformação da associação filito grafitoso, quartzo e/ou carbonato, a repetição periódica de camadas desses materiais sugere oscilações rítmicas na natureza do ambiente sedimentar durante a deposição dos sedimentos originais dessas rochas.

A deposição alternada de sedimentos carbonosos, piritosos, com carbonato e sílica torna-se clara quando associamos uma natureza fechada ou restrita à bacia de deposição e, levamos em consideração as condições de alcalinidade e/ou acidez e redução e/ou oxidação (Huber e Garrels, 1953; James, 1954).

Os filitos grafitosos com pirita representariam condições fortemente redutoras, em águas estagnadas ricas em ferro. A oxigenação era insuficiente para destruir a matéria orgânica que chegava a esta bacia, juntamente com clásticos finos. O ferro poderia ser precipitado como sulfeto a partir da água do mar, pela ação do H_2S . Em sua maior parte, o enxofre era liberado pela ação bacteriana redutora sobre sulfatos, também presentes na água do mar ou sobre a matéria orgânica.

A deposição predominante ou exclusiva dos clásticos finos em detrimento da matéria orgânica responderia pelas finas intercalações de xisto metassedimentar no filito grafitoso.

A sequência quartzo-carbonática indicaria condições deposicionais ligeiramente redutoras, com pouca matéria orgânica e quase completa ausência de clásticos. A oxigenação era suficiente para eliminar a maior parte da matéria

ria orgânica, porém insuficiente para transformar em óxidos os compostos ferrosos. Dessa maneira, os carbonatos de com posição ferro-manganesiano-cálcico e sílica eram depositados. Oscilações periódicas no pH dariam um controle para a alter nância das bandas de sílica e carbonato. Este se precipita ria em condições alcalinas e sílica em condições ácidas.

Filito grafitoso

Quartzo, sericita e grafita são os minerais dominantes. Subordinadamente ocorrem carbonato, pirita, clo_rita, óxidos hidratados de ferro de cõr vermelho-alaranjada, rutilo e demais opacos que serão posteriormente descritos.

Caracteristicamente possuem uma matriz finís sima de natureza sericítico-grafitosa, raramente com granula_ção superior a 0,01 mm. Quantidades subordinadas de quartzo, carbonato, óxidos hidratados de ferro e rutilo podem estar presentes. Em algumas amostras, a matriz é quase que exclu_sivamente constituída por quartzo finíssimo e grafita. Nesse caso, o quartzo tem aspecto enfumaçado e os limites entre seus grãos não são nítidos. Tipicamente a grafita se apre_senta como um fino pó preto, amorfo, entre os minerais da ro_cha ou inclusa principalmente em quartzo e carbonato. Normal_mente, as seções delgadas se apresentam como que opacas.

Microdobramento intenso e apertado, e estrutu_ras de "sombra de pressão" ("pressure shadows") definindo nú_cleos recristalizados são feições típicas dessas rochas (Fo_tomicrografia 7). Estas estruturas são nitidamente visíveis, inclusive macroscopicamente, acompanhando os leitos claros quartzo-carbonáticos que ressaltam na matriz escura da rocha. Sericita e principalmente grafita, provavelmente, desempenha_ram um papel importante, conferindo plasticidade à rocha e, facilitando o desenvolvimento de estruturas complexas por de_formação e dobramento. Não raro, superfícies grafitosas de cisalhamento, paralelas à foliação principal, intersectam mi_crodobras evidenciadas pela disposição sinuosa das lâminas de sericita.

Quartzo, carbonato e pirita constituem quase

que exclusivamente os núcleos recristalizados, alongados e envolvidos por horizontes sericítico-grafitosos de natureza cisalhante. Constricção, espessamento e rompimento dessas estruturas são feições comuns, até em amostras manuais (Fotografia 1). Em média, quartzo e carbonato atingem granulação de 0,05 mm e pirita de 0,2 mm. Dentro de tais núcleos, fraturas nos porfiroblastos de pirita brechada são preenchidas por quartzo com hábito fibroso, comumente disposto perpendicularmente à parede da fratura (Fotomicrografia 8).

Esses núcleos recristalizados, às vezes, podem se desenvolver em cordões mais longos, com espessura de poucos centímetros, onde os opacos perfazem acima de 50% dos minerais presentes.

William et al. (1954) atribuem a formação desses núcleos ou bandas de segregação ao processo de diferenciação metamórfica. Apesar de ser um processo pouco conhecido, acredita-se que a difusão de fluídos ao longo de zonas de resistência mínima, oferecidas por superfícies de origem mecânica, influenciaria a concentração local de minerais, durante a reconstituição química no metamorfismo.

Minerais opacos no filito grafitoso

Os filitos grafitosos mereceram uma identificação mais detalhada de seus minerais opacos, não só por apresentarem abundância relativamente alta desses minerais, quando comparada com a das demais rochas encaixantes, como também pela comum e íntima associação com os corpos de minério.

Em ordem decrescente de abundância, os filitos grafitosos englobam os seguintes minerais: pirita, dominantemente, a seguir esfalerita, calcopirita e pirrotita; em quantidades bem menores estão presentes: cubanita, arsenopirita, hematita e ilmenita.

Pirita se apresenta com granulação extremamente variável, desde inferior a 0,01 mm até cubos perfeitos de 5 mm de aresta. Idioblastos de pirita são comuns nos núcleos recristalizados, quartzo-carbonáticos, usualmen

te em grandes cristais, ou mesmo como micro-grãos idiomórfi
cos dispersos ao longo das camadas sericítico-grafitosas. Po
de também formar grandes agregados xenomórficos que se dispõem
face a face com cristais euhedrais bem diferenciados da mas
sa (Fotomicrografia 9).

Pirrotita, esfalerita, calcopirita e ganga
constituem comumente inclusões em pirita. Calcopirita é
mais comum nos cristais maiores e bem cristalizados de piri
ta, onde também forma vênulas ao longo de fraturas.

Os grandes agregados de pirita xenomórfica a
presentam textura de superfície "suja", com cor amarela mais
forte, assim como anisotropia distinta e refletividade menor
que os grãos adjacentes com forma própria. As relações tex
turais sugerem que os grãos idiomórficos são formados a par
tir da reunião ou recristalização do material xenomórfico.
Este exhibe superficialmente textura de agregado, onde os grâ
nulos constituintes estão separados periféricamente por zo
nas irregulares, constituídas de pirita mais clara, que pare
cem desempenhar o papel de cimento entre os grânulos.

Nos agregados xenomórficos e nos grãos idio
mórficos a eles relacionados, algumas estruturas interessan
tes puderam ser observadas.

Massas de pirita com contorno esférico, estão
dispersos na rocha e localmente se coalescem formando agre
gados ou grãos maiores (Fotomicrografia 10). Estas esferas,
lembrando concreções, possuem diâmetro médio de 0,006 mm. Po
de-se observar que cristais maiores de pirita conservam in
ternamente a forma arredondada dos antigos grãos componentes,
evidenciado pelo contorno regular de ganga e, às vezes, pela
tonalidade mais forte da cor amarela dos grânulos, em relação
ao cristal ou ao agregado total. Grânulos esféricos de piri
ta podem também constituir núcleos de cristais de pirita com
contornos euhedrais ou quase euhedrais (Fotomicrografia 11).
Os grãos de pirita já diferenciados dos agregados, além de
apresentarem contornos geométricos definidos, são superfi
cialmente mais limpos, quase ou mesmo isentos de inclusões
de ganga, tão comuns nos agregados xenomórficos.

Provavelmente, a recristalização do sulfeto de ferro tenderia a eliminar as inclusões de ganga e condicionar o desenvolvimento de inclusões de outros sulfetos, notadamente calcopirita, que é mais comum nos grãos bem cristalizados. A substituição e principalmente o processo de exsolução poderiam ser os mecanismos principais na formação das inclusões em pirita.

Alguns grãos de pirita, quando atacados com HNO_3 concentrado, desenvolveram textura fibro-radiada, revelando um núcleo central escuro, provavelmente constituído por ganga (Fotomicrografia 12). O diâmetro dessas estruturas pode atingir até 0,4 mm.

Apesar da longa e complicada evolução geolôgica pela qual passaram esses metassedimentos grafitosos, as texturas descritas sugerem que os grânulos esféricos, alguns com textura radiada (Fotomicrografia 13), representam feições primárias residuais de sulfeto de ferro parcialmente recristalizado por metamorfismo.

Zoneamento é bastante comum tanto nos agregados xenomórficos como nos grãos individualizados. Quase que invariavelmente ele é evidenciado por faixas, densamente pontilhadas por ganga, sejam paralelas, cruzadas ou dispendo-se concentricamente em relação aos bordos do cristal (Fotomicrografia 14). Às vezes, as zonas mais ricas em inclusões de ganga são acentuadamente mais anisótropas que o restante do cristal e, podem conter esfalerita, na forma de pequenos glôbulos com diâmetros inferiores a 0,01 mm.

A pirita com exceção dos núcleos recristalizados onde alcança granulação maior, usualmente ocorre finamente dispersa na rocha ou, ainda, preferencialmente concentra-da ao longo de determinados horizontes de natureza sericítico-gratitosa, com até 0,6 mm de espessura, que se alternam com leitos estéreis para pirita, através de contato nbrmalmente nítido (Fotomicrografia 15).

Essa pirita finíssima, da ordem de 0,01 mm ou mesmo inferior, se apresenta na forma de grânulos xenomórfi-

cos ou micro-idioblastos. A pirita acompanha fielmente os leitos aos quais está restrita, mesmo nas zonas microdobradas que são bastante comuns. Este fato é ressaltado pelos grãos relativamente alongados que permanecem paralelos, aos contatos entre os leitos ricos e estéreis em pirita, não só nos flancos, como também nas zonas axiais dos micro-dobras.

Localmente, os grãos alongados de pirita não apresentam alinhamento preferencial, distribuindo-se caoticamente na rocha. Tal comportamento, talvez reflita intenso dobramento acompanhado de amarrotamento de camadas.

Pode-se notar que ao longo dos horizontes piríticos, a pirita assume granulação maior nos núcleos de dobras ou onde o micro-dobrimento foi mais intenso. Tais zonas de alívio de pressão, evidentemente, propiciaram melhores condições para recristalização do sulfeto.

Esfalerita é sempre xenomórfica. Ocorre isolada na ganga, ou como inclusão na pirita ou ainda incluindo micro-cristais idiomórficos de pirita.

Calcopirita, igualmente à esfalerita, é xenomórfica, ocorrendo isolada na ganga ou preenchendo parcialmente os contatos entre pirita xenomórfica e pirita idiomórfica. Apresenta inclusões de demistura de esfalerita. Calcopirita juntamente com esfalerita acompanham localmente pirita ao longo dos horizontes sericítico-grafitosos.

Pirrotita é normalmente xenomórfica em agregados alongados paralelamente à foliação, mas, às vezes, ocorre na ganga como pequenas ripas "corroídas". Apresenta inclusões de ganga, arsenopirita e esfalerita. É intimamente associada à cubanita e magnetita. Nesta ocorre como núcleos, provavelmente residuais de sua transformação para aquele óxido.

Além de pirita, arsenopirita é o segundo mineral opaco a exibir hábito idiomorfo nos filitos grafitosos. Romboedros perfeitos, com granulação desde 0,01 a 0,8 mm, podem apresentar inclusões de ilmenita.

Hematita é rara. Ocorre principalmente ao

longo dos horizontes micáceos, com granulação média ao redor de 0,02 mm.

Ilmenita em algumas seções chega a ser um ôxido bastante comum em relação aos outros minerais opacos. Dispersa na ganga, mostra caracteristicamente textura mirmequítica em contato com os minerais de rocha ou com pirrotita, que parece substituir ilmenita. Lamelas de geminação são perfeitamente visíveis.

Xisto metassedimentar com horizontes grafitosos

Macroscopicamente é uma rocha de foliação extremamente desenvolvida, apresentando certo bandeamento fino evidenciado pelos horizontes mais escuros, ricos em grafita. As bandas claras normalmente de composição sericítica, com quartzo, carbonato e clorita, alternam-se com as escuras, o que confere uma cor cinza à rocha. Essas bandas, com espessura média de 1,0 mm, são visivelmente crenuladas e microdobradas.

Dominantemente são constituídos por quartzo, carbonato e sericita. Em proporções variáveis estão presentes: grafita, leucoxênio, rutilo, ôxidos hidratados de ferro, minerais opacos e clorita.

A predominância mineralógica na matriz é dada pelo quartzo, sericita e carbonato com grãos normalmente alongados e orientados paralelamente à foliação, com granulação principal não superior a 0,1 mm. Grafita, grãos de leucoxênio, pirita e minúsculos prismas de rutilo completam a matriz da rocha. Grafita, encontra-se disseminada entre os grãos da matriz ou como inclusões em carbonato, quartzo e sericita. Usualmente se apresenta em forma de minúsculos pontos da ordem de 0,005 mm, ou formando manchas escuras maiores ao longo dos leitos sericíticos. Pirita idiomórfica pode englobar quartzo, carbonato ou mesmo clorita.

A foliação é definida por finas lâminas de sericita e material escuro, identificado como grafita. Estes horizontes sinuosos, contínuos ao longo da rocha e localmente anastomosados, talvez sejam responsáveis pela alta plasti

cidade dessas rochas, justificando o alto grau de deformação nelas presente.

Ao longo desses níveis se desenvolvem horizontes de cisalhamento, que se amoldam ao redor de grãos de quartzo e carbonato, adelgaçando-se ou espessando-se. Normalmente são rompidos por cristais maiores de carbonato, evidentemente recristalizados, e exibindo grandes lamelas de geminação polissintética. Cristais de carbonato, ainda assumem formas lenticulares ou ovaladas, quando entre horizontes serícito-grafitosos, evidenciando esforço cisalhante.

Caracterizando zonas de alívio de pressão, há inúmeros núcleos ovalados, com até 4,0 mm ao longo do eixo maior, preenchidos por quartzo, carbonato e normalmente pirita. Estas estruturas, semelhantes àquela mostrada na Fotomicrografia 7 do filito grafitoso, formam unidades às vezes contíguas, separadas por horizontes cisalhados arqueados e localmente seccionados. Carbonato e pirita são idiomórficos, em grãos até 1,0 mm para o primeiro e até 3,0 mm para o segundo. Quartzo é xenomórfico com granulação inferior ao carbonato, normalmente em textura de mosaico, porém pode desenvolver em grãos alongados sub-paralelamente à foliação ou perpendicularmente às faces euédrais de pirita. Os carbonatos, quando próximos aos grãos de pirita, estão tingidos por manchas irregulares escuras, provavelmente óxidos hidratados de ferro.

Além de pirita, ocorrem ainda como minerais opacos esfalerita e calcopirita. Pode-se notar que esfalerita, em grânulos finamente dispersos ou alinhados, está restrita preferencialmente ou exclusivamente aos leitos ricos em grafita, juntamente com os dois outros sulfetos.

Pirita tem distribuição homogênea na rocha, porém pode ser observada uma repartição seletiva quanto à granulação. Ou seja, nos horizontes claros, sericíticos, pirita possui diâmetro médio superior (0,2 mm) àquele encontrado nos horizontes grafitosos (inferior a 0,1 mm).

FORMAÇÃO FERRÍFERA

Os resultados do mapeamento subterrâneo e das interpolações, apoiadas nas descrições de testemunhos de sondagem, mostraram a existência de várias lentes ou camadas de formação ferrífera, intercaladas na sequência metassedimentar e, às vezes, em contato com os xistos metavulcânicos. O mapa geológico simplificado do nível de entrada mostra as principais camadas e lentes dentro da mina.

Inúmeras lentes, raramente atingindo 1 metro de espessura, estão interestratificadas com os xistos e filitos metassedimentares, principalmente junto àqueles em que a contribuição grafitosa está presente. A maioria tem dimensões não mapeáveis dentro da escala utilizada para os trabalhos de campo.

Na mina, a associação formação ferrífera e rochas grafitosas parece ser uma constante, pois a frequência de tais lentes aumenta onde a sequência metassedimentar-gra-fitosa se espessa e a possibilidade de detalhamento é favorecida por uma densidade maior de sondagens. Servem como exemplos desta associação, as áreas dentro das Folhas II e III, onde algumas lentes maiores estão diferenciadas.

Ficou claramente definida uma camada principal, mais extensa de formação ferrífera, que pôde ser seguida e inferida ao longo de 2,5 quilômetros dentro da área da mina, mas que certamente se estende além dos limites mapeados. O dique de rocha metabásica e falhas constituem provavelmente os únicos acidentes de interrupção de sua continuidade.

Na porção este da mina tem direção principal E-W, localmente modificada por dobramentos, assumindo, após a porção central, direção geral nordeste, com espessura média de 10 metros. Variações locais na espessura, de 4 a 20 metros, podem ser atribuídas a complicações estruturais ou refletir feições primárias de natureza deposicional.

Apresenta contato nítido com o xisto encaixan

te, às vezes, de natureza cisalhada. Aí, o xisto pode estar intensamente laminado, a formação ferrífera brechada e, é co mum a presença de veios de quartzo e estruturas de preenchimento com quartzo e carbonato bem formados. Com os filitos grafitosos, os contatos são nítidos, cisalhados, porém, lo calmente gradativos, evidenciado pelo empobrecimento gradual dos bancos de formação ferrífera até desaparecerem completamente, dando lugar apenas ao material xistoso. Essas inter calações entre a formação ferrífera principal e filito gra fitoso podem se estender por mais de 100 metros ao longo do acamamento, com espessura horizontal média ao redor de 4 me tros.

Apesar de constituir um tipo de rocha compe tente deve ter tido um comportamento relativamente plástico, durante os períodos de deformação tectônica, em vista do in tenso e complicado dobramento nelas impresso.

Finas camadas milimétricas a centimétricas quartzosas ou carbonáticas conferem à rocha uma estrutura ban deada. Tal conjunto de camadas imprime uma cõr geral clara à formação ferrífera. Pode constituir a espessura total da rocha ou estar intercalado com sequências mais escuras onde magnetita ou filito grafitoso estão presentes, também em fi nas camadas. Ao longo dos testemunhos de sondagem pode-se contar até 10 conjuntos claros e escuros ritmicamente alter nados. Comumente zonas brechadas dentro da camada podem su ceder a serem precedidas por zonas bandeadas, não exibindo nenhuma deformação.

Associação quartzo-magnetita foi observada na área do Gaia, onde a formação ferrífera é cortada pelo túnel principal de entrada. Trata-se de uma zona dobrada com pla nos de fraturamento bastante próximos entre si, conferindo aos bancos de formação ferrífera um aspecto fibroso.

Quatro corpos de minério estão alojados nesta única camada, consistindo essencialmente de zonas enriqueci das em sulfetos e ouro.

Na porção noroeste da mina e, separada da for mação ferrífera principal em intervalo estratigráfico de

aproximadamente 200 metros, ocorre uma sequência de segmentos alinhados de formação ferrífera, que constituem as diferentes zonas do corpo de minério Gabiroba. Estão encaixadas em xistos metassedimentares, os quais por sua vez estão contidos numa sequência vulcânica relativamente espessa.

A espessura destes segmentos de formação ferrífera é bastante variável. A média está ao redor de 1 metro. Dobramento associado a pequenos deslocamentos confere localmente maior espessura a estas rochas. Não foram observadas rochas grafitosas com espessura apreciável, associadas a estas formações ferríferas que estão em contato direto com a sequência de xistos metassedimentares. Irregularmente, ao longo do contato com a formação ferrífera, os xistos são bastante laminados e ricos em clorita. Às vezes são acinzentados com horizontes restritos e finos de sericita cromífera. O contato normalmente é nítido e, às vezes, gradativo ou visivelmente cisalhante.

