UM MODELO PARA A EVOLUÇÃO MICROESTRUTURAL DOS MINÉRIOS DE FERRO DO QUADRILÁTERO FERRÍFERO. PARTE I- ESTRUTURAS E RECRISTALIZAÇÃO

C. A. Rosière*, F. Chemale Jr**. & M. L. V. Guimarães***

ABSTRACT

In the Quadrilátero Ferrífero iron ore district, the Cauê Formation of the Minas Supergroup comprise banded iron formations, called itabirites, of Lower Proterozoic age enclosing iron rich ore bodies. Although many ore bodies are associated with syntectonic enrichment processes, due to the leaching of gangue minerals like quartz and carbonates, others are probably of sedimentary origin and were recrystallized during the tectonometamorphic development of the region.

Three generations of magnetite and four of hematite are recognized in these rocks. They display a clear textural relationship in zones of high and low strain, with the development of two main deformational events under variable metamorphic conditions and different tectonic levels.

The first part of this paper one describes the recrystallization phenomena and its relation to the main structures, while in the second part the developed textures and its association to the strain are presented.

INTRODUÇÃO

Formações ferríferas ocorrem em diferentes bacias proterozóicas em diversos continentes onde essas rochas afloram em grandes extensões. A origem de suas características petrológicas, geoquímicas e estruturais representa ainda um enigma aos geólogos. Embora grande parte das estruturas e texturas apresentadas por essas rochas assemelhem-se àquelas definidas em rochas psamo-pelíticas, a geração de estruturas bizarras com orientação imprevisível indicam um comportamento reológico peculiar e mecanismos de deformação ainda não esclarecidos. Estudos sobre texturas e estruturas nessas rochas tem-se mostrado muito importantes na definição da trajetória (*strain path*) e distribuição (*strain partition*) da deformação, especialmente em áreas diferenciadamente deformadas (Hackspacher 1979, Hennig-Michaeli 1979, Rosière 1981, Guba 1982, Quade 1988, Rosière & Chemale Jr. 1991)

No Quadrilátero Ferrífero (QF), na porção sul do Craton de São Francisco (Almeida 1977) (Fig. 1) essas rochas são denominadas de itabiritos (Eschwege 1833), correspondendo à formações ferríferas bandadas metamorfisadas da fácies óxido (James 1954), tipo Animikie (Garrels *et. al.* 1973) ou Lago Superior (Gross 1965). Dentro dos itabiritos ocorrem, descontinuamente, corpos de minério caracterizados pelo teor elevado em Fe, que pode ser 25 a 35% mais elevado que as encaixantes.

As unidades do QF incluem o Supergrupo Minas (SGM), uma seqüência de rochas metassedimentares de origem fluvial a marinha plataformal e idade proterozóica inferior. São metamorfisadas predominantemente na fácies xisto verde. Os itabiritos constituem a Formação Cauê do grupo Itabira (Dorr 1969)(ver Fig. 2) cuja sedimentação iniciou-se, no mínimo a 2.500 milhões de anos (Babinski *et. al.* 1991). O embasamento dessa seqüência consiste de Terrenos Granito-Gnáissicos e do Cinturão de Rochas Verdes Rio das Velhas, ambos de idade arqueana, retrabalhados no Proterozóico.

Processos sedimentares e tectono-metamórficos foram responsáveis pelo arranjo de estruturas e texturas apresentados pelos itabiritos e corpos de minério do SGM, com o desenvolvimento de várias gerações de óxidos de ferro.

Uma descrição detalhada das gerações primárias e secundárias de óxidos de ferro e seu relacionamento com o desenvolvimento de texturas e micro estruturas, foi elaborada inicialmente por Rosière (1981), Rosière (1983) e Rosière & Siemes (1987).

O presente trabalho mostra um resumo atualizado dessas informações e, através da análise dos dados texturais e estruturais, apresenta uma interpretação do quadro cinemático e deformacional nas escalas macro, meso e microscópica. O trabalho se baseia em dados de campo, estudos mineragráficos com microscópio ótico, microscópio eletrônico de varredura (MEV), e estudos de textura

*CPMTC/IGC/UFMG, **UNISINOS, ***FUNDEP

com goniômetro de raios-X. Foram estudadas amostras orientadas de 15 depósitos de minério de ferro do QF, localizados em diferentes domínios estruturais com características particulares, provenientes de corpos que apreciaram diversas intensidades de deformação.