Até a primeira metade da zona A, a formação ferrífera comum está associada a uma rocha xistosa de côr verde dada a abundância de clorita e rica em carbonato. Localmente tem estrutura bandeada, com pirrotita macroscopicamente visível. A natureza gradativa e interdigitada das relações entre essas duas rochas, associada às complicações estruturais dificultavam sensivelmente a diferenciação das lentes de formação ferrífera para a elaboração do mapa geológico. A descrição dos testemunhos de sondagens evidenciou a ocorrência dessa rocha em outras áreas dentro da sequência sedimentar da Gabiroba. É uma rocha restrita a esta área e provavelmente representa uma variação faciológica próxima da formação ferrífera comum, que durante sua deposição foi contaminada por pequeno aporte de clásticos finos, que lhe conferiram um aspecto xistoso, mascarando, embora não totalmente, a estrutura bandeada da formação ferrífera. Às vezes, ela constitui a rocha sulfetada associada à formação ferrífera isenta de sulfeto.

Também como reflexo de variação faciológica imediatamente associada à formação ferrífera, pode-se in

cluir um xisto cinza, bandeado por horizontes milimétricos de quartzo paralelos à foliação, para o qual aquela rocha passa gradativamente ou se interdigita.

Estas rochas já haviam sido reconhecidas como formação ferrífera sedimentar por Matheson (in Gair, 1962), de acordo com a definição apresentada por James (1954).

Em relação ao mineral de ferro original dominante, James (1954) distingue quatro principais fácies de formação ferrífera: fácies sulfeto (pirita), fácies carbonato (o carbonato é uma mistura molecular de carbonatos de Fe, Mg, Mn e Ca), fácies óxido (hematita, magnetita) e fácies silicato (grenalita, clorita, etc.).

Tais rochas são consideradas como sedimentos químicos depositados em bacias marinhas restritas ou fechadas, propiciando um ambiente deposicional em condições físico-químicas flutuantes e anormais. Estas condições permitiriam que os minerais de ferro, depositados como precipitados químicos ou produtos da diagênese, permanecessem em equilíbrio com o meio de deposição.

As formações ferríferas descritas para a área da mina pertencem ao fácies carbonato, por ser esta a forma em que mais comumente o ferro se apresenta. Com exceção das ocorrências locais, onde é exclusivamente formada por quartzo e carbonato, trata-se de um fácies carbonato impuro, onde magnetita pode estar presente em pequenas quantidades. Mais comumente contém finos leitos de filito grafitoso inter-estratificado com as bandas quartzo-carbonáticas. Localmente carbonato está ausente e o ferro é representado por magnetita, que confere um caráter de fácies óxido a estas rochas.

Provavelmente as camadas de filito grafitoso, com abundante pirita, representam o fácies sulfeto, desde que apresentem relações faciológicas gradativas e inter-estratificadas com o termo mais típico da formação ferrífera.

Pode ser observado que são rochas finamente bandeadas com uma mineralogia principal bastante simples, constituída por quartzo e carbonato. Subordinadamente, mas de

ocorrência ampla estão presentes: clorita, óxidos hidratados de ferro, grafita, sericita e sulfetos. De ocorrência restrita, como já observado, estão a magnetita e hematita. Quanto à composição do carbonato, o siderítico (siderita participando de 65 a 95% da molécula do carbonato) é o termo dominante, enquanto que anquerita e ferrodolomita são as variedades menos comuns (Gair, 1962).

De acordo com a natureza e proporção relativa dos minerais presentes nas bandas, cinco variedades de formação ferrífera puderam ser distinguidas conforme as seguintes associações: quartzo-magnetita, quartzo-carbonato-magnetita, quartzo-carbonato-carbonato fino com grafita, quartzo-carbonato-clorita e quartzo-carbonato-clorita-grafita.

As associações quartzo-carbonato-magnetita e quartzo-carbonato-carbonato fino com grafita constituem os representantes mais comuns da formação ferrífera na mina. Podem constituir lentes isoladas ou pertencer a uma mesma camada. Nesse caso, alternam-se gradativamente, ou estão interestratificadas ao longo da direção da camada.

As três associações restantes apresentam distribuição restrita e constituem normalmente variações gradativas locais dentro das variedades mais comuns, porém, às vezes, respondem pela totalidade da camada e podem se estender por dezenas de metros.

ASSOCIAÇÃO QUARTZO-MAGNETITA

A distribuição quase que homogênea de quartzo e magnetita na rocha não define nitidamente o bandeamento típico da formação ferrífera, pelo menos na escala microscópica (Fotomicrografia 16). Tal feição pode ser observada localmente pela presença de horizontes mais ricos em óxido de ferro. Nestes, o opaco contribui com até 35 a 45% da rocha, exibindo granulação maior de até 0,2 mm e, comumente forma agregados xenomorfos. Clorita de cor verde escura, fortemente pleocrônica é um mineral comum nesses horizontes, mas no geral não atinge 1% da rocha.

Nos horizontes mais quartzosos, o óxido tem

granulação média inferior a 0,1 mm e seus cristais tendem a exibir com maior frequência contornos euhedrais. Nesse caso, participa com 20 a 25% em relação ao quartzo.

Magnetita é o óxido de ferro dominante. Hematita e raramente pirrotita são os demais minerais opacos presentes. Alguns grãos de ouro puderam ser observados em uma amostra desta variedade de formação ferrífera. Ocorre na massa quartzosa, às vezes, em contato com magnetita.

A maioria dos grãos de magnetita está parcialmente alterada para hematita. A alteração segue um esquema geométrico, provavelmente controlada por planos cristalográficos da magnetita, resultando num arranjo de malhas triangulares interpenetradas, para as lamelas de hematita sobre a magnetita (Fotomicrografia 17). As lamelas de hematita produzidas por este processo, martitização, são mais espessas quando se cruzam e algumas têm formas lenticulares ou em língua. Hematita talvez tenha se originado exclusivamente através da oxidação da magnetita.

Os óxidos hidratados de ferro, com cor avermelhada em seção delgada, são mais abundantes nos leitos magnéticos. Formam massas irregulares ao redor dos opacos, às vezes, englobando-os totalmente, dentro da matriz quartzosa, equigranular, recristalizada. Dada a completa ausência de carbonato na rocha, os óxidos avermelhados de ferro, ou se originaram pela hidratação da magnetita, ou representam produtos de transformação de prévios carbonatos ankeríticos ou sideríticos presentes na rocha.

ASSOCIAÇÃO QUARTZO-CARBONATO-MAGNETITA

Leitos com espessura entre 0,5 a 10 mm, apresentando cores alaranjada e preto ou cinza escuro, são responsáveis pela estrutura bandeada da rocha. Localmente ocorrem horizontes mais esbranquiçados, de composição essencialmente quartzosa, com carbonato subordinado e ausência de opacos.

Tais estratos estão ondulados ou mesmo dobrados nas escalas macro e microscópica. Podem estar rompidos ao longo de sua direção, restando estruturas ovaladas, assen

tadas ao longo dos estratos e como o eixo maior paralelo à li
neação.

Os estratos alaranjados são ricamente carbonáticos (acima de 50%) e estes minerais estão incipientemente oxidados, tomando a cor alaranjada. Os leitos mais escuros representam a associação quartzo-magnetita. Nestes a magnetita participa com 20 a 25% e os carbonatos não chegam a 5%. Quartzo é o mineral dominante, em típica textura em mosaico. Em média, a granulação de quartzo, carbonato e magnetita é inferior a 0,1 mm.

A magnetita se concentra preferencialmente nos leitos carbonáticos, às vezes formando horizontes definidos (Fotomicrografia 18), ou , ao longo do contato, nitidamente gradativo, com os horizontes quartzosos, onde quartzo e carbonato contribuem com proporções aproximadamente iguais. A tendência ao idiomorfismo da magnetita é maior junto ao quartzo, onde pode ter granulação de até 0,2 mm, do que nos horizontes onde ela é mais comum.

Clorita extremamente verde e raro óxido hidratado de ferro estão presentes nesta rocha. Pirita e pirrotita são sulfetos raros na rocha. Pirrotita pode estar intercrescida e, às vezes, lamelaramente com magnetita ou, então, constituindo inclusões neste óxido.

ASSOCIAÇÃO QUARTZO-CARBONATO-CARBONATO FINO COM GRAFITA

Semelhantemente às duas anteriores, esta variedade é caracteristicamente bandeada, porém com coloração geral mais escura.

As bandas claras são de natureza quartzo-carbonática, com granulação principal ao redor de 0,05 mm. Nestas o carbonato pode atingir até 40% do volume e minerais opacos são quase que completamente ausentes.

As bandas escuras são as que caracterizam esta variedade de formação ferrífera. São horizontes de granulação finíssima sempre inferior a 0,01 mm, nebulosos e de difícil distinção entre os grãos. Compõem-se predominantemente de carbonatos em grãos alongados e material escuro, propo

vavelmente grafitoso. Este está como que pulverizado na massa carbonática, ou o que é mais comum, formando finos leitos (até 0,01 mm), alinhados e paralelos, responsáveis pela foliação e pelo aspecto geral escuro da rocha. Provavelmente sericita esteja presente nesses horizontes, onde finos planos de cisalhamento podem ser seguidos.

Estes horizontes escuros talvez representem uma contribuição terrígena de natureza argilosa, com matéria orgânica, paralela à precipitação dos carbonatos. Como faixas isoladas assemelham-se aos xistos metassedimentares ricos em carbonatos. Passam de maneira abrupta para horizontes claros quartzo-carbonáticos, através do desaparecimento dos finos horizontes escuros e do aumento da granulação do carbonato (Fotomicrografia 19). Usualmente, entre esses dois horizontes principais da rocha e em contato gradativo com ambos, ocorre uma terceira faixa, essencialmente carbonática.

Interessante é notar que os minerais opacos, bastante raros, representados por magnetita, pirrotita e pirita, dispõem-se principalmente nos leitos carbonáticos escuros de granulação fina e estrutura xistosa ou, menos comunente, no contato destes com os leitos quartzo-carbonáticos. Tal repartição de opacos pode ser encontrada entre os sulfetos nas zonas mineralizadas da formação ferrífera, que constituem os corpos de minério.

Micro-falhas são comuns cortando em grandes ângulos estes horizontes. Ao longo delas, quartzo e principalmente carbonato recristalizaram-se em fibras mais longas que na matriz, em direções paralelas ao acamamento. Rompimento e movimentação desses horizontes conduziram ao desenvolvimento de estruturas em forma de "boudinage", alongadas paralelamente à lineação e delimitadas por horizontes cisalhados.

ASSOCIAÇÃO QUARTZO-CARBONATO-CLORITA

Constitui um tipo de ocorrência restrita na mina e se apresenta também bandeada. As bandas claras, com espessura até 10 mm, são quartzo-carbonáticas. Estas se al

ternam com outras mais espessas (até 30 mm), porém finamente laminadas, constituídas essencialmente por carbonatos e contendo clorita de cõr verde intensa. Esta forma horizontes contínuos, relativamente largos com até 2 mm ou, lentes com contornos irregulares.

As bandas mais espessas dão uma coloração caracteristicamente verde a esta variedade de formação ferrifera, principalmente quando umedecida. É uma rocha que facilmente chama a atenção na zona A do corpo Gabiroba e em parte do corpo Mata Virgem.

As cloritas contêm, profusamente dispersos, minerais opacos de granulação fina que na massa carbonática são raros ou inexistentes.

Minerais placóides, não identificados estão associados às bandas carbonático-cloríticas. Desenvolvem-se também junto à pirrotita e cubanita, em forma de ripas entre cruzadas ou radiais seccionando aquelas sulfetos e a matriz adjacente.

ASSOCIAÇÃO QUARTZO-CARBONATO-CLORITA-GRAFITA

Esta variedade corresponde à formação ferrifera escura, diferenciada durante o mapeamento. Apresenta contato estratigráfico nítido com as variedades mais comuns da formação ferrífera. Mineralogicamente predomina carbonato e quartzo e em quantidades bem menores clorita, grafita, ôxidos hidratados de ferro e opacos. O bandeamento é ausente e a granulação principal não é superior a 0,03 mm.

A textura é completamente cisalhada, evidenciada pelos horizontes finos e sinuosos de grafita. Estes delimitam nódulos ou lentes que se espessam e adelgaçam ou se rompem ao longo da foliação (Fotomicrografia 20). Alguns deles são constituídos por quartzo, carbonato, placas de clorita e opacos com granulação pouco superior à da matriz e grafita, como um fino pó entre ou sobre os minerais. Clorita, às vezes, forra marginalmente alguns desses nódulos. Ela e grafita também ocorrem como inclusões em quartzo.

Dos minerais opacos presentes foram distingui

dos: pirita, calcopirita, cubanita, ilmenita, arsenopirita, esfalerita e pirrotita, como minerais subordinados.

Pirita, o mineral opaco mais comum, é xenomorfa e alongada paralelamente aos horizontes cisalhados, sugerindo recristalização concomitante aos esforços. Localmente está intercrescida com minerais ripiformes, não identificados. Calcopirita e esfalerita constituem inclusões comuns na pirita. Ilmenita é xenomorfa, às vezes, lamelar, placóide e sempre com textura mirmequítica em relação aos minerais da rocha. Pirrotita e arsenopirita são raras. Aquela sempre como inclusão na calcopirita.

BANCOS QUARTZO-CARBONÁTICOS

Estas rochas constituem lentes ou camadas relativamente contínuas, de espessura centimétrica a decimétrica, intimamente associadas aos filitos grafitosos. Podem ocorrer com uma única camada ou formando grupos de várias camadas. Localmente apresentam dobramento intenso.

São formadas por quartzo e carbonato e apresentam uma grande variedade de minerais opacos. Normalmente os dois minerais transparentes estão intercrescidos em textura em mosaico e, às vezes, conferem à rocha um certo bandejamento.

Os minerais opacos são: pirita, esfalerita, calcopirita, cubanita, pirrotita e arsenopirita, que podem formar camadas compactas de alguns centímetros de espessura.

Pirita é o sulfeto mais abundante. Morfologicamente varia de xenomorfo a idiomorfo, mostrando, comumente, zoneamento e caráter anisótropo. Texturas em atol (Fotomicrografia 21) e fibro-radiadas controlam o preenchimento por esfalerita. Este sulfeto constitui inclusões e preenche as fraturas de pirita brechada.

Esfalerita se concentra em zonas mais ricas e visíveis macroscopicamente. É xenomorfa, com inclusões de pirita, calcopirita e muito comumente de cubanita. Normalmente envolve cristais ou agregados de pirita. No filito grafitoso, exatamente adjacente ao banco quartzo-carbonático,

grânulos de esfalerita formam finos horizontes micro-dobrados.

ROCHA QUARTZO-CARBONÁTICA

Foi detectada somente na Folha III através de sondagens e, localiza-se próximo ao corpo de minério Mata Virgem. Apresenta-se provavelmente em duas camadas lenticulares, intimamente associadas à formação ferrífera principal e parece constituir uma variação faciológica, não bandeada, desta rocha.

Tem estrutura compacta com cor cinza-verde clara. Localmente apresenta-se brechada e silicificada. A formação ferrífera associada apresenta um grau mais intenso de deformação.

Consiste de uma matriz com granulação principal inferior a 0,05 mm de grãos de quartzo e carbonato, comumente com textura em mosaico (Fotomicrografia 22). Quartzo pode se apresentar em grãos alongados ou em concentrações maiores dentro da matriz. Localmente estes dois minerais podem assumir granulação maior de até 1 mm. Grãos maiores de carbonato ocorrem isoladamente ou em grupos dentro da massa de carbonato mais fino. Romboedros de carbonato são bastante comuns.

Clorita ocorre em forma de massas irregulares ou placas amplas, até 0,5 mm de diâmetro. É de côr verde intensa e pleocrônica, mostrando cores de interferência azuis, sugerindo penina.

Óxidos hidratados de ferro, com cor alaranjada em lâmina delgada, são nitidamente resultado da oxidação de sulfetos.

Vênulas ou lentes de cor mais clara que a rocha, de composição quartzosa ou quartzo-carbonática, cortam-na em diferentes direções.

Pirrotita é o mineral opaco mais comum nesta rocha. Esta dispersa como inúmeros grãos xenomorfos, com dimensão dominante de 0,02 mm. Inclusões e intercrescimen-

to com ganga conferem à pirrotita uma textura corroída.

Pirita é rara. Apresenta-se com hábito idiomórfico, chegando a ter cristais com 2 mm de aresta. Normalmente estão associadas às massas carbonáticas ou às vênulas quartzo-carbonáticas recristalizadas. Cubanita associada à pirrotita e esfalerita associada à cubanita, ambas xenomorfas, constituem também minerais opacos menores.

É uma rocha essencialmente semelhante à "lapa-seca", hospedeira dos sulfetos e ouro da mina Morro Velho.

ROCHA METABÁSICA

Um dique de rocha metabásica, provavelmente equivalente metamórfica de diabásio, corta em discordância a foliação dos metassedimentos na porção este do nível principal de entrada. Tem direção geral N25° E e o mergulho da foliação incipiente está ao redor de 60° SE. A espessura é de aproximadamente 25 metros.

Possui contato cisalhado com o xisto encaixante, evidenciado pela forte laminação em seus bordos. Este fato, aliado à cor verde semelhante à do xisto, às vezes, oblitera a posição exata do contato, sugerindo localmente passagem gradativa entre as duas rochas. Porém, internamente, a rocha torna-se mais maciça e a cor é verde escura. No contato e dentro do corpo básico, em níveis cisalhados, ocorrem veios, com até 40 cm de espessura, preenchidos por calcita idiomórfica junto com quartzo.

Um segundo dique, de espessura ao redor de 2 metros e direção nordeste, foi detectado por sondagens, na porção noroeste da mina. Está encaixado em rochas vulcânicas.

Apresenta como minerais principais plagioclásio, anfibólio, biotita, clorita e epídoto. Em quantidades variáveis estão presentes sericita, leucoxênio, carbonato, apatita, quartzo e opacos.

A granulação principal da rocha está ao redor de 0,3 mm se bem que localmente possa ser bem menor, re

presentada por uma matriz de natureza epídoto-clorítica. Plagioclásio e núcleos residuais de biotita podem atingir até 1,0 mm.

Cisalhamento e alteração metamórfica mascaram as feições originais e no geral a rocha apresenta uma estrutura xistosa (Fotomicrografia 23). Textura ofítica é sugerida localmente pela disposição dos grãos de plagioclásio e anfibólio.

A biotita é marrom clara e está normalmente alterada ao longo dos planos de clivagem em clorita verde clara, pleocróica, com inclusões aciculares. Tais acículas, provavelmente de rutilo, dispõem-se ordenadamente em grupos reticulados, caracterizando a sagenita. Intermediariamente entre biotita e clorita, aquela sofre alteração da cor, que passa de marrom claro a amarelo-esverdeado, conservando a alta birrefringência.

Esses dois minerais de alteração podem ocorrer num só cristal remanescente de biotita, como lamelas paralelas ou fibro-radiadas, perfeitamente distintas. Às vezes, biotita e seus produtos de transformação dispõem-se discordantemente das lamelas de geminação do plagioclásio, no qual estão parcial ou totalmente inclusos.

Biotita também apresenta, nas bordas ou internamente, agregados de leucoxênio e epídoto.

O anfibólio é praticamente incolor, mostrando, em seções basais, pleocroísmo de incolor a ligeiramente esverdeado. Talvez pertença ao grupo da tremolita. Ao longo de suas clivagens transforma-se em biotita e clorita.

O plagioclásio está intensamente epidotizado e sericitizado, porém, conservando o hábito ripiforme e as lamelas de geminação polissintética. Apresenta composição de albita-oligoclásio, que são os termos estáveis nesse fácies de metamorfismo.

Epídoto se apresenta com duas variedades, ambas com alto relevo. Uma, de zoisita, em pequenas placas alongadas com côr de interferência amarelo-limão, outra habi

tualmente formando agregados com cores de interferência azul escuro, sugerindo clinozoisita. Esta é a variedade mais co mum.

Clorita, outro mineral bastante comum, também está normalmente em agregados e associada com epídoto. Tem côr verde clara, baixo relevo, pleocrônica e exibe cores anô malas de interferência fortemente azuis, caracterizando pro vavelmente penina.

Na ordem de abundância, os opacos presentes são: ilmenita, pirrotita, pirita, calcopirita, magnetita e esfalerita.

Ilmenita, com granulação de até 1,0 mm, cons titui núcleos residuais, fraturados, bordejados por largas faixas de alteração em leucoxênio. Localmente apresenta con tornos romboédricos. Ocorre dispersa na rocha ou formando faixas paralelas ao longo das clivagens de biotita alterada (Fotomicrografia 24).

Lamelas paralelas e alternadas, constituídas de magnetita e leucoxênio, sugerem uma associação anterior de intercrescimento ou de exsolução entre magnetita e ilmeni ta.

Os sulfetos sempre xenomorfos aparecem isola dos ou associados entre si, principalmente pirrotita com cal copirita, mostrando, às vezes, relações de inclusões, além de pirita com esfalerita.

ESTRUTURA

DOBRAS

Dobras isoclinais e assimétricas, normalmente fechadas, de ordem decamétrica a sub-milimétrica, são fei ções estruturais bastante comuns na mina Faria. A direção preferencial dos planos axiais varia de norte a nordeste, mer gulhando de este a sudeste, com caimento do eixo de dobra no mesmo sentido do plano axial. Este é normalmente sub-parale lo à direção da foliação e as dobras localmente se apresen tam como se estivessem deitadas sobre a superfície da folia-

ção.

A Figura 5 permite verificar a forma das dobras e a posição da zona falhada na área do Gaia, através de uma seção inclinada de direção N-S, perpendicular à atitude média do eixo de caimento da estrutura dobrada, tomada como sendo E-W 35° E.

A formação ferrífera e o filito grafitoso enriquecido em bancos de quartzo e/ou carbonato são as rochas que melhor mostram as dobras de maior e média amplitude. Dobramento milimétrico a sub-milimétrico é melhor evidenciado em rochas grafitosas e xistos onde predominam minerais micáceos. Os eixos desse microdobramento, paralelos aos das dobras maiores, são os responsáveis pela intensa lineação das rochas da mina. Na formação ferrífera, lineação também é resultante da interseção de acamamento com clivagem de plano axial, bem desenvolvida em seus horizontes micáceos. Esta estrutura linear tem direção preferencial E-W com caimento para este. Direções W-NW com caimento para E-SE são também bastante comuns, para a lineação. O ângulo de caimento é localmente variável, estando a maioria dos valores entre 30° a 35° .

Ondulações de grande amplitude estão presentes na maioria das rochas. Essas prováveis dobras de grande ângulo são mais comuns na formação ferrífera, quando esta se apresenta em forma de bancos compactos de espessura decimétrica e com intercalações de horizontes centimétricos de filito grafitoso.

Em zonas de forte dobramento, as camadas de formação ferrífera estão como que enroladas, resultando estruturas lenticulares, alongadas paralelamente à lineação, de seção circular ou elíptica. Nessas estruturas em forma de "charuto" ou "fuso", a formação ferrífera adquire um aspecto fibroso salientado pela interseção do acamamento com planos de clivagem de fratura bastante próximos entre si, dispostos radialmente em relação à curvatura do acamamento. Superfícies em forma de "S", bem visíveis em seções perpendiculares à lineação, foram desenvolvidas não só nas formações

SECÇÃO INCLINADA - ÁREA DO GAIA

Fig.5

ferríferas como nos filitos grafitosos, evidenciando esforços de torsão durante o dobramento. Essas estruturas são de ocorrência local ao longo de uma camada não perturbada, porém, às vezes, podem ser seguidas por algumas dezenas de metros. Localmente, o cisalhamento e o dobramento não permitem correlação de acamamento entre essas dobras e entre elas e a camada adjacente não perturbada. Ruptura do acamamento, resultando estruturas tipo "boudinage" são bastante comuns dentro de uma mesma banda da formação ferrífera. Nos filitos grafitosos, sulfetos são segregados em corpos ovalados, mais ou menos achatados, alinhados entre a foliação curva ou em forma de "S".

Duas direções de fraturamento comumente estão associadas a estas dobras de formação ferrífera, de tal maneira que a lineação, paralela ao eixo maior da estrutura, representa a bissetriz do ângulo entre as direções nordeste e noroeste das fraturas, normalmente de grande ângulo de mergulho.

Cisalhamento segundo superfícies curvas, algumas apertadas, intensamente lineadas, desenvolveu-se localmente em xistos metavulcânicos. Provavelmente correspondem ao mesmo estilo de deformação em forma de "charuto", comum na formação ferrífera. Tais estruturas estão em nítida discordância com a direção geral da foliação a qual junto à superfície dobrada, amolda-se a ela, permitindo o estabelecimento do movimento relativo.

Os tipos de dobras e as deformações alongadas e fusiformes, observadas na mina Faria, correspondem a estruturas bastante semelhantes descritas por Tolbert (1964) na mina Raposos.

Na área da Gabiroba, a formação ferrífera se apresenta em segmentos que se dispõem segundo dois horizontes aparentemente distintos, com direções este-nordeste para um e norte-nordeste para o outro, ambos mergulhando de sul a sudeste. Sugestivamente, parecem representar um único horizonte original, posteriormente dobrado segundo a direção nordeste. Os esforços que agiram durante o dobramen-

to cisalharam e romperam o horizonte único em unidades completamente separadas ou ligadas por zonas adelgaçadas.

Esta dobra sugere representar em seção horizontal, uma estrutura maior, em sinclinal, com direção, caimento e abertura para nordeste (Figura 6). Seus flancos foram deformados em dobras menores, ou em estruturas tipo "charuto" dentro da escala de afloramento, evidenciadas nos segmentos da formação ferrífera. Tais dobras possuem plano axial com direção nordeste e mergulho para sudeste. O caimento é para este, porém, o ângulo de caimento da lineação é menos acentuado ao longo de um dos flancos, ou seja, o de direção norte, principalmente na zona "C".

Interessante é notar a maior deformação das zonas "C" e "A" em relação às outras. Na zona "C", o xisto que constitui o piso da formação ferrífera está completamente cisalhado. A foliação é ondulada, crenulada e, às vezes, forma pequenas dobras assimétricas ou se deforma assumindo estruturas em "S". A natureza bastante quartzosa do xisto, em forma de finos horizontes paralelos à foliação, assegura-lhe uma certa consistência e ressalta suas deformações. Veios de quartzo leitoso, com espessura decimétrica, são comuns no xisto próximo ao contato com a formação ferrífera. Tais veios podem englobar blocos de xisto, normalmente dobrados, ou constituir estruturas de preenchimento com cristais centimétricos de quartzo. Carbonato normalmente está presente e pequenas quantidades de pirrotita e galena foram observadas.

A possibilidade de correlação entre a formação ferrífera da área Gabiroba com a formação ferrífera principal, portadora dos outros corpos de minério, é sugerida pela repetição das unidades litológicas e pela complexidade de estrutura da área imposta, notadamente, por dobramentos.

Uma estrutura dobrada, segundo a direção nordeste, em sinclinal seguido de um anticlinal, ambos assimétricos e invertidos, poderia ser o elemento de união entre as duas camadas de metassedimentos químicos.

BLOCO - DIAGRAMA ESQUEMÁTICO DA ÁREA GABIROBA

Fig.6

Seguindo a seção AB, anexa ao mapa geológico simplificado do nível de entrada, de noroeste a sudeste, o provável sinclinal da área da Gabiroba seria seguido por um anticlinal, tendo como núcleo a sequência vulcânica, o qual estaria em continuidade com um sinclinal, cujo núcleo seria ocupado pela sequência metassedimentar-grafitosa. A camada de formação ferrífera, encaixada na sequência metassedimentar-grafitosa, intermediária entre a principal e a da Gabiroba, estaria no nível de entrada ao longo do flanco comum entre as duas dobras propostas.

Dada a ausência de elementos estruturais minuciosos e de um mapeamento mais detalhado da área, aliada à impossibilidade de obtenção de informações litológicas diretas, principalmente da porção central e nordeste da sequência sedimentar da Gabiroba, não pudemos encontrar evidências ou melhores indicações para confirmar ou abandonar esta sugestão.

FALHAS

Falhas maiores não são estruturas comuns na mina. Algumas zonas brechadas envolvendo formação ferrífera provavelmente constituam falhas, cuja natureza e mesmo atitude dificilmente podem ser definidas.

Três zonas cisalhadas de direção nordeste e provavelmente mergulhando sudeste, uma localizada no Gaia, outra próxima ao dique de rocha básica e a terceira na zona "B" da Gabiroba, talvez constituam as únicas estruturas maiores de deslocamento observadas no nível de entrada.

É comum ao longo do contato, formação ferrífera e xisto encaixante estarem brechados e cimentados por quartzo. Tais feições são bastante comuns nas zonas "A" e "C" da Gabiroba ou em vários locais, envolvendo formação ferrífera dobrada em "charuto".

Um sistema de cisalhamento, de direção predominantemente nordeste e mergulho para sudeste, é acentuadamente desenvolvido nos xistos, cuja expressão são as zonas de laminação intensa, às quais podem ou não estar associa

dos veios de quartzo e infiltração d'água.

Comumente zonas laminadas cortam discordantemente a foliação, desenvolvendo pequenas estruturas de ar rasto que permitem a determinação dos movimentos relativos. Tais zonas laminadas têm direção paralela à da foliação e esta assume ângulos de mergulho diferentes de um lado e de outro da zona laminada.

OUTRAS FEIÇÕES ESTRUTURAIS

Brechação forte na formação ferrífera pode mascarar quase ou totalmente sua estrutura bandeada ou, às vezes, leitos fragmentados, normalmente carbonáticos, se dispõem entre leitos aparentemente não perturbados. Localmente, a presença de porfiroblastos brechados de magnetita, na massa carbonática de cor clara, ressaltam a estrutura cat clasada paralela ao acamamento (Fotografia 2).

Foliação é a feição estrutural, mais comum e desenvolvida nas rochas da mina, decorrente da predominância de minerais micáceos. Sua direção está entre N 30° - 50° E com ângulos de mergulho variáveis de 30° SE a 45° SE. Pode apresentar ondulações suaves, crenulações ou mesmo pequenas dobras e deformações em "S".

Discordância entre acamamento e foliação, nos xistos e filitos, pode ser verificada em poucas amostras ma nuais e em seções delgadas de amostras, as quais macroscopicamente mostravam somente foliação, como estrutura planar presente. Ângulos retos entre as duas estruturas foram ob servadas em uma amostra.

O bandeamento da formação ferrífera é paralelo à foliação das rochas xistosas, a não ser ao redor de zonas axiais das dobras, onde normalmente é discordante.

O padrão principal de fraturamento tem direção entre N 25° - 45° W, mergulhando tanto para sudoeste como para nordeste. O ângulo de mergulho é acentuado, variando entre 50° a 70°, sendo comum, fraturas verticais. O sistema com mergulho para SW é o que se apresenta melhor desenvolvido e, comumente, apresenta pequenos deslocamentos que

tendem a tornar a atitude da fratura paralela à da foliação, assumindo uma superfície curva, sobre a qual se assentam li neações de microdobramento.

Localmente as superfícies de fraturamento são bastante próximas entre si, da ordem de poucos decímetros, as quais associadas ao fraturamento incipiente, paralelo à direção da foliação, conferem à rocha uma estrutura em blocos alongados e seção quadrangular.

Um segundo padrão de fraturamento, menos de senvolvido, tem direção N 50° - 60° E com mergulho preferencial para noroeste entre 45° a 65° . Neste são raras as fraturas verticais.

O MINÉRIO

Macroscopicamente, o minério apresenta pelo menos dois tipos genéricos de estrutura: uma bandeada, onde os sulfetos se dispõem concordantemente com o acamamento da formação ferrífera e outra, segundo massas compactas, nas quais os sulfetos são os minerais dominantes. O comportamento de pirita e pirrotita, que são os dois sulfetos mais abundantes, ressalta tais feições.

Normalmente nas bandas de sulfetos predomina um deles somente. No Corpo Mata Virgem, pirrotita está alongada em horizontes paralelos ao acamamento (Fotografia 3), às vezes, anastomosados dentro de uma faixa quartzo-carbonática mais larga. Na região axial de dobras, alinha-se discordantemente do acamamento, mantendo-se paralela à direção do plano axial (Fotografia 4). Parece comportar-se como qualquer outro mineral de rocha, alongando-se perpendicularmente à direção do esforço.

Cristais idiomorfos de pirita e raros de arsenopirita, podem acompanhar tais horizontes, seccionando os agregados alongados de pirrotita. Pirita é mais abundante nos leitos grafitosos, quando estão presentes na formação ferrífera e inter-estratificados com os de natureza quartzo-carbonática. A lineação de microdobramento, bastante desenvolvida nesses leitos grafitosos, é comumente seccionada por idioblastos de pirita, indicando recristalização pós-dobramento.

Bandeamento imposto quase que exclusivamente por pirita (Fotografia 5) pode ser observado no corpo Faria Velho, onde não está associada a camadas grafitosas, mas aquelas mais ricas em carbonato, deixando intactas as camadas quartzosas. Às vezes, horizontes ricos em pirita passam gradativamente, através da diminuição do conteúdo do sulfeto, para outros quase que isentos desse mineral (Fotografia 6). No corpo Lima, pirita disseminada ou em leitos relativamente compactos, porém bastante deformados, está associada a quartzo cinza escuro ou material grafitoso (Fotografia 7).

Pirrotita, sempre com hábito xenomorfo pode formar agregados praticamente uniminerálicos com estrutura maciça. Às vezes, massas compactas deste sulfeto contêm dispersos cristais milimétricos a sub-milimétricos de pirita.

Pirita também pode constituir minério maciço, onde se apresenta como agregados de cristais idiomorfos, estes com dimensões milimétricas. Raramente inclui pirrotita disseminada, porém normalmente, a quantidade de ganga é maior que aquela associada ao minério pirrotítico maciço.

Dentro da massa compacta de sulfetos, seja pirita ou pirrotita, podem ser encontrados fragmentos de formação ferrífera, provavelmente residuais da zona brechada, que condicionou uma intensidade maior de substituição ou preenchimento pelos sulfetos. Quartzo cinza escuro e leitoso, assim como, carbonatos podem estar presentes.

Nas zonas brechadas mineralizadas é comum encontrar-se blocos de formação ferrífera ou estruturas em forma de "boudinage", venulados e envolvidos por pirrotita (Foto grafia 8).

Na formação ferrífera verde xistosa, os sulfetos se alojam preferencialmente nos leitos cloríticos como, localmente, no nível 7 do corpo Faria Velho onde predomina pirita ou como na zona "A" do corpo Gabiroba onde predomina pirrotita. Nessas rochas o bandeamento é obscuro dado o fato de estarem comumente cisalhadas.

O minério bandeado resulta da distribuição preferencial dos sulfetos junto aos carbonatos (Fotomicrografia 25), onde este é mais abundante ao longo das camadas de formação ferrífera, enquanto que, o compacto estaria condicionado a uma substituição intensa e provavelmente preenchimento, guiados e facilitados por zonas brechadas.

ESTUDO MICROSCÓPICO DO MINÉRIO

No estudo das seções polidas das amostras de minério, vários tipos de relações de um mineral para outro foram descritos e tabulados. Embora, provavelmente, a maioria das relações tenham alguma significância, apenas um número relativamente pequeno delas pode fornecer relações de idade com certeza razoável. A tabela 1, elaborada através de adaptações sobre aquela apresentada por Noble (1950), lista as relações geométricas de um mineral opaco para outro que parecem significativas, na determinação da ordem de formação dos minerais de minério nas amostras estudadas. Esta tabela permitiu não só a listagem das relações estudadas como também a tentativa de classificá-las em diferentes graus de confiança.

Das relações observadas, as venulações de um mineral em outro embora de ocorrência restrita, fôssem elas uni-minerálicas ou poli-minerálicas, associadas ou não a ganga, são as que podem fornecer dados convincentes sobre a ordem relativa de formação dos minerais. Tentou-se também estabelecer critérios indicativos de contemporaneidade de formação dos minerais. Muito provavelmente, ocorreu contemporaneidade ou sobreposição dos produtos de mineralização, mas nenhum bom critério pode ser evidenciado.

O estudo microscópico das seções polidas do minério permitiu a identificação de 12 minerais opacos e, ainda subdividi-los em 3 grupos.

O primeiro grupo é constituído por pirita, pirrotita e arsenopirita que constituem os minerais maiores do minério. Os dois primeiros sulfetos estão presentes e caracterizam qualquer amostra de minério típico da mina Faria. Macroscopicamente são os dois únicos sulfetos abundantes visíveis; arsenopirita visível em apenas algumas amostras, foi detectada principalmente ao microscópio, não só por apresentar granulação sensivelmente inferior, como também, por ser nitidamente subordinada em relação aos dois outros sulfetos.

Pirrotita é definitivamente o mais novo dos sulfetos deste grupo e, em muitas seções nota-se que, antes de sua formação, pirita principalmente e, arsenopirita foram ligeiramente fraturados. Entre estes dois últimos sulfetos nenhuma relação de ocorrência ampla e conclusiva de idade relativa pode ser estabelecida. Uma única seção mostrou cristais isolados de arsenopirita na ganga ao longo de fratura na pirita. O conjunto de observações indica pirita como provavelmente anterior à arsenopirita, definindo-se assim, como sulfeto mais antigo, porém, também sugere contemporaneidade ou sobreposição na formação desses minerais. Nenhuma prova pode ser levantada que, ao menos, sugira sobreposição de pirrotita em pirita-arsenopirita. Dentro deste grupo, então, parece ter havido dois estágios bem caracterizados de diferenciação dos opacos: o primeiro definido pela pirita e arsenopirita e o segundo pela pirrotita.

Esfalerita, cubanita, calcopirita, galena e tetraedrita constituem o segundo grupo. Pequenas quantidades desses minerais são encontrados na maioria das amostras, embora galena e tetraedrita sejam de distribuição menos ampla. Esfalerita e galena puderam ser detectadas macroscopicamente em poucas amostras.

Este grupo é claramente tardio em relação aos minerais do primeiro grupo e contudo, apresenta algumas relações, embora parciais, de sobreposição com pirrotita. Cubanita, calcopirita e galena fornecem boas indicações de contemporaneidade com pirrotita, pelo menos em sua fase terminal de deposição. O tipo mais comum de relação significativa entre esses minerais é em forma de vênulas, no longo de fraturas na pirrotita. Em termos de relação periférica, porém não significativa, é íntima a associação pirrotita-cubanita ou calcopirita. Deve-se supor que em algum momento durante a deposição de pirrotita e, anteriormente à deposição dos minerais do segundo grupo, ela tenha sido fraturada. Esta segunda fase de fraturamento provavelmente seja também responsável pelo condicionamento de aberturas, com zonas intensamente cisalhadas nos corpos de minério, como no corpo Mata Virgem onde se alojaram

veios ou corpos irregulares de quartzo leitoso, concordantes ou discordantes do minério (Fotografia 9). Esses veios de quartzo leitoso apresentam como mineralogia de opacos, uma associação constituída por pirrotita, cubanita, calcopirita e galena. Destes, pirrotita é macroscopicamente visível, em bo ra, localmente, algum sulfeto amarelo (calcopirita ou cubanita) possa ser observado. Nesses veios, pirrotita, forma gran des agregados (Fotografia 10) e, juntamente com o quartzo, tem granulação mais grosseira que no minério.