Na primeira parte, é feita a caracterização de estruturas em escalas meso e microscópica e a sequência de recristalização desenvolvida durante a deformação e o metamorfismo.

Na segunda parte, com base nos dados estruturais, mineragráficos, texturais e de anisotropia magnética é apresentada uma discussão sobre as relações entre a forma externa dos cristais, sua estrutura cristalina as microestruturas observada e as características da deformação. São tecidas considerações sobre os processos geradores das texturas e estruturas, com a elaboração de um modelo interpretativo, para esclarecer o comportamento dos corpos de minério sob a influência da macroestruturação tectônica.

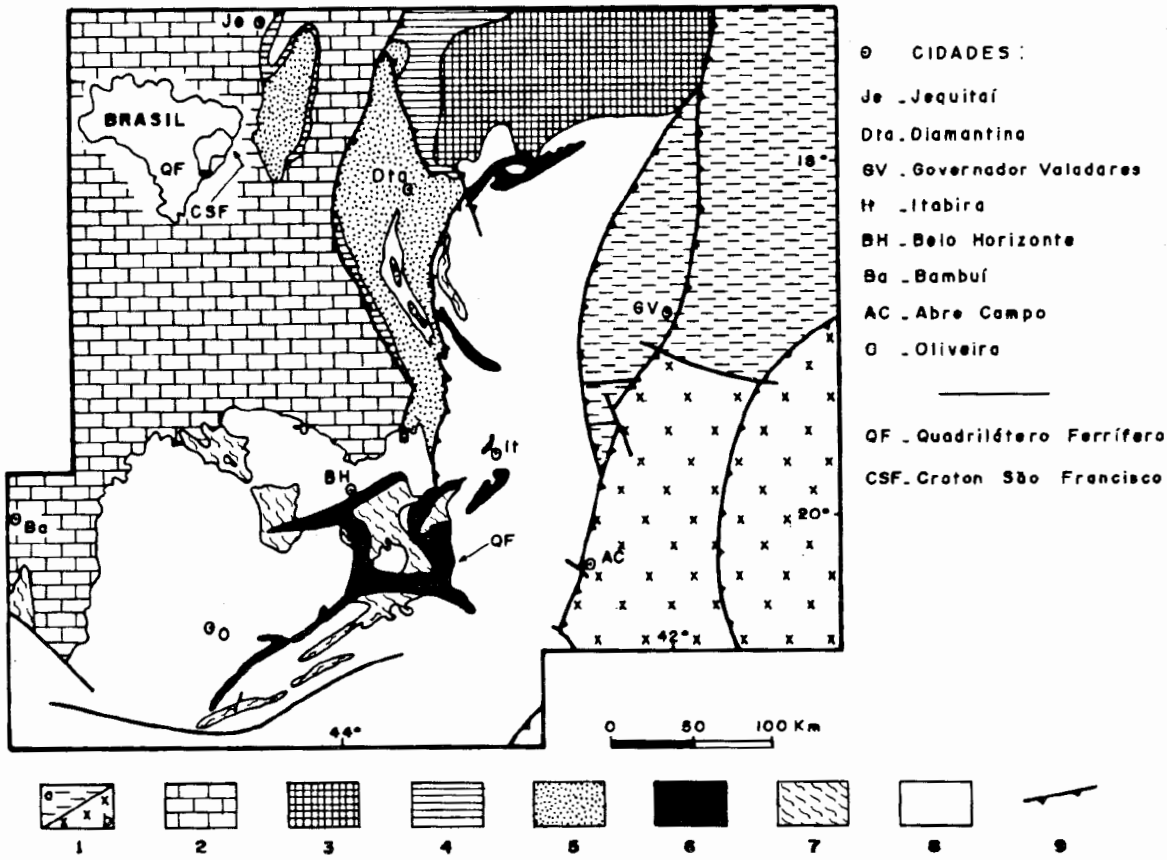

Figura 1 Mapa geológico simplificado das porções sul do Craton São Francisco e noroeste da Província Mantiqueira (modificado de Mascarenhas et. al., *1984). 1 = Província Mantiqueira com (a)Grupo Rio Doce e (b) Complexo Juiz de Fora.; 2 = Grupo Bambuí; 3 = Grupo Salinas; 4 = Grupo Macaúbas; Supergrupo Espinhaço; 6 = Supergrupo Minas; greenstone belts arqueanos; 8 = terrenos granito-gnáissicos arqueanos e transamzônicos; 9 = cidades; 10 = empurrões.*

ESTRUTURAÇÃO DO QUADRILÁTERO FERRÍFERO

O QF sofreu uma evolução complexa durante as eras Arqueana e Proterozóica e muitos modelos foram propostos para sua evolução geológica (p.ex. Dorr II 1969, Ladeira & Viveiros 1984, Marshak & Alkmim 1989).

A hipótese mais recente interpreta a estrutura do QF como conseqüência da interação de dois eventos deformacionais principais (Chemale Jr. *et. al.* 1991). O primeiro está associado ao soerguimento de blocos granito-gnáissicos, durante uma tectônica extensional com o desenvolvimento de estruturas dômicas e amplos megassinclinais interconectados que conferem ao QF uma morfologia de domo-e-bacia semelhantemente a outras regiões ferríferas do mundo, como as bacias do Transvaal, Hammersley e Animikie (Chemale Jr. & Rosière 1993). O segundo evento é resultado de uma tectônica de inversão, em condições de metamorfismo da facies xisto verde a anfibolito (Herz 1978, Hoefs *et. al.* 1982) com o desenvolvimento de um cinturão de dobramento e cavalgamentos vergente para W, cuja evolução pode ser compartimentada em tres fases:

1 - caracterizada pelo desenvolvimento, em condições dúcteis, de cavalgamentos e estruturas associadas.

2 - gerada em condições dúctil-rúpteis, caracterizada por dobramento de direção axial E-W, e falhas, estruturas essas condicionadas à morfologia e à trajetória dos cavalgamentos.

3 - caracterizada por reativação das falhas pré-existentes em condições dúctil-rúpteis com dobramentos flexurais de direção axial N-S.

Esse cinturão interagiu com os altos do embasamento, que funcionaram como obstáculos ao transporte dos cavalgamentos, resultando na complexa geometria que hoje define a estrutura regional, a qual pode ser compartimentada em 12 estruturas principais (Fig. 3; Dorr II 1969):

. 1ª - Sinclinal de Dom Bosco e Falha do Engenho
. 2ª - Sinclinal da Moeda e Complexo Bonfim
. 3ª - Complexo do Bação
. 4ª - Serra do Curral
. 5ª - Sinclinal de Itabira
. 6ª - Serra das Cambotas
. 7ª - Complexo de Caeté
. 8ª - Sinclinal de Gandarela
. 9ª - Sinclinal de Ouro Fino
. 10ª - Sinclinal de Conta História
. 11ª - Sinclinal de Alegria
. 12ª - *Front* Fazendão

A intensidade do tectonismo diminui para oeste, de modo a poder se dividir a região em dois domínios principais : uma situada grosseiramente a E do meridiano 43°45', onde as estruturas associadas ao 2° evento são predominantes e outra a W onde essas são menos penetrativas. Embora as unidades do QF tenham sofrido os efeitos de, pelo menos dois eventos tectônicos é possível separar zonas de alta (ZAD) e baixa intensidade de deformação (ZBD), que se alternam definindo a distribuição dos tipos de minério. As ZBD são importantes na descrição de estruturas de origem sedimentar e diagenética, ai ocorrendo corpos de minério, onde a mineralogia original permanece preservada, enquanto que, em ZAD aparecem corpos de estruturação variada, que se reflete nas diferentes texturas encontradas.

DEPÓSITOS ANALISADOS

Foram escolhidos 15 depósitos de minérios de ferro no QF para esse estudo, situados em diferentes mega estruturas em zonas de variada intensidade de deformação e grau de recristalização (Fig. 3). Foram analisadas, por sua homogeneidade mineralógica, principalmente amostras de minérios compactos, de diferentes texturas e, algumas amostras de itabiritos duros a pouco friáveis, sem enriquecimento supergênico. Complementarmente foram analisadas seções polidas provenientes de afloramentos dispersos no QF.