A sequência de deposição entre os minerais do segundo grupo é difícil de ser estabelecida uma vez que não existem relações convincentes entre eles.

O terceiro grupo apresenta hematita, magnetita e ilmenita, e não foi possível estabelecer relação geométrica com nenhum outro mineral de minério. Em vista disto, sua posição em relação aos outros opacos não pode ser definida. Porém, com base nas relações de campo, esses minerais, provavelmente, já estariam presentes como minerais acessórios na formação farrífera fácies carbonato, que é a rocha hospedeira do minério. Os dois óxidos de ferro comumente estão presentes em pequenas quantidades na formação ferrífera não mineralizada e, às vezes, magnetita passa a ser dominante neste tipo de rocha. Ilmenita, embora rara na formação ferrífera, torna-se um opaco comum como acessório em finos leitos xistosos (1-5 cm) intercalados entre bancos mais espessos da formação ferrífera.

Dessa maneira, a contemporaneidade entre os três óxidos é sugerida, embora alguma hematita seja claramente posterior, como resultado da martitização, ao longo de planos octaédricos da magnetita. Este processo de substituição talvez tenha ocorrido exclusivamente ou pelo menos com sua maior intensidade durante o processo de cristalização dos demais minerais de minério.

Ouro foi observado na maioria das seções poli das de minério, e apesar de mostrar relações com os três grupos de minerais opacos, preferencialmente se associa ao grupo pirita-arsenopirita-pirrotita. Provavelmente ele tenha se di-

TABELA 1

RELAÇÕES GEOMÉTRICAS DOS MINERAIS DO MINÉRIO DA MINA FARIA

RELAÇÕES SIGNIFICATIVAS

A - VENULAÇÃO E LOCALIZAÇÃO EM FRATURAS

1 - VÊNULAS SUBSEQUENTES VERDADEIRAS:

Exemplos: pirrotita venulando pirita em fraturas; pirrotita preenchendo fraturas em arsenopirita; pirita fraturada preenchida por esfalerita; pirrotita venulada com esfalerita ao longo de fraturas; galena preenchendo fraturas na pirrotita; cubanita ao longo de fraturas na pirita.

2 - VÊNULAS SEGMENTADAS SUBSEQUENTES EM FRATURAS

Exemplos: pirita brechada preenchida por esfalerita, pirrotita e cubanita; pirrotita fraturada e venulada por galena e esfalerita.

3 - PENETRAÇÕES EM ÁREAS IRREGULARES, SEMELHANTES A VÊNULAS

Exemplos: esfalerita em pirrotita; cubanita na pirrotita.

4 - MINERAIS EM VÊNULAS DE GANGA CORTANDO SULFETOS ANTERIORES

Exemplos: pirrotita e cubanita em vênula de ganga na pirita; plaqueta de ouro em vênula de ganga na pirita; arsenopirita em ganga cortando pirita (rara).

5 - SULFETOS LOCALIZADOS AO LONGO DE PAREDE DE VÊNULA DE GANGA CORTANDO SULFETOS ANTERIORES

Exemplos: pirrotita substituindo pirita ao longo do contato com ganga, em vênula.

B - RELAÇÕES PERIFÉRICAS

6 - CRISTAL MAIOR SUBSTITUIDO AO REDOR DAS BORDAS POR MINERAIS MENORES POSTERIORES

Exemplos: pirrotita substituindo pirita idiomórfica que assume contornos irregulares; esfalerita substituindo pirrotita; galena substituindo pirita; cubanita

Tabela 1 (continuação)

substituindo pirrotita.

7 - INCLUSÕES EUHEDRAIS NUM GRÃO MAIOR RODEADO POR GRÃOS MENORES

Exemplos: pirita euhedral na pirrotita que é substituída por cubanita; portanto cubanita é tardia em relação à pirrotita e pirita; arsenopirita euhedral na pirita substituída por pirrotita: portanto pirrotita é posterior à pirita e arsenopirita.

8 - REMANESCENTES DE SUBSTITUIÇÃO EM UM MINERAL RODEADO POR PEQUENOS GRÃOS DE OUTRO MINERAL

Exemplo: pirita hipidiomórfica em pirrotita rodeada por cubanita que substitui a pirrotita: portanto, cubanita é posterior tanto à pirita como à pirrotita.

C - OUTRAS FEIÇÕES

9 - LOCALIZAÇÃO EM FEIÇÕES SUBSEQUENTES DE UM MINERAL ANTERIOR

Exemplo: hematita nos planos octaédricos de magnetita (martitização).

10 - INCLUSÕES ORDENADAS DE UM MINERAL EM OUTRO

Exemplo: inclusões de pirrotita dispostas ordenadamente em esfalerita, provavelmente controladas por direções cristalográficas: sugere exsolução de pirrotita a partir de esfalerita, portanto, também simultaneidade entre os dois sulfetos.

RELAÇÕES GERALMENTE SIGNIFICATIVAS MAS SUJEITAS A VÁRIAS INTERPRETAÇÕES

A - PENETRAÇÕES

1 - PLACAS OU LÂMINAS DE UM MINERAL PENETRANDO OU CORTANDO OUTRO MINERAL

Exemplo: placas euhedrais de pirita ou arsenopirita cortando ou penetrando grãos de pirrotita: sugere que pirita e arsenopirita são posteriores a pirrotita ou que, ambas sejam anteriores e pirrotita amol-

dou-se ao redor dos dois sulfetos já formados ou que, talvez os três sulfetos sejam contemporâneos; romboedros perfeitos de arsenopirita cortando ou penetrando idióblastos de pirita: sugere arsenopirita tardia em relação à pirita ou, pirita tardia envolvendo cristais já formados de arsenopirita ou ambas contemporâneas.

B - RELAÇÕES PERIFÉRICAS

2 - RELAÇÕES SUGERINDO INTERROMPIMENTO DE CRISTALIZAÇÃO

Exemplo: idióblastos de arsenopirita terminam abruptamente em contato com pirita também idiomorfa; pirrotita xenomorfa é limitada abruptamente pelo contorno geométrico de pirita e/ou arsenopirita idiomorfa.

RELAÇÕES NÃO SIGNIFICATIVAS

A - IDIOMORFISMO

1 - INCLUSÕES ARREDONDADAS OU IRREGULARES DE MINERAIS USUALMENTE EUHEDRAIS

Exemplo: inclusões arredondadas ou em forma de lamelas ou em forma de glóbulos de pirita e arsenopirita em pirrotita. Desde que estes dois sulfetos são geralmente euhedrais contra pirrotita, a falta de idiomorfismo sugere substituição por pirrotita.

B - INCLUSÕES

2 - PEQUENAS INCLUSÕES DE UM MINERAL EM CRISTAIS MAIORES DE OUTRO MINERAL

Exemplos: pirita em pirrotita; pirrotita em pirita, arsenopirita, esfalerita e ouro; arsenopirita em pirita, pirrotita e cubanita; esfalerita em pirita; ouro em pirita, pirrotita, arsenopirita e raramente em cubanita e calcopirita; cubanita em pirita e pirrotita; calcopirita em pirita; galena em esfalerita e pirrotita; ganga em todos os sulfetos, além de,

em hematita, magnetita e ilmenita. Nenhuma conclusão pode ser traçada a partir dessas relações. Mas se os minerais das inclusões não ocorrem na matriz adjacente, eles não são mais antigos que o mineral hospedeiro: eles podem ser ou contemporâneos ou tardios. Pôde-se observar que todos os minerais que constituem inclusões também ocorrem como grãos isolados na ganga.

3 - PEQUENAS INCLUSÕES DE UM MINERAL EM INCLUSÕES EM OUTRO MINERAL

Exemplos: pirrotita em inclusões de arsenopirita na pirita; arsenopirita em inclusões de pirrotita na pirita; arsenopirita em inclusões de pirrotita na arsenopirita. Também nenhuma conclusão pode ser extraída, a menos que as pequenas inclusões estejam localizadas em contatos e, neste caso elas são provavelmente posteriores aos outros dois minerais. Relações deste tipo puderam ser observadas, embora raramente, entre pirrotita, cubanita, esfale~~xi~~rita. Esta constitui inclusão em cubanita que está incluída em pirrotita, porém cubanita se dispõe, se semelhantemente a lamela, ao longo do contato entre os dois outros sulfetos.

ferenciado unicamente ou pelo menos predominantemente no estágio pirita-arsenopirita. Posteriormente ao fraturamento destes sulfetos e durante a fase de formação de pirrotita, ele teria sofrido mobilização que se tornaria menos intensa à medida que se segregavam os sulfetos do segundo grupo.

SEQUÊNCIA PARAGENÉTICA ESQUEMÁTICA DOS SULFETOS E OURO

_____	B	_____	pirita		
_____	R	_____	arsenopirita		
E	_____	B	_____	pirrotita	
C	_____	R	_____	cubanita	
H	_____	E	_____	calcopirita	
A	_____	C	_____	esfalerita	
Ç	_____	H	_____	galena	
Ã	_____	Ç	_____	tetraedrita	
_____	O	_____	Ã	_____	ouro

DESCRIÇÃO DOS MINERAIS DE MINÉRIO

PIRITA

A pirita juntamente com pirrotita são os dois sulfetos mais abundantes no minério. Localmente, nos níveis 5 e 6 do Corpo Faria Extensão chega a participar com mais de 90% em relação aos minerais opacos presentes no minério. Usualmente se apresenta em grãos com contornos geométricos definidos, porém com bordas irregulares, seja em contato com a ganga ou em contato com a pirrotita. Esta envolve parcial ou totalmente a pirita sugerindo relações de substituição pela pirrotita. Cristais euhedrais a sub-euhedrais são comuns disseminados e isolados na ganga ou formando agregados irregulares.

Xenoblastos e porfiroblastos idiomórficos de pirita podem ser observados, às vezes, numa mesma seção polida.

A dimensão dos diâmetros dos grãos varia amplamente de 0,1 a 4,0 mm, podendo atingir como valor máximo, 6,0 mm ou valores mínimos, da ordem 0,01 mm, como pequeníssimos grãos isolados ou intercrescidos e disseminados na ganga. Em algumas amostras de minério, como as do corpo Faria Velho, principalmente do nível 10, duas classes de granulações mais frequentes puderam ser detectadas e ambas com textura nitidamente idiomórfica: uma, de granulação maior, com diâmetro médio de 1,0 mm e outra, de granulação menor, cujo diâmetro médio está ao redor de 0,02 mm.

Fraturamento ou mesmo brechação dos grãos de pirita é comum, mas não é de ocorrência ampla, parecendo ter maior incidência nos grãos mais desenvolvidos. Em amostras do corpo Lima, ganga cisalhada e pirita brechada envolvem grãos maiores de pirita ou preenchem suas fraturas.

Aspecto comum da pirita é a presença de várias inclusões de ganga, principalmente quartzo e carbonato e minúsculas manchas escuras, às vezes, com reflexos anômalos ou isôtropas, que foram interpretadas como cavidades no mineral. Arsenopirita, esfalerita, cubanita, galena e principalemnte pirrotita são sulfetos que comumente constituem inclusões na pirita.

Em inclusões, a arsenopirita apresenta sempre hábito idiomorfo, ao passo que os quatro outros sulfetos, sempre xenomorfo. Pirrotita como pequenos glóbulos, cubanita e esfalerita como placas ou minúsculas lamelas alongadas, às vezes curvas, distribuem-se irregularmente no grão de pirita.

Por vezes, estes sulfetos apresentam-se como inclusões múltiplas num único grão de pirita. Assim, por exemplo, um grão apresenta inclusão dupla de pirrotita e arsenopirita e, esta inclui, por sua vez, pirrotita. Outros grãos incluem também duplamente arsenopirita euhedral e glóbulos xenomorfos de pirrotita com dimensões de 1 a 4 mícrons, os quais incluem cristais idiomorfos de arsenopirita.

Do ponto de vista de superfície, os grãos de pirita podem ser divididos em duas variedades; alguns são i

mentos de inclusões de ganga, limpos, ligeiramente anisótropos e, outros com frequentes e abundantes inclusões de ganga e isótropos. Ocorrem como cristais isolados ou intercrescidos e, nesse caso, formando grandes massas de pirita, cuja natureza de agregado é facilmente distinguível.

Outros agregados de pirita são evidenciados pelo alinhamento contínuo e regular de minúsculas inclusões de ganga que assumem esboço geométrico, ressaltando os diferentes grãos, dentro da massa maior do sulfeto, que provavelmente se confrontaram durante sua cristalização. Estes agregados, localmente, incluem zonas ou grãos onde é elevada a concentração de ganga, em forma de minúsculos pontos, que tomam uma disposição interessante com contornos sub-arredondados em nítido contraste com o restante do agregado completamente limpo, sem inclusões.

Tal textura foi constatada também em cristal único, porém, os núcleos de ganga são limitados por formas geométricas angulares que às vezes seguem os contornos idiomórficos do mineral. A repetição, por vezes, concêntrica dessa textura foi interpretada como zoneamento.

Relações de intercrescimento entre pirita e arsenopirita, ambas idiomórficas, onde esta nitidamente penetra o cristal de pirita, sugerem uma formação precoce para a arsenopirita em relação à pirita ou, pelo menos uma cristalização simultânea para os dois minerais. Pirrotita, sempre que presente, além de xenomorfa, é limitada abruptamente pelo contorno geométrico da pirita ou arsenopirita (Fotomicrografia 26).

Fraturas em pirita podem estar preenchidas pelos minerais e associações seguintes: pirrotita; pirrotita, cubanita, ganga; esfalerita; pirrotita, cubanita, que comumente formam vênulas segmentadas (Fotomicrografia 27).

PIRROTITA

É o sulfeto de mais ampla distribuição no minério apresentando-se habitualmente xenomorfo contra pirita e arsenopirita.

Localmente, em alguns corpos tais como Faria Extensão (níveis 6 e 7), Mata Virgem (sub-nível 7) e Gabiroba (principalmente zona B) é muito abundante, podendo atingir até 90% dos sulfetos presentes, se bem que no Corpo Lima (sub-nível 7) seja rara.

Constitui massas ou agregados granulares alotriomórficos formados pela justaposição de grãos xenoblásticos com dimensões desde 0,08 mm até raramente 2,0 mm, normalmente alongados e alinhados concordantemente com o bandejamento do minério ou, às vezes, equidimensionais, exibindo textura granoblástica, lembrando geometricamente a textura em mosaico de grãos de quartzo recristalizado. Em poucas seções polidas do corpo Mata Virgem foi observada pirrotita com hábito idiomórfico segundo cristais de seção prismática, biterminados e isolados na ganga.

Pirita e arsenopirita são as inclusões mais comuns em pirrotita, podendo apresentar também ganga e galena. Arsenopirita inclusa apresenta granulação de 0,01 - 0,1 mm, visivelmente inferior à da pirita que pode atingir 0,8 mm.

Pirrotita como inclusão na pirita, preenche pequenas cavidades (0,02 mm em média), estando às vezes associada com ganga. Quando só, em contato direto com a pirita exibe contornos ovalados ou circulares, ao passo que, quando associada à ganga ocorre como pequenos corpos irregulares, parecendo estar substituindo a ganga totalmente englobada e não substituída pela pirita.

Em algumas amostras foi notado que pirrotita ocorre exclusivamente como inclusão na pirita. Relações de substituição de pirita por pirrotita são sugeridas pelos contornos arredondados de grãos de pirita, imersos na massa xenomorfa de pirrotita (Fotomicrografia 28).

Fraturamento e mesmo brechação de pirrotita puderam ser constatados. Esfalerita e galena são os únicos sulfetos que puderam ser observados preenchendo fraturas na pirrotita.

ARSENOPIRITA

O hábito usualmente idiomórfico é uma constante para a arsenopirita que constitui o terceiro sulfeto em abundância no minério. Seções retangulares, romboédricas e combinações dessas formas geométricas são abundantes, se bem que subordinadamente, arsenopirita se apresenta como cristais hipidiomórficos e, às vezes, xenomorfos com bordos irregulares. Em algumas amostras do minério do corpo Faria Extensão, idiomorfismo é mais frequente em cristais com granulação maior.

A granulação é visivelmente inferior à da pirita, porém, varia amplamente desde 0,008 mm não atingindo 1,0 mm como diâmetro máximo. Cristais maiores foram observados no corpo Mata Virgem onde arsenopirita é pouco comum, enquanto que o tamanho é mais variável no corpo Faria Extensão.

Dentre os três sulfetos mais abundantes, arsenopirita é o que apresenta textura de superfície mais homogênea, com raras inclusões de ganga, exibindo excelente polimento e superfície limpa. Pirrotita, como pequenas gotículas ou lamelas, é aparentemente o único sulfeto incluído pela arsenopirita.

Fraturas são raras, usualmente preenchidas por ganga e, localmente por pirrotita, como pode ser observado em amostras da zona "A" do corpo Gabiroba.

Via de regra ocorre esparsa na ganga, isolada ou formando pequenos aglomerados e, é parcial ou totalmente englobada por cristais ou agregados de pirita, conservando normalmente seus contornos euhedrais. Bastante comum como minúsculas inclusões idiomórficas, desde poucos mícrons até 0,15 mm, em pirita e pirrotita (Fotomicrografia 29). No corpo Mata Virgem, além de constituir idióblastos, a arsenopirita ocorre xenomorficamente, como gotículas e lamelas irregulares com dimensão média da ordem de 0,01 mm, inclusa na pirrotita.

Participa também dos agregados de pirita, on

de se dispõe ao longo de limites de grãos ou com estes intercrescida, formando uma massa contínua de sulfetos idiomórficos. Tais relações periféricas, mútuas indicam a possibilidade da formação contemporânea para os dois sulfetos, visto que não foi observado nenhum contato de substituição de pirita por arsenopirita ou da relação inversa e, seria extrema coincidência que arsenopirita tivesse substituído idiomórfica, local e seletivamente os prováveis remanescentes de ganga englobados nos agregados de pirita previamente formada. A cristalização tardia de arsenopirita em relação à pirita, talvez possa ser sugerida pela projeção, a partir da ganga, de idioblastos de arsenopirita para o interior de cristais de pirita. Por outro lado, esta pode ter tido formação tardia, envolvendo os cristais de arsenopirita.

CUBANITA-CALCOPIRITA

Cubanita é um constituinte comum e largamente distribuído no minério, estando presente na maioria das amostras estudadas. Pirrotita é o sulfeto, com o qual está comumente associada.

Apresenta-se com hábito xenomorfo, formando agregados granulares com diâmetro médio de 0,02 mm ou até 0,1 mm.

Seu modo normal de ocorrência é constituindo inclusões ou intimamente intercrescida com pirrotita. Relações sugestivas de substituição de pirrotita por cubanita puderam ser observadas. Às vezes, estes dois sulfetos apresentam contato gradativo quanto à cor, não havendo limite definido entre eles.

Cubanita preenche fraturas na pirrotita e, raramente na pirita, onde também pode formar inclusões. Ocorre também como grãos isolados na ganga.

Arsenopirita, sempre que observada como inclusão na cubanita, sugeria constituir cristais residuais da substituição da pirrotita por cubanita, pois, esta se apresentava como inclusões isoladas dentro de agregados de pirotita, incluindo idiomorficamente cristais de arsenopirita.