As amostras estudadas foram orientadas de acordo com suas estruturas planar e linear mais proeminentes. A estrutura planar foi denominada de AB, com a lineação correspondendo ao eixo B e o eixo A perpendicular a ele. O eixo C é normal ao plano AB. Em amostras pouco deformadas e recristalizadas, com foliação cortando transversalmente o bandamento, esta última foi utilizada como plano de referência (AB) sendo a lineação de interseção correspondente ao eixo B. Em amostras bem recristalizadas, a xistosidade serviu de referência com a lineação mineral caracterizando o eixo geométrico B. Eixos cinemáticos e de deformação foram pesquisados individualmente.

1 - *Mina da Fábrica (MFB)*; 2 - *Mina do Pires (MPR)*; 3 - *Mina Retiro das Almas (MRA)* - localizadas dentro dos cavalgamentos da Serra do Mascate (Eichler 1968) na calha do Sinclinal de Dom Bosco (SDB) próximas a "confluência" com o Sinclinal da Moeda (SM) (Fig 3). Esses depósitos tem seus corpos de minério estruturados segundo os planos de cavalgamento que, em planta, mostram morfologia curva. Segundo Chemale Jr. *et. al.* (1991) os cavalgamentos provenientes de E do Q.F. foram canalizados ao longo do núcleo do SDB, adquirindo, assim, essa configuração e comprimiram as flancos do Sinclinal da Moeda em sua extremidade Sul. O flanco E do SDB foi ainda obliterado pela Falha do Engenho de direção predominante E-W que trunca e limita a S o Q.F.

4. *Mina de Casa de Pedra (MCP)* - encontra-se ao sul das três minas anteriormente citados na continuação do flanco W do SM, e foi fortemente afetada pelos cavalgamentos da Serra do Mascate. Segundo J. H. Grossi Sad (comunicação verbal), os corpos de minério (duros e brandos) tem uma estrutura linear, segundo o rumo regional de estiramento E-W.

5. *Mina do Pico de Itabirito (MPI)* - encontra-se no flanco W do Sinclinal de Moeda em região de baixa deformação (ZBD). Segundo Rosière (1981), apresenta corpos lenticulares compactos, concordantes ao acamamento, apresentando internamente intenso dobramento flexural em escala mesoscópica, sem xistosidade plano axial, cortado por zonas de cisalhamento discretas, resultando em faixas descontínuas xistosas. A distribuição dos corpos em macro escala esta condicionada à falhas e dobras tardias, associadas à terceira fase de Chemale Jr. *et. al* (1991), que provocaram a rotação e translação dos corpos sem afetar sua textura em grande escala.

6. *Mina da Mutuca (MMT)* - A Mina da Mutuca está situada no flanco W do SM, próxima ao encontro com a Serra do Curral, sendo cortada pela Falha da Mutuca, interpretada por Chemale Jr. *et. al.* (1991), como uma falha inversa que provoca a sua duplicação.

7. *Mina do Córrego do Feijão (MCF)* - situada no Segmento I da Serra do Curral (Chemale Jr. *et. al.* 1991) em ZBD. Os corpos de minério apresentam-se dobrados e fraturados, sem que tenha sido alterada sua textura interna. A geometria do corpo está condicionada a dobras no

acamamento/bandamento e a falhas discretas de caráter rúptil.

8 *Mina de Águas Claras (MAC)* e 9. *Mina Córrego do Meio (MCM)* - ambos os depósitos apresentam características estruturais semelhantes, estando situadas no Segmento II da Serra do Curral (Chemale Jr. *et. al.* 1991) em ZAD. A MAC foi detalhadamente estudada por Hackspacher (1979) que lá caracterizou cavalgamentos e zonas de cisalhamento associadas, cortando o minério. A geometria dos corpos está controlada por essas zonas, com o desenvolvimento de xistosidade e transposição do bandamento, deixando corpos compactos entre faixas intensamente foliadas ou de minério pulverulento.

10. Mina de Timbopeba (MTP) - está situada em ZAD, na parte sul da Falha do Fundão, dentro do Sistema Fundão-Cambotas (Chemale Jr. *et. al.* 1991). Endo (1988) caracterizou a jazida dentro de um quadro tectônico transpressivo sinistral, resultando em intenso cisalhamento dos corpos de minério com rotação de estruturas lineares, e com o desenvolvimento de xistosidade e obliteração do bandamento.