Como inclusão na cubanita, tetraedrita constitui exemplo único e, neste caso, cubanita ocorre como fina lamela que separa esfalerita da pirrotita hospedeira. Este tipo de associação entre pirrotita, esfalerita, com cubanita ao longo do contato, é localmente comum. Intercrescimentos entre cubanita e galena foram notados.

Além da forte anisotropia, pode ser observado que cubanita, em todas as associações estudadas, se apresentava em massas de superfície limpa, exibindo excelente polimento e limites nítidos entre os grãos, em oposição à calcopirita, isótropa ou ligeiramente anisótropa, mas com inúmeras inclusões de ganga e contornos irregulares e deformados.

Calcopirita, em termos de abundância relativa é marcadamente menor comum que cubanita. Apresenta-se em agregados xenomorfos e também comumente associada periféricamente à pirrotita, não constituindo inclusão.

ESFALERITA

É um sulfeto raro no minério, mas está presente na maioria das amostras estudadas, podendo atingir, embora raramente, até ao redor de 5% dos sulfetos constituintes do minério.

Sempre com hábito xenomorfo, em grãos com dimensões de 0,02 a 0,08 mm, porém, às vezes, em agregados visíveis macroscopicamente.

Apresenta inclusões irregulares de ganga, galena e pirrotita e esta apresenta relações sugestivas de resíduos de substituição, pela esfalerita. Numa única amostra, esfalerita inclui pequenos grãos e lamelas de pirrotita alinhados e inter cruzados, caracterizando uma disposição controlada provavelmente por direções cristalográficas da hospedeira (Fotomicrografia 30).

Ocorre comumente na ganga e como inclusões, ou preenchendo fraturas em grãos brechados de pirita. Tem preferência em associar periféricamente à galena, cubanita e pirrotita, parecendo substituir esta mais acentuadamente ao lon

go de fraturas. Muito raramente constitui inclusão em pirrotita e, às vezes, é envolvida parcialmente por fina auréola de cubanita ao longo do contato com pirrotita (Fotomicrografia 31).

GALENA

Galena é um sulfeto raro no minério. Pôde ser observado em algumas poucas seções polidas e exclusivamente dos corpos Faria Extensão (nível 7) e Mata Virgem (subnível 7).

Quando isolada na ganga ou periférica aos demais sulfetos, comumente é idiomorfa, exibindo as típicas feições triangulares.

No corpo Mata Virgem ocorre xenomorficamente associada à pirrotita, constituindo inclusões na forma de glóbulos ou pequenas gotas e, localmente, formando ripas finas e retilíneas, às vezes paralelas entre si. Neste corpo de minério, a pirrotita portadora de galena associa-se a quartzo leitoso, constituindo os veios quartzo-pirrotíticos. Pode ser verificado que galena associa-se unicamente à pirrotita, como sulfeto maior e, à cubanita como sulfeto menor, no minério. Apresenta-se ainda intergranularmente entre os xenoblastos de pirrotita ou preenchendo fraturas, mostrando relações de substituição deste sulfeto (Fotomicrografia 32).

Em amostras do corpo Faria Extensão, galena parece ser substituída por esfalerita devido ao contorno irregular entre os dois sulfetos (Fotomicrografia 33).

A associação de galena com cubanita e tetraedrita parece ser regra para as ocorrências observadas no corpo Faria Extensão. Aqui, galena é idiomorficamente desenvolvida, apresentando contatos irregulares com pirrotita que sugerem substituição deste mineral por galena.

TETRAEDRITA

Foi observada em uma única amostra do corpo Faria Extensão. O hábito é xenomorfo, em forma de lamelas ou glóbulos, normalmente localizadas ao longo do contato em

tre galena e esfalerita e, raramente como inclusão em galena.

Cubanita inclui grãos de tetraedrita no contato com pirrotita ou no contato com esfalerita. Nesses dois casos não há relação com galena.

HEMATITA-MAGNETITA-ILMENITA

Esses três óxidos são de ocorrência rara no minério. Hematita é comum em apenas uma amostra do corpo Faria Velho, enquanto que magnetita e ilmenita puderam ser observadas em poucas amostras do corpo Gabiroba.

Apresentam-se usualmente com hábito xenomorfo, exclusivamente isolados na ganga, não apresentando relação periférica ou de inclusão com nenhum outro sulfeto do minério. Hematita raramente exibe hábito placóide.

Ilmenita pode ser observada somente numa unica seção, atingindo granulação máxima de 0,025 mm.

OURO

A forma mais usual em que se apresenta é a de grânulos. Estes são irregulares, ovalados, esféricos ou, às vezes, exibindo contornos quadráticos ou retangulares, normalmente com lados arqueados para fora (Fotomicrografia 34). Placas alongadas ou lamelas, algumas com até 0,075 mm na maior dimensão, puderam ser observadas.

Na Figura 7 estão relacionadas algumas observações sobre 94 grãos de ouro quanto à granulometria, minerais hospedeiros e frequência dos grãos de ouro por mineral hospedeiro, de acordo com intervalos granulométricos arbitrariamente estabelecidos.

O ouro foi considerado como efetivamente as sociado a um dado mineral, quando pertencia inteiramente a este mineral, seja como inclusão intragranular ou intergranular (grãos de um único mineral), seja como vênulas ou como preenchimento de fraturas nummineral único. Não foram computados na tabela os grãos de ouro entre dois ou mais minerais diferentes ou, associado a outros sulfetos, preenchando fraturas.

DISTRIBUIÇÃO TOTAL E POR MINERAL HOSPEDEIRO DA FREQUÊNCIA GRANULOMÉTRICA DOS GRÃOS DE OURO

Fig 7

Pirita revelou-se como principal sulfeto portador de ouro, incluindo acima de 50% dos grãos detectados. Segue pirrotita, porém, contendo quantidades bem menores que pirita (17% dos grãos). A abundância relativa de ouro nos três outros sulfetos, ou sejam, arsenopirita, cubanita e calcopirita está ao redor de 8%. A ganga, de natureza quartzo-carbonática, contém quantidade idêntica à da pirrotita.

São mais frequentes os grãos com dimensões entre 5 a 10 microns e inferiores a 5 microns. Em granulações inferiores a 1 micron a identificação tornava-se imprecisa, ou mesmo impossível dentro dos recursos do microscópio comum (aumento de 580, ou mesmo 900 vezes, com imersão).

A frequência dos grãos diminui para granulações superiores a 10 microns, sendo poucos os que apresentam diâmetros acima de 25 microns. O ouro associado à pirita é o único que acompanha o padrão da distribuição granulométrica do conjunto dos grãos observados.

Num mesmo mineral hospedeiro, o ouro pode ocorrer como inclusão ou associado a microfraturas. Normalmente o hospedeiro tem inclusão de outros sulfetos, além de ouro. Pirita contém principalmente pirrotita sendo esfalerita e cubanita subordinadas e, o ouro pode participar do mesmo orifício juntamente com pirrotita. Esta, quando portadora de ouro, inclui usualmente pequenos cristais idiomórficos de arsenopirita. Na calcopirita ocorre como inclusão única. Arsenopirita e cubanita incluem também pirrotita e esfalerita. Muito raramente é um dos minerais de preenchimento de vênulas segmentadas, ao lado de pirrotita, cubanita e ganga (Fotomicrografia 35).

Somente dois grãos de ouro apresentaram inclusões: um com pirrotita (Fotomicrografia 36) e outro com magnetita. O primeiro está incluso em pirrotita e o segundo na ganga.

Em nenhuma das amostras estudadas foi detectado ouro macroscopicamente visível.

OS SULFETOS HOSPEDEIROS DE OURO

Quanto à tendência de pirita ser o principal sulfeto portador de ouro, o minério da mina Faria apresenta comportamento diferente quando comparado com o das duas minas de ouro mais próximas: Raposos e Morro Velho.

Tolbert (1964) notou que em Raposos, a alta porcentagem de pirita em relação a arsenopirita ou pirrotita indicava minério de baixo teor. Por outro lado, a alta abundância de pirrotita em relação aos demais sulfetos condicionava minério de alto teor. Embora não tenha sido possível dispor de dosagem total de ouro para minérios ricos em pirrotita e ricos em pirita, para o minério da mina Faria, a fim de compará-lo em termos de teor com o de Raposos, Tolbert, no trabalho acima citado, assinala que pirrotita é o sulfeto principal como hospedeiro de ouro, sendo raro em pirita e arsenopirita.

Em Morro Velho arsenopirita é o sulfeto-guia para minérios ricos. Quanto mais elevada a abundância deste sulfeto, maior o teor em ouro. Camargo (1957) cita arsenopirita e pirrotita como portadoras de inclusões de ouro, enquanto que Guimarães (1970) assinala somente arsenopirita como sulfeto hospedeiro, embora de caráter ocasional.

Se alta porcentagem de sulfeto principal portador de ouro for indicativo de minério de alto teor, este, na mina Faria, provavelmente estaria caracterizado pelas zonas onde pirita fosse dominante sobre os demais sulfetos.

Apesar de ser pequeno o número de grãos detectados, algumas considerações podem ser formuladas em relação à distribuição de ouro nos diferentes corpos de minério, levando-se em conta a abundância relativa dos minerais de minério em cada um deles.

Sendo pirita o mineral portador de ouro por excelência, é de se esperar que os corpos cujos minérios sejam mais ricos neste sulfeto, apresentem proporcionalmente maior número de grãos de ouro visível.

As Tabelas 2 e 3 foram montadas a partir de observações efetuadas em cerca de 40 seções polidas do minério e mostram, respectivamente, a quantidade de grãos de ouro efetivamente inclusos nos sulfetos principais (pirita, pirrotita, arsenopirita) e ganga nos cinco corpos de minério e, a composição mineralógica aproximada dos minerais opacos nos mesmos corpos de minério.

Pode-se notar que pirita é o sulfeto dominante nos corpos Faria Velho e Lima e, ligeiramente superior à pirrotita no corpo Faria Extensão. Arsenopirita é nitidamente subordinada aos dois sulfetos de ferro. Nos dois primeiros corpos, pirita é o sulfeto hospedeiro exclusivo para os grãos de ouro observados, enquanto que para o Faria Extensão, pirita engloba a maioria dos grãos, seguida pela pirrotita e ganga e bem mais distanciada pela arsenopirita.

Nestes três corpos, os hospedeiros de ouro, microscopicamente visível, parecem repartir-se de modo aproximadamente proporcional à abundância relativa dos sulfetos principais presentes. Este comportamento é mais nítido, principalmente no Faria Extensão, que apresenta uma repartição dos grãos de ouro que mais se aproxima da distribuição global do ouro no minério, por minerais hospedeiros. Deve-se notar que deste mesmo corpo, amostras de minério rico em pirrotita apresentavam ouro incluso exclusivamente em pirita que era o sulfeto subordinado.

Esta observação, entretanto, não é válida para os outros dois corpos, Mata Virgem e Gabiroba, onde a abundância relativa entre pirita e pirrotita não é acentuadamente discrepante, com fraca predominância do segundo sulfeto. Este é o hospedeiro para os raros grãos observados. Pirita, embora abundante em algumas amostras, revelou-se estéril para alojar inclusões de ouro. Arsenopirita, como sulfeto menor, entre os três principais, em ambos os corpos inclui um único grão de ouro.

As amostras do corpo Faria Extensão revelaram englobar a maior incidência de grãos de ouro livre. Apesar de ser desigual o número de seções polidas examinadas para cada corpo de minério, as representativas do Faria Extensão eram inferiores a um terço do total.

Tabela 2
GRÃOS DE OURO EFETIVAMENTE INCLUSOS POR MINERAL HOSPEDEIRO E
POR CORPO DE MINÉRIO

CORPOS DE MINÉRIO	MINERAIS		HOSPEDEIROS	
	py	po	asp	gg
Faria Velho	5	-	-	-
Lima	10	-	-	5
Faria Extensão	39	14	3	8
Mata Virgem	-	1	1	-
Gabiroba	-	1	-	3

Tabela 3
ABUNDÂNCIA RELATIVA DOS MINERAIS DE MINÉRIO NOS CORPOS DE
MINÉRIO

CORPOS DE MINÉRIO	py	po	asp	cub	ccp	sf	gn	tetr	hm	mt	il
Faria Velho	A-MA	R-C	R	R-C	R-C	R	-	-	R	-	-
Lima	MA	R	R	-	R	-	-	-	-	-	-
Faria Extensão	C-MA	C-MA	R-C	C	-	R	R	R	R	-	-
Mata Virgem	C-A	A-MA	C	R	C	R	R	-	-	-	-
Gabiroba	A	MA	C	R	R	R	-	-	-	R	R

py = pirita

po = pirrôtita

asp = arsenopirita

cub = cubanita

ccp = calcopirita

sf = esfalerita

gn = galena

tetr= teraedrita

hm = hematita

mt = magnetita

il = ilmenita

MA = muito abundante >95%

A = abundante 50-95%

C = comum 5-50%

R = raro < 5%

(abundância em relação ao total de minerais opacos)

A MINERALIZAÇÃO

HIPÓTESES SOBRE A GÊNESE DAS MINERALIZAÇÕES AURÍFERAS NO GRUPO NOVA LIMA

Através de um resumo procuraremos registrar as idéias anteriores sobre a origem das mineralizações de ouro associado a sulfetos no Grupo Nova Lima. Quase todas as hipóteses referem-se a áreas restritas, com exceção da de Guimarães (1970) que propõe um processo mineralizador dentro de um contexto geológico amplo, abrangendo a região central do Estado de Minas Gerais.

Graton e Bjorge (in Gair, 1962) e Camargo (1957) defenderam a idéia de uma mineralização epigenética para a mina Morro Velho.

A associação arsenopirita, pirrotita, pirita, calcopirita, quartzo e ouro, assim como a extrema uniformidade na textura, mineralogia e composição química do corpo de minério principal (Main Ore Body), desde o topo até o fundo, levaram os dois primeiros autores, a considerar o minério da Mina Morro Velho, como um exemplo notável de depósito profundo de alta temperatura.

Referindo-se aos sulfetos da mina Raposos e os das formações ferríferas do Túnel do Gaia, Gair (1962) considera-os de origem tardia em relação à rocha encaixante baseando-se nos seguintes fatos:

- 1) os minérios de ouro da área estão associados a sulfetos e, estes são mais abundantes nas partes onde a formação ferrífera contém quantidades maiores de ouro;
- 2) horizontes de sulfetos alinhados paralelamente ao acamamento estão quase que completamente confinados às camadas de carbonatos e, localmente, são melhor desenvolvidos ao longo do contato entre camadas de carbonatos e camadas de quartzo; reação entre H_2S e o carbonato siderítico seria responsável por boa parte dos sulfetos;

- 3) cordões e linhas de sulfetos são comuns em fraturas que cortam o acamamento;
- 4) sulfeto é comumente associado a agregados e vênulas da as sociação quartzo-carbonato.

A mineralização de sulfetos e ouro, em Rapo sos, é atribuída por Tolbert (1964) à deposição a partir de soluções hidrotermais, que circularam através de fraturas e planos de acamamento, após o dobramento e metamorfismo da Sé rie Rio das Velhas.

As soluções iniciais depositaram pirita na formação ferrífera e, em menor intensidade, nas paredes das encaixantes. Nestas e em zonas altamente permeáveis dos xis tos, formou-se sericita cromífera, por ação dessas soluções iniciais.

Soluções posteriores com pressões parciais decrescentes de enxôfre depositaram arsenopirita e pirrotita restritamente à formação ferrífera. Ambas as soluções trans portaram e depositaram ouro, porém, o maior conteúdo é devi do àquelas do segundo estágio.

Admite, portanto, uma origem hidrotermal pa ra o ouro, embora, nenhuma evidência positiva indicasse se a fonte primária do ouro seria as rochas encaixantes ou um cor po granítico em profundidade.

Guimarães (1970) procura mostrar que os atuais corpos de minério na região central do Estado de Mi nas Gerais formaram-se em decorrência da reincidência de pro cessos metalogenéticos, associados a metamorfismos, que pro moveram um enriquecimento "per ascensum" de antigos corpos de minério.

Embora não apresente detalhes sobre estes corpos, admite que o Au, As e Cr tenham chegado a eles, atra vés de soluções termais alcalinas, a partir das formações subjacentes. O enxôfre já pré-existia, em sulfetos singené ticos, nos sedimentos de origem tufácea.

DISCUSSÃO DA MINERALIZAÇÃO

A fim de propormos uma hipótese genética para o minério da mina Faria, procuraremos resumir as observações não só a ele relacionadas, mas também, ao quadro geológico local e regional que o envolve.

Após a apresentação das evidências, que chamaremos de fatos, elas serão avaliadas, objetivando a sugestão de uma hipótese genética. Em concordância a esta hipótese será traçado um modelo de mineralização para os constituintes do minério.

FATOS

Várias são as observações que podem ser efetuadas sobre um distrito mineral, porém, aqui estão relacionadas as evidências geológicas que julgamos importantes e essenciais na zona aurífera de Faria.

1) Ampla extensão estratigráfica da unidade portadora de minério.

As camadas metassedimentares de precipitação química (formação ferrífera) nas quais os sulfetos estão incluídos, seja em concentrações locais juntamente com o ouro, constituindo os corpos de minério, ou na forma de disseminações, têm uma extensão estratigráfica de 2,5 km dentro do setor mapeado. Com certeza estendem-se além desses limites, ou seja, além da área exposta pelos trabalhos subterrâneos.

2) Espessura limitada das zonas de minério.

A sequência de sedimentos químicos pode atingir, como espessura máxima, poucas dezenas de metros, porém, as zonas mineralizadas estão restritas a leitos relativamente finos dentro daquela sequência.

3) Paragênese simples.

A feição distintiva da associação ouro-sulfetos é seu caráter predominantemente monometálico. Sulfetos

de ferro (pirita e pirrotita) são quantitativamente dominantes e extensivamente distribuídos ao longo da unidade portadora do minério, se bem que na maior parte em teores muito baixos; em quantidades subordinadas e com distribuição mais restrita, segue a arsenopirita; sulfetos de Cu, Pb e Zn es tão presentes, porém, não assumem proporções de fases mine rais essenciais do minério.

Os minerais de ganga ocorrem em quantidades variáveis e são representados essencialmente por carbonatos (ricos em ferro), silicatos (notadamente quartzo, seguido de clorita e sericita), além de grafita.

4) Relação íntima e ampla entre zonas mineralizadas e litol ogias, fácies e feições sedimentares particulares.

As zonas mineralizadas na mina Faria estão restringidas ao fácies carbonato da formação ferrífera e ne la, os sulfetos dispõem-se concordantemente com o acamamento e preferencialmente ao longo dos leitos carbonáticos.

Confinados a uma camada distinta, cabe a es ses depósitos a classificação de bandeados, visto que o miné rio concordante com o acamamento é de ocorrência ampla e do minante, embora uma parte do minério ocorra associada a bre chas, formando zonas maciças de sulfetos. Localmente, os cor pos de minério são cortados por veios de composição distinta do minério, ou seja, constituídos essencialmente por quartzo leitoso e em menor quantidade por pirrotita, à qual pode es tar associada calcopirita e/ou cubanita. Tais veios partin do do minério, podem dirigir-se às encaixantes alojando-se ao longo ou discordantemente da xistosidade.

Mas como esses minérios irregulares são en contrados somente em conexão com aqueles concordantes e am bos estão sempre limitados à mesma camada, o jazimento aurí fero da mina Faria está intimamente ligado aos estratos ("strata-bound") e deste modo se comporta como uma camada.

Decorre daí, que a camada de formação ferrífera se comporta, também, como o intervalo estratigráfico de finido das mineralizações.

5) Relação entre unidade portadora do minério e o paleo-ambiente.

A unidade portadora de minério está quase sempre associada com o desenvolvimento de um fácies especial das rochas encaixantes: o filito grafitoso. Este fácies especial e a formação ferrífera representam uma mudança de condições que regiam a natureza do ambiente deposicional e do material que aí chegava.

A evolução do ambiente se fez no sentido de adquirir um caráter mediano a extremamente redutor. O afluxo de sedimentos clásticos finos e inorgânicos, responsáveis pelos atuais xistos metassedimentares, foi sensivelmente diminuído ou eliminado, cedendo lugar ao desenvolvimento de material orgânico e de precipitação química.

Deve-se notar que anteriormente à referida mudança de condições do ambiente, a sedimentação não era somente de natureza clástica, mas dada a natureza carbonatada dos xistos metassedimentares encaixantes, uma precipitação química moderada, porém extensiva e paralela ao aporte de clásticos, deve ser considerada. A esse propósito, também, pode ser acrescentada a natureza quartzosa e bastante fina da matriz de diversas variedades de xistos metassedimentares (ao redor de 0,01 mm), que poderia representar a recristalização de um material silexítico.

A formação ferrífera mineralizada ou não e o filito grafitoso, ambos sedimentos ricos em ferro, evidenciam fortemente a predominância de uma situação no ambiente deposicional que condicionaria a precipitação e fixação de ferro, seja na forma de carbonatos, sulfetos ou, em menor intensidade, óxidos.

6) Coincidência com o vulcanismo geossinclinal no tempo e no espaço.

Como já foi mostrado, atividade vulcânica básica foi um evento geológico significativo durante a deposição das rochas do Grupo Nova Lima. Embora as unidades portadoras de minério estejam espacialmente associadas à ativi

dade vulcânica contemporânea, os enriquecimentos de minério raramente estão limitados diretamente por camadas vulcânicas.

As zonas favoráveis de minério dispõem-se a certa distância dos xistos metavulcânicos, os quais não contêm depósitos de minério.

7) Controle tectônico.

As zonas de sulfeto compacto, as brechas e os veios quartzo-pirrotíticos são em parte dependentes do padrão tectônico local, mas não há nenhum controle tectônico do minério bandeado.

As camadas portadoras de minério, assim como os minérios concordantes, mostram todas as influências do extenso dobramento, mas são encontrados independentemente das diferentes posições tectônicas das rochas encaixantes.

8) Ausência de intrusões magmáticas.

Apesar de constituir um fato negativo, deve-se ressaltar a ausência de rochas ígneas, com exceção dos diques de diabásio já assinalada por Tolbert (1964), dentro da área aurífera de Morro Velho-Raposos na qual está inclusa a mina Faria.

Os corpos graníticos e gnáissicos mais próximos localizam-se a 8 km e 16 km respectivamente, a noroeste e ao sul da área mineralizada, embora, segundo Tolbert, alguns pesquisadores sugerem que os dois corpos graníticos unem-se em profundidade e sustentam os sedimentos metamorfisados da área.

9) Ocorrências semelhantes no Grupo Nova Lima.

Dentro do Grupo Nova Lima, as minas de Raposos e São Bento constituem depósitos importantes de ouro localizados em formação ferrífera associada a filito grafitoso.

Em Raposos, conforme Tolbert (1964) as formações ferríferas distribuem-se em dois cinturões distintos cada qual com duas ou mais camadas paralelas, de espessuras

entre 1 a 30 metros, que se estendem por várias centenas de metros, embora, localmente, possam estar bastante adelgaçadas ou rompidas por falhamentos. O minério está quase que totalmente restrito ao fácies carbonatada formação ferrífera, apesar de poder estar também concentrado na clorita xisto sobrejacente e, é contínuo ao longo da lineação de microdobramento. A formação ferrífera quartzo-magnetita é raramente mineralizada.

Uma camada de formação ferrífera com 10 a 30 metros de espessura, sobrejacente a filito e xisto na maioria carbonácea e subjacente a clorita xisto, contém todo o minério da mina São Bento, próximo a Barão de Cocais (Simmons, 1968). É uma das mais longas formações ferríferas pré-Minas mapeadas. Compõe-se de 3 ou 4 segmentos separados por falhamentos, porém estendendo-se por mais de 10 km ao longo da sua direção, ao sul de Barão de Cocais.

Moore (1969) conclui que a formação ferrífera, hospedeira dos corpos da mina São Bento, está dobrada em sinclinal com direção e caimento nordeste. Tais corpos localizam-se no flanco noroeste que é suposto continuar a nordeste, até a mina Santa Quitéria, também em formação ferrífera (Mc Cartney, in Simmons, 1968).

As quatro zonas mineralizadas, em São Bento, ocorrem paralelamente ao acamamento e, em planta são lentes alongadas com a direção de formação ferrífera. Alguns corpos se estendem ao longo do mergulho da formação ferrífera e a razão da localização do minério é desconhecida (Simmons, 1968).

Ao sul de Nova Lima são conhecidas várias minas ou simplesmente galerias de pesquisas, antigas, em formação ferrífera aurífera e, dentre elas podemos citar a mina Esperança, em fase de limpeza e desenvolvimento de seu minério.

AVALIAÇÃO DOS FATOS

Segundo Snyder (1967) as diferentes feições

de um depósito de minério, podem ser englobadas em três classes com diferentes significados quanto às suas implicações genéticas.

Normalmente, num distrito mineralizado, o maior número de feições serve igualmente e muito bem para enquadrá-lo tanto numa hipótese singenética como epigenética. Tais feições de interpretação dupla são ditas permissivas e, não permitem sustentar uma teoria em relação à outra.

As diagnósticas compreendem a minoria das observações e assumem um aspecto crítico. Assim como, não se pode apoiar a hipótese sobre os dados de uma pequena parte do depósito para obter a resposta adequada, não se deve desprezar uma pequena quantidade de observações, porque um maior número de evidências permissivas ajusta-se na hipótese preferida.

Feições pós-mineralização ou não relacionadas a ela, que não têm relação genética com o depósito mineral, são agrupadas como fortuitas.

Dos fatos associados ao depósito aurífero da mina Faria, aqueles relacionados à mineralização uniforme numa dada posição estratigráfica ou dentro de um intervalo estratigráfico restrito, assim como, à correlação próxima e ampla, entre zonas mineralizadas e particulares litologias, fâcies e feições sedimentares, representam forte evidência de origem singenética. Entretanto, somente poderão ser consideradas como diagnósticas e conclusivas, quando não houver evidência conflitante.

Os demais fatos enumerados possuem caráter permissivo, porém, o uso criterioso dessas evidências é de grande importância no desenvolvimento da história da mineralização, desde que não gerem incompatibilidade com a hipótese formulada.

Dentro de uma perspectiva de mineralização singenética para os depósitos da mina Faria, os fatos permissivos, juntamente com os provavelmente diagnósticos, tornam-se convergentes a tal hipótese, se considerarmos os crité

rios apontados por Snyder (1967) a respeito da opção epi ou síngenética. A probabilidade de um depósito ser síngenético diminui à medida que:

- o intervalo estratigráfico mineralizado aumenta;
- a variação de litologia, ou seja, basicamente os am bientes sedimentares, torna-se maior;
- a associação de mineralização com feições sedimentares específicas torna-se inconsistente.

Por outro lado, as feições significativas do depósito, que não se enquadram com a hipótese síngenética, são as seguintes:

- minério discordante do acamamento;
- variações marcantes na intensidade, altura e espessura da mineralização que não possam ser correlacionadas com feições sedimentares;
- mineralização em várias litologias;
- falta de mineralização em ambientes e estruturas sed i mentares, quando ambientes e estruturas semelhantes próximas estão mineralizados.

A atribuição de uma hipótese síngenética para os depósitos da mina Faria torna-se viável face a tais consi derações, uma vez que as evidências compiladas harmonizam-se com os critérios de probabilidade para a opção genética.

A HISTÓRIA DA MINERALIZAÇÃO

Pretendendo esquematizar uma concentração, dos elementos constituintes do minério, contemporânea com a depo sição dos sedimentos da formação ferrífera, faremos algumas considerações sobre os prováveis mecanismos de transporte e deposição daqueles constituintes, em função de seus comporta mentos geoquímicos, no sentido de fortalecer a hipótese de uma vinculação primária, sedimentar, para o minério da mina Faria. Algumas idéias sobre a fonte dos elementos minerali zados, também serão sugeridas.

Assim, a partir dos fatos, tentaremos estabe

lecer a fonte, através do transporte dos materiais do minério, elaborando um modelo de controle paleogeográfico que não contradiz as evidências descritas, mas ao contrário, é por elas sustentado.

1) Cobre, chumbo, zinco e enxofre

Apoiando-se sobre o quadro geológico da área da mina Faria, não é difícil sustentar uma concentração inicial desses elementos, no ambiente deposicional que presidiu a sedimentação das rochas daquela área, embora, como já foi salientado, as concentrações de Cu, Pb e Zn estejam longe para justificá-los como parte essencial do minério.

É de conhecimento amplo que contemporânea ou sub-contemporaneamente à atividade vulcânica está associado o desenvolvimento de fontes gasosas, representadas pelas "fumarolas" e "solfataras". A atividade de tais fontes é considerada como importante causa inicial de concentrações de sulfetos, no meio geossinclinal, devido ao vulcanismo préorogênico submarino.

Ao lado da natureza múltipla dos gases emitidos, vários sais metálicos estão envolvidos. Dentre eles, o ferro é de maior representação, enquanto que cobre, chumbo e zinco são mais raros. Estes elementos podem provir, seja das rochas vulcânicas decompostas pela atividade dos gases ou ser transportados sob forma de íons livres. Vários depôsitos sulfetados de Cu, Zn e Pb, concordantes com o ambiente vulcânico e vulcânico-sedimentar, são considerados geneticamente dependentes dessa atividade ígnea (De Bretizel e Fogliarini, 1971).

A pequena abundância de sulfetos nas rochas vulcânicas e sua ampla distribuição em diversos tipos de rocha, talvez, possa ser explicada, segundo Schermerhorn (1970), pelo desenvolvimento predominante de emanações no fim ou próximo do fim da atividade vulcânica.

A presença de esfalerita e calcopirita nos filitos grafitosos, talvez, seja devida ao enriquecimento de zinco e cobre decorrente do vulcanismo associado, uma vez

que, de acordo com Vine e Tourtelot (1970), nenhum processo metabólico conhecido pode explicar a concentração daqueles elementos, em associação com matéria orgânica nos folhelhos negros.

Dada a continuidade litológica entre as áreas de acumulação de materiais vulcânicos e as áreas terrígenas, sem dúvida, a atividade vulcânica deve ter constituído a fonte principal do enxofre nos sulfetos tão amplamente distribuídos, não só na unidade portadora do minério, como também nas rochas encaixantes da mineralização. Provavelmente, parte do enxofre tenha derivado da ação biogênica sobre sulfatos ou matéria orgânica, notadamente, aquele integrante dos sulfetos das filitos e xistos carbonosos e das formações ferríferas com horizontes grafitosos.

2) Associação Carbonato-Pirita

As diferentes variedades de formação ferrífera são dependentes do tipo do mineral de ferro presente, ou seja, pirita, carbonato ou óxidos (James, 1954). Tais substâncias como compostos primários, são fases mineralógicas mutuamente exclusivas dentro de uma camada de formação ferrífera, pois, indicariam condições ambientais específicas em termos de Eh e pH, durante sua formação. À medida que o ambiente evoluísse de condições redutoras a oxidantes, os minerais insolúveis seriam, ordenadamente, sulfetos, carbonatos e óxidos.

Embora a mudança de deposição de carbonato para sulfeto, por exemplo, se processe somente se houver alteração no Eh e pH do ambiente, deve ser notado que a quantidade de um mineral a ser precipitada depende da quantidade dos constituintes disponíveis, ou seja, da concentração dos íons carbonato e sulfeto dissolvidos na solução e que uma estreita zona de transição entre os limites dos campos de estabilidade deve ser considerada (Krumbein e Garrels, 1952).

A figura 8 indica que pirita, siderita ou magnetita podem ser minerais estáveis em ambientes redutores, dependendo das concentrações de enxofre e carbonato na solu

ção. Verifica-se que o campo de estabilidade da piritita sepa-
ra dois campos de siderita, nas mesmas condições de acidez,
porém, um em condições fortemente redutoras e outro em condi-
ções ligeiramente redutoras a ligeiramente oxidantes.

Diagrama Eh-pH mostrando os campos de estabi-
lidade dos minerais comuns de ferro (modificado de
Garrels e Christ, 1965, pg. 224)

Fig.8

Krauskopf (1967), interpretando o diagrama da
figura 8 prevê associações estáveis, dentro de estreitas va-
riações Eh e pH, para a maioria dos pares de minerais de fer-
ro. Dentre eles o par magnetita-siderita, bastante comum
nas formações ferríferas da mina Faria, além da dupla sideri-

ta-pirita. Ou seja, se houver inter-estratificação entre os minerais de ferro, ela ocorrerá entre tipos adjacentes e, se rá decorrente de pequenas oscilações do potencial de ôxido-redução e de acidez do ambiente deposicional, desde que ions adequados estejam disponíveis.

O equilíbrio entre as fases carbonatadas e sulfetadas de ferro, em ambientes com condições redutoras e ligeiramente ácidas a ligeiramente alcalinas, pode sugerir uma vinculação primária entre sulfeto de ferro e a camada que atualmente controla litologicamente sua distribuição.

3) Arsênico

Onishi e Sandell (1955) assinalaram que o arsênico, provavelmente, é transportado ao mar e aos sedimentos predominantemente em associação com o material suspenso: em minerais detríticos, em argilo-minerais, na forma adsorvida em ôxidos hidratados de ferro, embora não haja dúvida que parte do arsênico esteja presente em solução, na forma iônica ou molecular.

O conteúdo muito mais elevado de arsênico em folhelhos (13 ppm) e em sedimentos pelágicos (11 ppm) do que nas rochas ígneas (1,5 ppm) mostra que aquele elemento, no material sedimentar, não pode ter sido totalmente derivado de uma quantidade equivalente de rochas ígneas. Os autores referidos acima, considerando este fato, atribuem o excesso de arsênico às exalações vulcânicas e fontes termais submarinas, pois que na água do mar sua concentração é da ordem de 0,01 ppm. Além disso, este elemento é conhecido como um constituinte não incomum de sublimados e incrustações vulcânicas.

Rankama e Sahama (1962) notaram que o arsênico tem tendência a precipitar-se por hidrólise de seus sais, como também observaram uma preferência do arsênico por sedimentos ricos em ôxidos e sulfetos de ferro e provavelmente matéria orgânica, embora, a razão não esteja muito bem esclarecida. Supõem que o arsênico, que permanece em solução na água do mar, esteja na forma de arsenito.

Sintetizando algumas propriedades dos colóides, Krauskopf (1967) mostra que partículas coloidais estáveis de As_2S_3 podem ser formadas borbulhando-se H_2S em solução de arsenito. Porém, a adição de um eletrólito de cátion bivalente, no caso usou cloreto de cálcio, provoca sua floculação. Este comportamento parece fornecer uma explicação, embora aproximada, para a fixação de arsênico, em solução na água do mar, junto a sedimentos onde da presença de H_2S e de sais de cátions bivalentes, por exemplo, cloreto ou carbonato de cálcio, possa ser provada.

4) Ouro

Com o objetivo de fundamentar a hipótese de que as formações ferríferas não são apenas o atual controle litológico das mineralizações, mas também controlaram a concentração sedimentar do ouro, durante sua deposição, os seguintes fatos relacionados à própria rocha hospedeira devem ser reavivados:

- natureza carbonatada
- abundância em ferro
- presença de horizontes quartzosos

A ligação ouro-carbonato em jazidas do Quadrilátero Ferrífero já foi evocada por Fleischer (1971), ao discutir a gênese da mina de Passagem, de Mariana. Apresentando um quadro sobre várias mineralizações auríferas do Quadrilátero Ferrífero, verificou que elas se colocam preferencialmente em sedimentos de origem química e, que se forem consideradas as tonelagens de ouro extraído, uma estreita associação entre ouro e rochas carbonatadas torna-se evidente.

Dadas as estreitas conexões entre mineralizações auríferas e sedimentos carbonatados ricos em ferro, não só nos corpos de minério da mina do Faria, mas também de vários outros depósitos do grupo Nova Lima, é sugestivo que as condições regentes da deposição dessas rochas também tenham agido na concentração de ouro.

A fundamentação dessa hipótese nos levaria a atribuir às camadas de formação ferrífera, representantes de

ambientes sedimentares específicos, o papel de controle litológico e estratigráfico primários, assim como, paleogeográfico da concentração do ouro na mina Faria. Dadas as considerações anteriores, sobre a distribuição dessas rochas, é considerada a possibilidade de que elas constituam regionalmente os controles estratigráfico e paleogeográfico de mineralizações auríferas no grupo Nova Lima.

Desse modo, torna-se necessária a proposição de um mecanismo de natureza exógena, contemporâneo às condições de deposição das formações ferríferas, que possibilite o transporte e a fixação do ouro naquelas rochas de precipitação química.

Apesar de sua notável inércia química, vários autores mostraram a possibilidade de migração do metal no solo. Entre eles, Freise (1931) observou que a retomada dos trabalhos em antigos depósitos aluvionares, assim como o exame de rejeitos abandonados de minas de ouro, cobertos por vegetação, indicavam aumento nos teores em ouro a partir dos níveis superiores para os inferiores. A ação de agentes orgânicos em soluções subterrâneas, permitia o transporte químico do metal e sua posterior concentração em profundidade.

Smith (1943) mostrou que, em soluções aquosas alcalinas sulfetadas, o ouro é solúvel e pode ser cristalizado a partir de tais soluções. Porém para que quantidades significativas de ouro pudessem ser quimicamente mobilizadas em soluções alcalinas, Krauskopf (1951) enfatizou como condição indispensável a presença de sulfetos e, o ouro seria dissolvido e transportado na forma de AuS^- .

Dado o caráter ligeiramente alcalino e a ausência de quantidade apreciável de íon sulfeto na água do mar, a solubilidade do ouro é muito pequena. Em defesa de um transporte iônico para o ouro, Krauskopf (1951) supõe que ele poderia formar íons complexos, tais como AuO_2^- e AuCl_4^- . Esta última forma é aquela admitida para a solubilização e transporte em soluções ácidas.

Como soluções alcalinas naturais não afetam apreciavelmente o ouro metálico na ausência de íons HS^- , que

a solubilidade em condições ácidas é significativa somente em situações pouco comuns na natureza, Krauskopf (1951) admite que o transporte de ouro como composto químico, em águas supérgenas, é efetivo somente em escala local e em pequenas quantidades.

A baixa eficiência do transporte iônico de ouro na natureza foi demonstrada em vários trabalhos, os quais, por outro lado, ressaltaram a tendência das suspensões coloidais serem os veículos mais adequados para a migração natural do ouro.

A possibilidade de um transporte iônico para composto de ouro, na forma de tiosulfeto, é considerada por Goleva et al. (1970). Porém admitem que o ouro é principalmente transportado como complexos orgânicos, como elemento metálico ou como suspensão coloidal.

Tentando estabelecer as condições naturais em que o ouro metálico pode ser dissolvido na forma complexa de auricloreto, Cloke e Kelly (1964) concluíram que o transporte supérgeno de ouro era viável em condições de Eh e pH pouco comuns ou mesmo inexistentes na natureza. O excesso de concentração de íons cloreto, que é o terceiro fator envolvido no processo de solução do ouro, pode ser encontrado em águas de algumas minas, porém a combinação, de extrema acidez e elevado potencial de oxidação, é notavelmente rara.