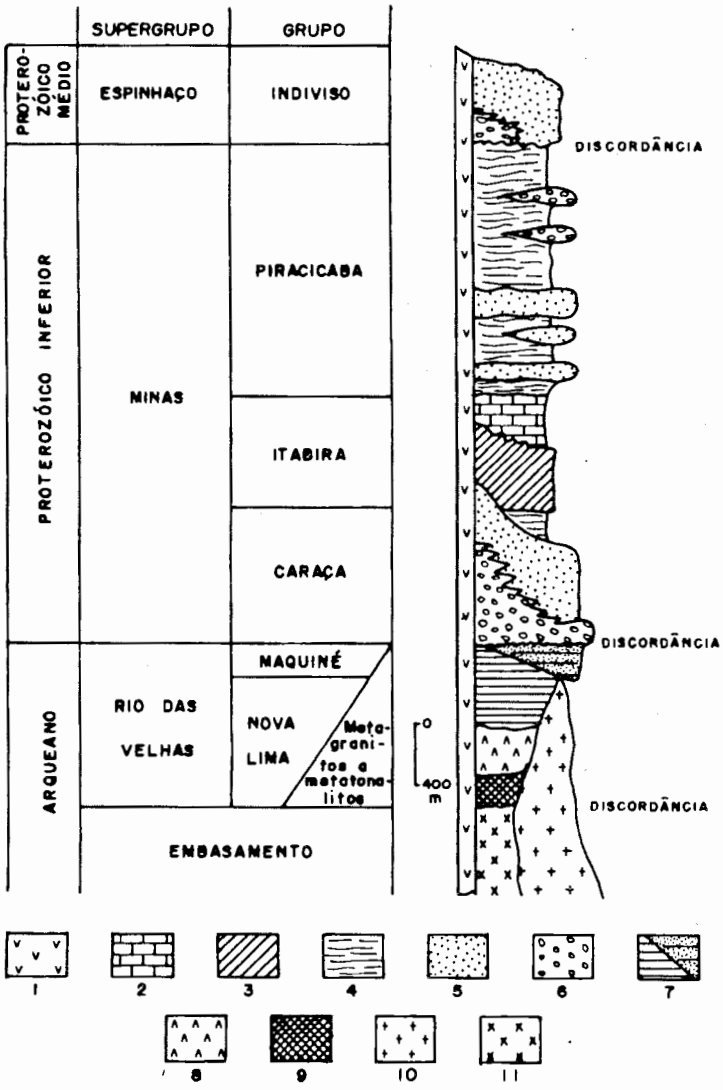

Figura 2 *- Coluna estratigráfica para o Quadrilátero Ferrífero e adjacências (modificado de Marshak & Alkmim in Chemale Jr. at. al. 1991). 1 = rochas metabásicas; 2 = rochas carbonáticas; 3 = formações ferríferas bandadas; 4 = metapelitos; 5 = quartzitos; 6 = metaconglomerados; 7 = unidade químico-clástica; 8 = unidade félsica a máfica; 9 = unidade ultramáfica; 10 = metagranitos; 11 = embasamento.*