Confirmando os resultados de Cloke e Kelly, expostos acima, Goni et al. (1967) concluíram que em valores de pH acima de 5 a 6 as soluções áuricas não são estáveis. Os valores de pH das águas naturais seriam favoráveis à hidrólise dos compostos áuricos, ou seja, condicionariam a formação de soluções coloidais, sem a necessidade de se atingir condições alcalinas. A estabilidade dessas soluções permitiria a migração do ouro a grandes distâncias.

Goni e seus colaboradores, ainda no trabalho citado acima, estudaram o comportamento das suspensões coloidais de ouro quanto à estabilidade. Desde que suas conclusões são importantes para sustentar nossa idéia, tomamos a liberdade de resumir-las e transcrevê-las da seguinte maneira:

- suspensões coloidais de ouro podem ser facilmente for
madas, a partir de compostos iônicos extremamente ins
táveis, por redução, através de sais metálicos, ou en
tão, mecanicamente, pela abrasão do ouro metálico.
Tais suspensões permanecem estáveis nos pH das águas
naturais;
- a estabilidade das suspensões coloidais depende tam
bém dos eletrólitos presentes na solução; dada a natu
reza hidrófoba e eletro-negativa dessas suspensões,
elas serão sensíveis às de hidróxidos de sinal positi
vo;
- o hidróxido férrico, existente nas águas naturais, em
estado coloidal, manteria o colóide de ouro em suspen
são, por adsorção e, promoveria seu transporte;
- a sílica coloidal, também, desempenha um papel impor-
tante na estabilização de colóides de ouro, nos am
bientes geológicos, dada sua função de colóide prote
tor (Fron del, 1938); dessa maneira, o hidróxido férrico
não seria o único colóide a transportar o ouro co
loidal;
- os ambientes carbonáticos, com fraca concentração, po
dem favorecer a estabilidade das partículas coloidais,
mas existe uma concentração crítica, acima da qual es
ses meios poderiam agir como eletrólitos e tornam-se
floculadores; tal limite pode estar ao redor de 1% de
concentração de K_2CO_3 , que foi o carbonato utilizado.
Dos vários ensaios realizados, verificou-se que as
partículas de ouro se depositavam mais rapidamente na
solução com aquela concentração, que foi a máxima uti
lizada. Goni e seus colaboradores concluíram que um
meio fortemente carbonatado parece bloquear a migra
ção do ouro;
- no meio fortemente alcalino, a sílica coloidal pode
ria se solubilizar e, sua função protetora face ao co
lóide de ouro tornar-se-ia diminuída.

Apoiado nessas conclusões, um modelo de natu
reza supérgena, para o transporte e fixação do ouro, desde a
fonte até aos depósitos sedimentares quartzo-carbonáticos, ri

cos em ferro, torna-se sugestivo e de fácil elaboração.

5) A fonte do ouro

O problema da fonte do ouro é especulativo. Porém mais uma vez assentado sobre o contexto geológico on de se encontram as mineralizações auríferas, o vulcanismo básico poderia ter contribuído, primariamente, para a elevação local dos teores em ouro.

Apesar das diferenças nas estimativas efetuadas por diversos pesquisadores sobre o conteúdo em ouro nas rochas, Shcherbakov (1968) argumenta que o ouro é regularmente distribuído e enriquecido nas rochas ígneas máficas em relação às ácidas.

Vale a pena ressaltar que, na apreciação dos valores característicos de conteúdo em ouro, para vários tipos de rocha, De Grazia e Haskin (1964) indicam que os basaltos da cadeia Médio-Atlântica revelam conteúdo médio em ouro de 10 ppb. Tal valor é mais elevado que aquele para basaltos da crosta continental e, é suplantado apenas pelo conteúdo encontrado nas argilas pelágicas (12 ppb).

A HISTÓRIA METAMÓRFICA

Faturamento, dobramento e metamorfismos tardios à mineralização podem modificar notavelmente o aspecto original das concentrações metálicas devido principalmente à deformação, recristalização, mobilização e reação química.

Dando ênfase às assembléias de sulfetos associados aos ambientes sedimentares-vulcânicos, Mc Donald (1967) tece amplas considerações a respeito dos efeitos metamórficos e de deformação sobre aquelas assembléias.

Alguns deles julgamos perfeitamente relacionados à evolução metamórfica do minério, a partir da camada sedimentar que primariamente concentrou seus elementos e, de importância na elucidação de algumas feições atuais do deposito mineral.

1) Aspectos texturais

Evidências mostradas por Love (1962) são condizentes em atribuir ao material sulfetado original uma granulação extremamente fina e, provavelmente, bastante disperso ("sulfide dusty") na rocha sedimentar. Diagênese e metamorfismo de baixo grau são responsáveis pela organização cristalina da fina "poeira de sulfetos" e, o aumento nas condições metamórficas é acompanhado por fraturamento, recristalização e crescimento dos grãos minerais.

Segundo vários autores citados por Mc Donald (1967), a sequência paragenética, em depósitos sulfetados metamorfizados, reflete melhor as propriedades físicas inerentes dos minerais do que os estágios sucessivos de mineralização epigenética.

A ausência de critérios nitidamente conclusivos quanto à ordem de cristalização entre pirita e arsenopi^rita, como também, a detecção de relações apenas sugestivas de substituição de pirita, arsenopirita e pirrotita pelos sulfetos tardios, é coerente com a falta de texturas de substituição em depósitos metamorfizados.

Diversas relações texturais, entre os sulfetos, são determinadas pela relativa facilidade com que eles respondem aos esforços diferenciais, sob condições metamórficas. É interessante notar que na associação mineralógica do minério da mina Faria, as relações de venulações, entre os sulfetos, são observadas entre aqueles que têm comportamento distinto às deformações. Este fato é consistente com observações e experiências discutidas por Mc Donald (1967), nas quais os sulfetos, mais facilmente deformáveis, podem preencher fraturas ou introduzir-se ao longo de limites de grãos de minerais mais friáveis.

O caráter tardio dos sulfetos de Cu + Fe, Pb e Zn em relação à pirita, arsenopirita e, parcialmente em relação à pirrotita, talvez possa ser consequência dos comportamentos relativos de cada sulfeto sob a ação metamórfica.

2) Mudanças mineralógicas

Reações entre carbonatos ricos em metais e enxofre, descritas por Kullerud (in Mc Donald, 1967), conduzem à formação de sulfetos minerais, em temperaturas entre 100°C a 300°C. Admite-se que tais reações possam ser importantes no ambiente diagenético ou metamórfico de baixo grau das acumulações sedimentares de sulfetos, uma vez que elas estão comumente associadas com minerais carbonatados. Um processo deste tipo pode ter contribuído para a formação adicional de pirita e carbonato pobre em ferro, nas rochas da mina Faria, através da reação entre o enxofre livre nas camadas e os carbonatos ricos em ferro.

Várias evidências compiladas por Mc Donald (1967) indicam que pirita é o sulfeto de ferro dominante nos sedimentos e rochas metamórficas de baixo grau. Pirrotita, como mineral autógeno, é rara. No entanto, em áreas metamorfizadas regionalmente em grau mais elevado, são comuns sequências de pirita-pirrotita-magnetita com ou sem grafita. Estas sequências são tipicamente concordantes e situadas em ambientes normalmente considerados como tendentes à acumulação de sulfetos durante os processos sedimentares-vulcânicos.

As descrições de Gammon (1966) sobre os "fahlbands" (equivalentes metamórficos dos depósitos sapropélicos sulfetados) do sul da Noruega, são concordantes com a idéia de que durante o metamorfismo regional, pirita é transformada em pirrotita e talvez magnetita.

Em exemplos citados por Mc Donald (1967), evidencia-se que a mudança de minérios ricos em pirita para minérios ricos em pirrotita, é acompanhada por aumento na intensidade do metamorfismo regional.

Tais considerações relacionam-se com nossas observações sobre a pirrotita. Além de sua diferenciação tardia em relação à pirita, exhibe invariavelmente uma textura cisalhada, alongada concordantemente ao bandejamento da formação ferrífera, ou à xistosidade, nas zonas axiais de dobras, sugerindo que sua organização como espécie mineral tenha tido lugar concomitantemente com a fase metamórfica, associada a deformações.

Como efeito dessa transformação metamórfica, o aumento da concentração de enxofre pode alterar a mineralogia da associação mineral presente e, promover a retirada de cátions de minerais não sulfetos, criando novas fases sulfetadas. Nesse sentido é interessante citar o exemplo referido por Mc Donald (1967), no qual a exsolução de pirrotita a partir de esfalerita é promovida pelo incremento na concentração de enxofre, adicionalmente à deformação, através da diminuição do conteúdo em ferro da esfalerita.

3) Mobilização

Feições de provável mobilização no minério da mina Faria consistem de vênulas segundo fraturas, normalmente preenchidas por pirrotita, em pequenas dobras e zonas brechadas, assim como, as venulações entre os sulfetos. Como feições maiores, podemos citar, os veios quartzo-pirrotíticos e os veios de quartzo associados a zonas cizalhadas.

Pôde-se verificar, segundo Vokes (1971), que a mobilização metamórfica é admitida em distâncias limitadas, geralmente medidas em milímetros ou metros, a partir da fonte. Os sulfetos mais móveis, entre eles, esfalerita, calcopirita, galena e pirrotita têm tendência de se alojar nas chamadas estruturas de secreção, tais como: zonas de alívio de pressão, fraturas de tensão, clivagens de fratura, etc.

Ainda segundo Vokes (1971), algumas autores responsabilizam a mobilização metamórfica, pela "cicatrização" de grãos de pirita e arsenopirita fraturados, pelo influxo ("inflowing") de calcopirita, galena e outros sulfetos.

Mesmo as segregações maiores na mina Faria, ou seja, os veios quartzo-pirrotíticos, encontram paralelo nos exemplos alinhados por Vokes (1971). Segundo este, em condições mais acentuadas de metamorfismo, certos componentes dos corpos de sulfetos podem ser mobilizados e, migram a distâncias variáveis dentro do próprio corpo de minério, ou atingem suas vizinhanças imediatas. Cristalizam-se, com

muito quartzo e feldspato, em corpos irregulares ou em forma de veios, adquirindo granulação grossa. Podem distanciar-se vários metros, a partir das paredes do corpo de minério, dentro das encaixantes.

SUMÁRIO E CONCLUSÕES

- 1 - As rochas da área da mina Faria são predominantemente xistos e filitos de natureza metassedimentar e metavulcânica.

Os metassedimentares caracterizam-se por apresentar uma composição mineralógica essencial constituída de quartzo, carbonato, clorita e sericita, em proporções variáveis, podendo estar presentes, ainda, leucoxênio, óxidos de ferro hidratados, rutilo, sericita cromífera, minerais opacos (usualmente, pirita) e, raramente, plagioclásio e epídoto. Os filitos grafitosos, ricos em material carbonoso, mostram uma variedade de sulfetos, dos quais, pirita é o dominante, seguido de calcopirita e esfalerita.

Como minerais principais, os xistos metavulcânicos posuem: anfibólio, plagioclásio, clorita e epídoto. Subordinadamente estão presentes: sericita, leucoxênio, titanita, biotita, carbonato, ilmenita, quartzo e, localmente, rutilo e turmalina.

Formação ferrífera fácies carbonato, localmente, com magnetita, rocha metabásica e rocha quartzo - carbonática representam litologias subordinadas.

- 2 - Foliação é a feição estrutural planar mais comum nos xistos e filitos da mina Faria. Tem direções entre $N30^{\circ}$ - 50° E com ângulos de mergulho variando de 30° a 45° SE.

Acamamento nestas rochas foi completamente ou quase completamente destruído e, somente, em poucas amostras pode ser notado a discordância entre acamamento e foliação. O bandeamento da formação ferrífera é normalmente paralelo à foliação dos xistos e filitos, com exceção das zonas onde está dobrado.

Outra feição estrutural proeminente na mina Faria são as dobras isoclinais e assimétricas, em diversas escalas, preferencialmente na formação ferrífera e filito grafitoso. A atitude dos planos axiais é praticamente concor

dante com a atitude da foliação e, o caimento do eixo se faz para este ou sudeste.

Estruturas dobradas em forma de "charuto" ou "fuso" es
tão presentes na formação ferrífera, em zonas de deformação
mais intensa.

Lineação de microdobramento é acentuadamente desenvolvida
nas rochas xistosas e no filito grafitosos, tendo direção
preferencial E - W e ângulo de caimento entre 30° a 35° E.

Zonas de cisalhamento, com atitudes paralelas às da foliação, parecem constituir um sistema de movimentação bastan
te comum e desenvolvido.

Três zonas cisalhadas verificadas no nível 7 (Gaia, proximidades
do dique de rocha metabásica e zona B da Gabiro
ba), envolvendo formação ferrífera, provavelmente constitue
m as únicas falhas maiores dentro da escala do distrito.

O sistema preferencial de fraturamento tem direção no-
roeste e mergulho preferencial para sudoeste.

É sugerida uma estrutura em sinclinal para a área da Gabi
roba com direção, caimento e abertura para nordeste.

- 3 - As camadas e lentes da formação ferrífera fácies carbonato
constituem os controles litológico e estratigráfico das mineralizações de sulfetos e ouro. Estes se encon
tram alojados preferencialmente ao longo dos horizontes carbonáticos, conferindo uma estrutura bandeada ao miner
io. Deformações tectônicas locais, através de brechação e cisalhamento, provavelmente, controlaram o desenvolv
imento do minério maciço.

Uma camada de formação ferrífera com espessura média de 10 metros, seguida por 2,5 km dentro da área da mina, é a hospedeira dos seguintes corpos de minério: Gaia, Mata Virgem, Faria Velho e Faria Extensão, dos quais os três últimos são os principais. O corpo de minério Lima en
contra-se numa camada delgada de formação ferrífera, sub

jacente àquela mais extensa.

As zonas do corpo de minério Gabiroba estão em segmentos mineralizados de formação ferrífera aparentemente separados da camada principal.

- 4 - Os principais minerais opacos no minério, em ordem de crescente de abundância, são: pirita, pirrotita e arsenopirita; em quantidades menores estão presentes: calcopirita, cubanita, esfalerita, galena, tetraedrita, magnetita, ilmenita, hematita e ouro.

Quartzo cinza e leitoso, assim como, carbonatos (normalmente com Fe e Mg, além de Ca) constituem os minerais de ganga dominantes. Ao lado destes, podem estar presentes no minério: grafita, clorita, sericita, óxidos de ferro hidratados e sericita cromífera.

Pirita e arsenopirita constituem os minerais sulfetados mais velhos. A eles seguiu-se a diferenciação de pirrotita, que não apresenta relações de sobreposição com os dois minerais anteriores. Calcopirita, cubanita, galena, esfalerita e tetraedrita são contemporâneas e posteriores à fase final de diferenciação da pirrotita.

Pirita revelou ser o principal sulfeto hospedeiro para inclusões de ouro.

- 5 - É sugerida uma concentração sedimentar primária do ouro, assim como dos demais constituintes do minério, concomitantemente com a deposição da formação ferrífera fácies carbonato. Tal hipótese está apoiada em observações geológicas de caráter local e regional, assim como, em dados experimentais, compilados da literatura, sobre o comportamento geoquímico exógeno do ouro.

Em decorrência dessa hipótese, as formações ferríferas, dentro do Grupo Nova Lima, podem constituir os controles estratigráfico e paleogeográfico regionais de possíveis zonas mineralizadas em ouro.

O vulcanismo básico, estreitamente associado e contemporâneo

râneo à deposição dos sedimentos clásticos e químicos, é proposto como a causa principal da elevação dos teores dos elementos integrantes do minério, junto ao ambiente deposicional daquelas rochas.

A evolução tectônica e metamórfica, da camada sedimentar previamente enriquecida, é responsável pelo atual aspecto do minério. Recristalização de pirita, aumento na granulação dos minerais, diferenciação de pirrotita e adicionalmente de pirita, migração de sulfetos mais móveis, constituindo vênulas na formação ferrífera ou nos sulfetos menos móveis, assim como a formação de veios quartzo - pirrotíticos são feições consideradas como decorrentes dos efeitos metamórficos e de deformação.

BIBLIOGRAFIA

- BASTIN, E.S. (1950) - Interpretation of ore textures - Geol. Soc. Am., Memoir 45, 101 p.
- BASTIN, E.S., GRATON, L.C., LINDGREN, W., NEWHOUSE, W.H., SCHWARTZ, G.M. e SHORT, M.N. (1931) - Criteria of age relations of minerals. With special reference to polished sections of ores - Econ. Geol., 26, pp.561-610.
- BLOSS, F.D. (1961) - An introduction to the methods of optical cristallography - Holt, Rinehart and Winston, Inc., New York, 244 p.
- CAMARGO, W.G.R. (1957) - A jazida de Ouro de Morro Velho, Minas Gerais (Contribuição ao conhecimento da gênese) - Tese para Concurso de Livre-Docência da Cadeira de Mineralogia da FFCL-USP (inédito).
- CAMERON, E.N. (1966) - Ore microscopy - John Wiley and Sons Inc., New York, 293 p.
- CLOKE, P.L. e KELLY, W.C. (1964) - Solubility of gold under inorganic supergene conditions - Econ. Geol., 59, pp. 259 - 270.
- DE BRETIZEL, P. e FOGLIERINI, F. (1971) - Les gîtes sulfurés concordants dans l'environnement volcanique et volcanique sédimentaire-Mineral. Deposita, 6, pp.65-76.
- DE GRAZIA, A.R. e HASKIN, L. (1964) - On the gold contents of rocks - Geochim. et Cosmochim. Acta, 28, pp.559-564.
- DORR, J.V.N. 2d (1969) - Physiographic, Stratigraphic and Structural Development of the Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais, Brazil - U.S.G.S Prof.Paper, 641-A, 109 p.
- DORR, J.V.N. 2d, GAIR, J.E., POMERENE, J.B. e RYNEARSON, J.A. (1957) - Revisão da Estratigrafia Pré-Cambriana do Quadrilátero Ferrífero - D.N.P.M.-D.F.P.M., Avulso 81, 31 p.
- FLEISCHER, R. (1971) - Le gisement aurifère à tourmaline de Passagem de Mariana (Minas Gerais-Brésil) et son cadre. Influence de l'evolution structurale et du métamorphisme sur une minéralization syngénétique familière - Tese de Doutamento apresentada à Faculdade de Ciências de Paris. Inédito.