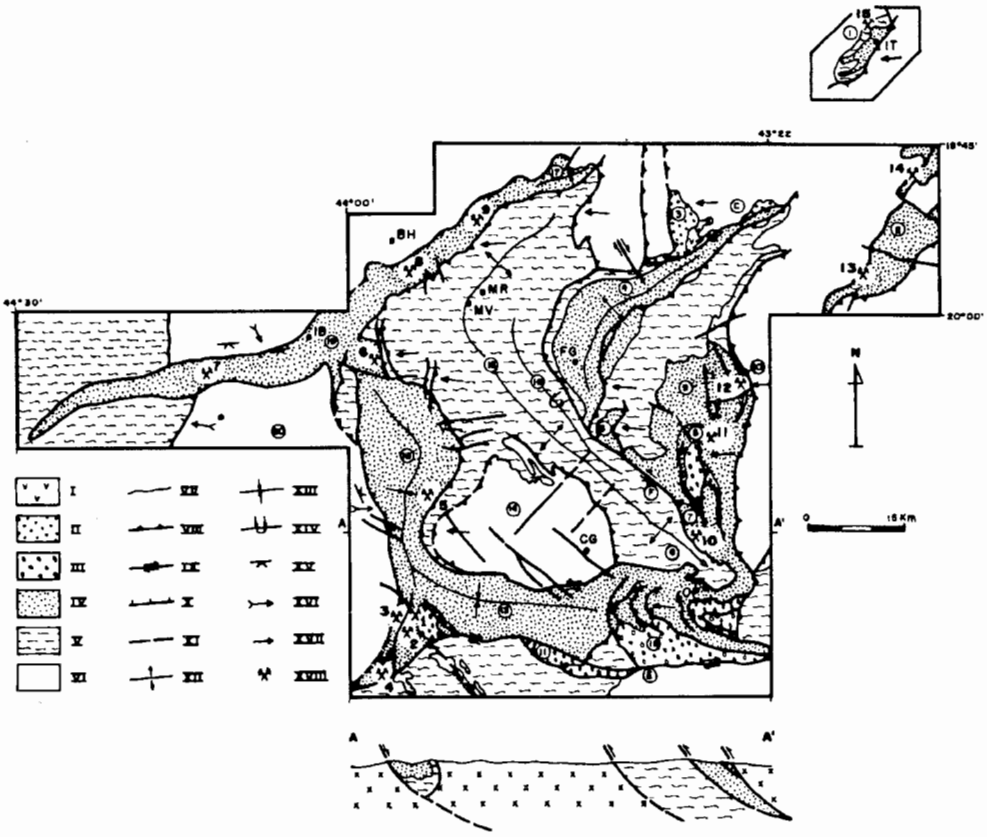

Figura 3 *- Mapa estrutural do Quadrilátero Ferrífero com suas principais estruturas (modificado de Dorr, 1969), indicadores cinemáticos e localização dos depósitos analisados. I = rochas metabásicas; II = Supergrupo Espinhaço indiviso; III = Grupo Itacolomi; IV = SGM; V = SGRV; VI = Terrenos granito-gnáissicos; VII = contato; VIII = empurrão; IX = zona de falha direcional; X = zona de falha extensional; XI = falha; XII = anticlinal; XIII = sinclinal; XIV = sinclinal invertido; XV = foliação extensional; XVI = lineação mineral extensional; XVII = indicador de transporte tectônico; XVIII = depósitos analisados (índice da legenda conforme texto). Cidades e localidades: BH = Belo Horizonte; BR = Brumadinho; CC = Cachoeira do Campo; FG = Fazenda Gandarela; IB = Ibirité; IT = Itabira; MR = Mina de Raposos; MV = Morro Velho; OP = Ouro Preto. Estruturas e acidentes geográficos: 1 = Sinclinório de Itabira; 2 = Sinclinório de João Monlevade; 3 = Serra das Cambotas; 4 = Sinclinal de Gandarela; 5 = Sinclinal de Ouro Fino; 6 = Anticlinal de Mariana; 7 = Sinclinal Conta História; 8 = Sinclinal de Alegria;9 = Serra do Caraça; 10 =* front *Fazendão; 11 = Serra de Ouro Fino; 12 = Serra de Itatiaia; 13 = Sinclinal de Dom Bosco; 14 = Complexo do Bação; 15 = soerguimento Rio das Velhas; 16 = Sinclinal Vargem do Lima; 17 = Sinclinal de Piedade; 18 = Sinclinal da Moeda; 19 = Serra do Curral; 20 = Complexo Bonfim; C = Falha de Cambotas; E = Falha do Engenho; F = Falha do Fundão.*

11. *Mina de Alegria (MAG)* - está situada em ZAD, no Sinclinal de Alegria, onde segundo Januzzi & Alkmim (1989) e Chemale Jr. *et. al.* (1991), falhas de empurrão de traço curvo rotacionaram e comprimiram os metassedimentos do SGM no Sinclinal de Santa Rita (SSR), contra a porção SE do maciço quartzítico do Caraça. É característica a presença de corpos de minério fortemente lineados segundo a orientação dos eixos das dobras, paralelizadas à direção do estiramento local. Ocorrem também corpos xistosos e poucas intercalações maciças pouco deformadas.