- FREISE, F.W. (1931) - The transportation of gold by organic underground solutions - Econ.Geol., 26, pp.421-431.
- FRONDEL, C. (1938) - Stability of colloidal gold under hydrothermal conditions - Econ.Geol., 33, pp. 1-20.
- GAIR, J.E. (1958) - Age of gold mineralization in the Morro Velho and Raposos Mines, Minas Gerais - Soc.Bras.Geol., 7, pp.39-45.
- GAIR, J.E. (1962) - Geology and Ore Deposits of the Nova Lima and Rio Acima Quadrangles, Minas Gerais, Brazil - U.S.G.S. Prof. Paper, 314-A, 67 p.
- GAMMON, J.B. (1966) - Fahlbands in the precambrian of Southern Norway - Econ.Geol., 61, pp.174-188.
- GARRELS, R.M. e CHRIST, C.L. (1965) - Solutions, Minerals and Equilibria - Harper and Row Publishers, New York, 450 p.
- GOLEVA, G.A., KRIVENKOV, V.A. e GUTZ, Z.G. (1970) - Geochemical trends in the occurrence and migration forms of gold in natural water - Geochim. Internat., 7, pp.518-529.
- GONI, J., GUILLEMIN, C. e SARCIA, C. (1967) - Géochimie de l'or exogène. Étude expérimentale de la formation des dispersions colloïdales d'or et de leur stabilité - Minéral. Deposita, 1, pp.259-268.
- GUIMARÃES, D. (1931) - Contribuição à Geologia do Estado de Minas Gerais - Ser.Geol.Min., Bol.55, 36 p.
- GUIMARÃES, D. (1935) - Contribuição ao estudo do minério de ferro e manganês do centro de Minas Gerais - D.N.P.M. - S.F.P.M., Bol. 8, 70 p.
- GUIMARÃES, D. (1964) - Geologia do Brasil - D.N.P.M.-S.F.P.M., Memória 1, 674 p.
- GUIMARÃES, D. (1970) - Arqueogênese do ouro na região central de Minas Gerais - D.N.P.M.- D.F.P.M., Bol.139, 51 p.
- HUBER, N.K. e GARRELS, R.M. (1953) - Relation of pH and oxidation potential to sedimentary iron mineral formation - Econ. Geol., 48, pp. 337-357.
- JAMES, H.L. (1954) - Sedimentary facies of iron formation - Econ. Geol., 49, pp.235-293.
- KRAUSKOPF, K.B. (1951) - The solubility of gold - Econ.Geol., 46, pp. 858-870.

- KRAUSKOPF, K.B. (1967) - Introduction to geochemistry - McGraw - Hill Book Co., New York, 721 p.
- KRUMBEIN, W.C. e GARRELS, R.M. (1952) - Origin and classification of chemical sediments in terms of pH and oxidation reduction potentials - J.Geol., 60, pp. 1-33.
- LOVE, L.G. (1962) - Biogenic primary sulfide of the permian Kupferschiefer and Marl Slate - Econ.Geol., 57, pp.350-366.
- MC DONALD, J.A. (1967) - Metamorphism and its effects on sulphide assemblages - Mineral.Deposita, 2, pp.200-220.
- MOORE, S.L. (1969) - Geology and ore deposits of the Antônio dos Santos, Gongo Sôco e Conceição do Rio Acima. Quadrangles, Minas Gerais, Brazil - U.S.G.S. Prof. Paper, 341 - I, 50 p.
- NOBLE, J.A. (1950) - Ore mineralization in the Homestake gold mine, Lead, South Dakota - Geol.Soc.Amer., Bull., 61, pp.221-252.
- ONISHI, H. e SANDELL, E.B. (1955) - Geochemistry of arsenic - Geochim. et Cosmochim. Acta, 7, pp. 1-33
- RANKAMA, T. e SAHAMA, TH.G. (1962) - Geoquímica - Aguilar, S.A. de Ediciones, España, 862 p.
- SCHERMERHORN, L.J.G. (1970) - The deposits of volcanics and Pyritite in the Iberian Pyrite Belt. - Mineral.Deposita, 5, pp. 273-279.
- SCHOUTEN, C. (1962) - Determination tables for ore microscopy - Elsevier Publishing Co., Amsterdam, 242 p.
- SCHWARTZ, G.M. (1931) - Textures due to unmixing of solid solutions - Econ.Geol., 26, pp. 739-763.
- SCHWARTZ, G.M. (1951) - Classification and definitions of textures and minerals structures in ores - Econ.Geol., 46, pp. 578-591.
- SHCHERBAKOV, Yu.G. (1968) - Distribution of gold in igneous rocks and specialization of gold - bearing intrusions. Geochim. Internat., 5, pp. 1226-1228.
- SIMMONS, G.C. (1968) - Geology and Mineral resources of the Barão de Cocais Area, Minas Gerais, Brazil - U.S.G.S. Prof.Paper, 341-H, 46 p.

- SMITH, F.G. (1943) - The alkali sulphide theory of gold deposition - Econ. Geol., 38, pp. 561-590.
- SNYDER, F.G. (1967) - Criteria for origin of stratiform ore bodies with application to southeast Missouri, in Genesis of stratiform lead-zinc-barite-fluorite deposits in carbonate rocks, A Symposium - Econ.Geol., Monograph 3, pp. 1-13.
- TOLBERT, G.E. (1964) - Geology of the Raposos gold mine, Minas Gerais, Brazil - Econ.Geol., 59, pp.775-798.
- UYTENBOGAARDT, W. e BURKE, E.A.J. (1971) - Tables for microscopic identification of ore minerals - Elsevier Publishing Co., Amsterdam, 430 p.
- VINE, J.D. e TOURTELOT, E.B. (1970) - Geochemistry of black shale deposits - A summary Report - Econ.Geol., 65, pp. 253-272.
- VOKES, F.M. (1971) - Some aspects of the regional metamorphic mobilization of preexisting sulphide deposits - Mineral. Deposita, 6, pp. 122-129.
- WILLIAMS, H., TURNER, F.J. e GILBERT, C.M. (1954) - Petrography - W.H.Freeman and Company, San Francisco, 406 p.
- WINCHELL, A.N. (1946) - Elements of optical mineralogy - Part II: Descriptions of minerals - John Wiley and Sons, Inc., New York, 459 p.

1-Filito grafitoso. Horizontes quartzo-carbonáticos ricos em pirita (cor cinza claro, com aspecto granular) deformados por dobramento e pequenos deslocamentos. As zonas de cor preta ou tonalidade cinza com aspecto homogêneo correspondem a horizontes grafitosos. Corte perpendicular à lineação (Túnel do Gaia, próximo à entrada do corpo de minério Gaia).

2-Formação ferrífera. Fragmentos de magnetita (grãos cinza escuro ou preto) na massa clara quartzo-carbonática evidenciam brechagem ao longo de certos horizontes entre camadas aparentemente indeformadas (sondagem F-64. Distância da boca do furo: 30 metros).

3-Minério. Pirrotita xenomorfa (cor cinza claro) disposta paralelamente ao acamamento da formação ferrífera. Corte sub-paralelo à lineação. (Corpo Mata Virgem, sub-nível 7).

1

2

3

4-Minério. Pirrotita (cor cinza claro) em zona axial de dobra, alongando-se discordantemente do acamamento. Alguns cristais de pirita, com seção cúbica, estão acompanhando os horizontes mais ricos em pirrotita. (Corpo Mata Virgem, sub-nível 7).

5-Minério. Pirita está presente exclusivamente nos horizontes onde carbonato é mais abundante. As bandas de cor branca ou cinza claro são essencialmente quartzosas. (corpo Faria Velho, nível 10).

6-Minério. Pirita (cor cinza claro) dominante em dados horizontes (ricos em carbonato) passa gradativamente a outros (pobres em carbonato) quase que isentos deste sulfeto (metade superior da amostra). A porção inferior de natureza quartzo-carbonática contém pirita com granulação maior. Corte perpendicular à lineação. (corpo Lima, nível 7).

4

5

6

7-Minério. Camada de pirita (cor cinza claro) maciça dobrada. A região cinza escuro ou preta é constituída de quartzo escuro, carbonato e grafita. Corte perpendicular à lineação. (corpo Lima, nível 7).

8-Minério. Pirrotita (cor cinza claro) bastante deformada está entre os fragmentos de quartzo e carbonato (cor branca) ou ao longo de pequenas fraturas na formação ferrífera brechada. As partes pretas são ricas em grafita. O acamamento bastante deformado é perpendicular ao alongamento da escala. Corte perpendicular à lineação. (corpo Faria Extensão, sub-nível 7).

7

8

9-Veio quartzo-pirrotítico discordante do acamamento da formação ferrífera. O deslocamento é causado por uma zona cisalhada paralela ao acamamento da formação ferrífera. ("Raise" da zona "B" do corpo Gabiroba).

10-Agregado de quartzo leitoso e pirrotita. A porção direita da amostra é minério rico em pirrotita. (corpo Faria Extensão, nível 7).

9

10

1-Lâmina delgada do xisto quartzoso-feldspático. Grãos grosseiros de quartzo e feldspato isolados na matriz fina de natureza clorítico-sericítico-quartzosa. Os feldspatos estão geralmente sericitizados. Aumento, 30 X. Nícois cruzados.

2-Lâmina delgada do sericita xisto. Horizontes de cisalhamento responsáveis pela xistosidade microscópica da rocha (paralela à diagonal noroeste da fotografia) seccionam a orientação geral das placas de sericita (paralela à diagonal nordeste da fotografia) em grande ângulo. Os planos de cisalhamento delimitam núcleos lenticulares de sericita. Aumento, 75 X. Nícois ligeiramente cruzados.

3-Lâmina delgada do xisto metassedimentar. Leitos quartzo-carbonáticos, com pirita (no superior), limitados por faixas mais espessas de sericita e clorita. Carbonato (grãos de cor cinza com superfície de aspecto "sujo") alongado paralelamente à xistosidade, notadamente no leito inferior. Foliação forte. Pirita ocorre também na matriz xistosa (porção nordeste do leito quartzo-carbonático superior). Aumento, 75 X. Nícois ligeiramente cruzados.

1

2

3

4-Lâmina delgada do xisto metassedimentar. Textura anastomosada dos horizontes sericítico-cloríticos, envolvendo núcleos lenticulares quartzo-carbonáticos. O alto relevo do carbonato e a seção rômica de alguns grãos permitem distinguí-los do quartzo associado. Pirita é o mineral opaco nos horizontes xistosos. Aumento, 30 X. Nícois paralelos.

5-Lâmina delgada do xisto metavulcânico (granulação fina). Pequenos cristais de anfibólio (cor branca ou cinza claro) dão um aspecto ripiforme à rocha. Foliação ausente. A matriz fina (cor escura) é constituída por epidoto, clorita, anfibólio, plagioclásio e leucóxênio. Aumento, 75 X. Nícois cruzados.

6-Lâmina delgada do xisto metavulcânico (granulação grossa). Cristais maiores de anfibólio (porções superior e inferior direitas) alterados e parcialmente substituídos por clorita e epidoto (partes escuras). Plagioclásio com aspecto nebuloso devido à sericitização. Aumento, 30 X. Nícois cruzados.

4

5

6

7-Lâmina delgada de filito grafitoso. Deformação causada por cisalhamento. Horizontes de sericita e grafita são rompidos e penetram na lente quartzo-carbonática. Aumento, 30 X. Nícois paralelos.

8-Lâmina delgada de filito grafitoso. Recristalização de quartzo com hábito fibroso perpendicularmente a fraturas na pirita. Aumento, 30 X. Nícois ligeiramente cruzados.

9-Seção polida de filito grafitoso. Pirita com contornos euhedrais (porção inferior) ao lado de agregados xenomorfos também de pirita (porção centro superior). Aumento, 70 X. Nícois paralelos.

7

8

9

10-Seção polida de filito grafitoso. Pirita com hábito globular. A tonalidade mais escura na parte central em algumas micro-esferas é devida à cor amarela mais acentuada em relação ao resto do grão. Aumento, 272 X. Nícois paralelos.

11-Seção polida de filito grafitoso. Pirita com hábito globular constituindo núcleo de pirita hipidiomórfica com superfície mais limpa. Esfalerita xenomórfa está presente no núcleo e na porção centro superior do cristal de pirita (manchas de cor cinza escuro). Aumento, 184 X. Nícois paralelos.

12-Seção polida de filito grafitoso. Textura fibro-radiada desenvolvida em pirita por ataque com HNO_3 concentrado. Ganga constitui o núcleo (cinza escuro). Aumento, 107 X. Nícois paralelos.

10

11

12

13-Seção polida de filito grafitoso. Textura radiada natural em pirita. Esfalerita (cinza escuro) preenche alguns interstícios principalmente na porção centro esquerda da pirita. Aumento 176 X. Nícois paralelos.

14-Seção polida de filito grafitoso. Zoneamento na borda de cristal de pirita, evidenciado pelo paralelismo de faixas contendo inclusões de ganga. Aumento, 272 X. Nícois paralelos.

15-Seção polida de filito grafitoso. Pirita de granulação fina, juntamente com cristais maiores, alinha-se em horizontes definidos na matriz sericítico-grafitosa. Esses horizontes acompanham o microdobramento (canto superior esquerdo). Aumento, 35 X. Nícois paralelos.

13

14

15

16-Lâmina delgada de formação ferrífera (associação quartzo-magnetita). Magnetita (grãos pretos) distribuída homogeneamente na matriz quartzítica. Quartzo com textura em mosaico. Aumento, 30 X. Nícois ligeiramente cruzados.

17-Seção polida de formação ferrífera. Magnetita (cinza escuro) com lamelas de hematita (cinza claro) dispostas ordenadamente, formando um arranjo triangular. Aumento aproximado, 945 X. Nícois paralelos.

18-Lâmina delgada de formação ferrífera (associação quartzo-carbonato-magnetita). Magnetita (grãos pretos, às vezes, idiomórficos) praticamente restrita aos leitos mais ricos em carbonatos (grãos de cor cinza e alto relevo). Aumento, 30 X. Nícois ligeiramente cruzados.

16

17

18

19-Lâmina delgada de formação ferrífera (associação quartzo-carbonato-carbonato fino com grafita). Horizontes escuros (carbonato fino com grafita) de estrutura xistosa têm contato nítido com aqueles quartzíticos com carbonato. Estes mostram, às vezes, uma estrutura gradativa, onde a parte mais fina é constituída predominantemente por carbonato. Os horizontes escuros podem apresentar micro-dobras (porção inferior direita) onde quartzo e carbonato têm granulação maior. Aumento, 30 X. Nícois ligeiramente cruzados.

20-Lâmina delgada de formação ferrífera (associação quartzo-carbonato-clorita-grafita). Nódulos de quartzo com algum carbonato deformados por dobramento. Matriz constituída por clorita. (corte da lâmina: perpendicular ao acamento e lineação). Aumento, 30 X. Nícois ligeiramente cruzados.

21-Seção polida de banco quartzo-carbonático. Textura em atol na pirita. O núcleo inclui ganga (cor preta), esfalerita (cor cinza na porção esquerda) e grãos idiomorfos de pirita (porção direita). Aumento, 560 X. Nícois paralelos.

19

20

21

22-Lâmina delgada da rocha quartzo-carbonática. Matriz constituída de quartzo e carbonato (grãos de alto relevo e aspecto fraturado) equidimensionais. A maioria dos grânulos pretos são minerais opacos. Aumento, 75 X. Nícois cruzados.

23-Lâmina delgada da rocha metabásica. Plagioclásio sericitizado (grãos brancos ou cinza claro) e anfibólio (grão cinza escuro na porção inferior direita) são envolvidos por zonas cisalhadas responsáveis pela xistosidade incipiente. Os grãos pretos são minerais opacos. Aumento, 30 X. Nícois cruzados.

24-Seção polida de rocha metabásica. Grão de biotita parcialmente alterada alojando lamelas de ilmenita (cinza claro) ao longo dos planos de clivagem. Aumento, 75 X. Nícois paralelos.

22

23

24

25-Lâmina delgada de minério. Pirita idiomórfica predominantemente associada aos horizontes ricos em carbonato. Aumento, 30 X. Nícois ligeiramente cruzados.

26-Seção polida de minério. Pirita (canto superior esquerdo) e arsenopirita (grão de seção rômica) idiomórficas interpenetradas. Pirrotita (as demais tonalidades de cor cinza) é xenomorfa e envolve os fragmentos de arsenopirita parcialmente fraturada. Diferença de tonalidade na cor cinza da porção inferior esquerda é devida ao pleocroísmo de reflexão da pirrotita. Aumento, 272 X. Nícois paralelos.

27-Seção polida de minério. Vênula de esfalerita (cinza escuro) com inclusões de pirrotita (cinza claro) na porção central da pirita fraturada. As demais áreas de cor cinza e preta são ganga. Aumento, 280 X. Nícois ligeiramente cruzados.

25

26

27

28-Seção polida de minério. Pirrotita xenoblástica (cinza claro) se aloja entre os grãos de pirita (cor branca) que assumem contornos parcialmente arredondados. A cor preta corresponde a ganga. Aumento, 63 X. Nícois paralelos.

29-Seção polida de minério. Cristais de arsenopirita (cor branca ou cinza claro) incluídos em pirrotita. A diferença de tonalidade na cor cinza da pirrotita é devida ao pleocroísmo de reflexão. As áreas pretas correspondem a buracos ou inclusões de ganga na pirrotita. Aumento, 272 X. Nícois paralelos.

30-Seção polida de minério. Exsoluções ordenadas de pirrotita (cor cinza claro ou branca) em esfalerita (cinza escuro). A cor preta é ganga. Aumento, 63 X. Nícois paralelos.

28

29

30

31-Seção polida de minério. Esfalerita (cinza escuro) parcialmente envolvida por cubanita em sua borda esquerda (cor cinza ligeiramente mais claro). Esfalerita e cubanita estão inclusas em pirrotita. Aumento, 272 X. Nícois paralelos.

32-Seção polida de minério. Grânulos de pirrotita (po) parcialmente envolvidos e substituídos por galena (gn). Áreas de cor cinza e preta correspondem a ganga. Aumento, aproximado 60 X. Nícois paralelos.

33-Seção polida de minério. Contatos irregulares entre galena (cinza claro), esfalerita (cinza escuro) e pirrotita (cor cinza na porção esquerda). Esfalerita e galena parecem substituir pirrotita e esfalerita parece substituir galena. Aumento 70 X. Nícois paralelos.

31

32

33

34-Seção polida de minério. Grânulo de ouro com contorno quadrangular de lados curvos, incluso em pirrotita. Aumento aproximado, 945 X. Nícois paralelos.

35-Seção polida de minério. Grânulo de ouro (cor branca na porção central) entre grãos de pirrotita ao longo de vênula em pirita brechada. Aumento aproximado, 380 X. Nícois paralelos.

36-Seção polida de minério. Grânulo de ouro com inclusões de pirrotita e incluso em pirrotita. Aumento aproximado, 945 X. Nícois paralelos.

34

35

36

MINA FARIA - MAPA GEOLÓGICO DO NÍVEL DE ENTRADA FOLHA - II

MINA FARIA - MAPA GEOLÓGICO DO NÍVEL DE ENTRADA
FOLHA III - GABIROBA

CONVENÇÕES

- Xisto metavulcânico
- Xisto metasedimentar
- Xisto metasedimentar com horizontes grafitosos
- Filito grafitoso
- Filito grafitoso com bancos de formação ferrífera
- Formação ferrífera
- Formação ferrífera com filito grafitoso
- Rocha metabásica
- Rocha quartzito-carbonífera

- Contato ou tendência estrutural observada, nítida
- Contato observado, gradativo
- Contato ou tendência estrutural inferido
- Contato ou tendência estrutural provável
- Zonas de cisalhamento
- Direção e mergulho da foliação (bandamento) da formação ferrífera
- Direção e mergulho da foliação
- Direção e mergulho de fratura

- Direção de fratura vertical
- Direção e cume da lineação
- Direção e mergulho da foliação com lineação
- Direção e cume de um de dobr
- Direção e mergulho de planície e cume de um de dobr
- Marca topográfica
- de sonde a distância
- Trecho de furo de sonde com grande desvio

NV
NM

0 5m 20m 50m

MINA FARIA - MAPA GEOLÓGICO DO NÍVEL DE ENTRADA
FOLHA IV - FARIA VELHO

MINA FARIA - MAPA GEOLÓGICO DO NÍVEL DE ENTRADA FOLHA V - FARIA EXTENSÃO

MINA FARIA MAPA GEOLÓGICO SIMPLIFICADO DO NÍVEL DE ENTRADA

Geologia por: João Batista Moreschi
des. R.R.