12. *Mina do Fazendão (MFZ)* - as Minas do Fazendão encontram-se ao norte de Alegria, estruturadas em rampas frontais de cavalgamento (*front* Fazendão de Silva & Gibotti 1989, Chemale Jr. *et. al.* 1991 e Castro Alves 1991), que provocaram o adelgaçamento do Sinclinal de Santa Rita contra o Maciço do Caraça. Os cavalgamentos têm morfologia em leque imbricado, ocorrendo associadamente descolamentos, falhas direcionais de caráter transpressional e dobras com padrão variável de embainhamento.

13. *Mina de Morro Agudo (MAG)* e 14. *Mina de Andrade (MAD)* - ambas estão situadas na porção NE do QF, em ZAD, dentro de uma estrutura sinclinal provavelmente alóctone sobre gnaisses do embasamento. A MAG, localiza-se próxima a Rio Piracicaba e, segundo Guba (1982), é caracterizada por três corpos principais de minério rico intensamente dobrados e cisalhados intercalados a itabiritos. A estruturação megascópica é

caracterizada por cavalgamentos de direção NNE-SSW, sinformais de dimensões hectométricas de orientação WNW-ESE, ocorrendo em escala métrica a superposicão de dobras de orientação N-S. O metamorfismo atinge facies anfibolito (Hoefs *et. al.* 1982). MAD tem posição estrutural semelhante nas proximidades de João Monlevade, como bloco alóctone encaixado entre gnaisses.

15. *Mina do Cauê (MCA)* - o depósito do Cauê encontra-se em ZAD, em posicionamento estrutural semelhante a MAG e MAD, na charneira do Sinclinal de Cauê, dentro do Sinclinório de Itabira (Chemale Jr. 1987), que ocorre provavelmente como estrutura alóctone, envolvida por fatias de rochas cristalinas. O grau metamórfico é dos mais elevados dentro do QF, sendo atingido a facies anfibolito inferior (Hoefs *et. al.* 1982). seguido de retrometamorfismo.

TIPOS DE MINÉRIOS

O minério de ferro da Formação Cauê pode ser classificado em dois grupos principais: minério itabirítico e minério de alto teor (corpos de hematita). O conceito de minério é aqui utilizado no seu sentido mais amplo (constrangimentos derivados do volume lavrável, tecnologia utilizada e condições de mercado).

O itabirito é definido pela alternância de bandas de espessura milimétrica a centimétrica, constituidas de óxidos de ferro e minerais transparentes (micro e mesobandas). O teor primário em ferro da rocha é variável, situando-se entre 20 e 55% (Fe total); em peso.

Podemos distinguir três tipos principais, baseados na composição dos minerais transparentes:

1 - Itabirito normal (ou comum) - constituído de bandas ricas em S_iO_2 e óxido de Fe

2 - Itabirito dolomítico, composto de bandas ricas em carbonatos e óxidos de Fe

3 - Itabirito anfibolítico compostos de bandas com anfibólios e óxido de Fe

Itabirito manganífero e itabirito filítico são tipos subordinados encontrados ocasionalmente nas interfaces entre os carbonatos estratigraficamente superiores e os filitos inferiores (Tab. 1).

Os itabiritos podem apresentar-se duros a friáveis, com diferentes graus de enriquecimento dependendo da atuação de processos supergênicos.

Tabela 1. Composição mineralógica dos diferentes tipos de minério do Quadrilátero Ferrífero

TIPOS DE MINÉRIO	COMPONENTES PRINCIPAIS		ACESSÓRIOS**
Itabirito Comum	bandas claras	quartzo	hematita, clorita, sericita, dolomita, pirofilita, óxidos de Mn
	bandas escuras	óxidos de Fe*	sericita, quartzo, pirofilita
Itabirito Dolomítico	bandas claras	dolomita	quartzo, óxidos de Fe*, pirofilita, talco, óxidos de Mn
	bandas escuras	óxidos de Fe*	quartzo, dolomita, óxidos de Mn*
Itabirito Anfibolítico	bandas claras	tremolita/actinolita, hornblenda, grunerita	quartzo, dolomita, óxidos de Fe*
	bandas escuras	óxidos de Fe*	quartzo, dolomita, anfibólios
Minério de alto teor	hematita		magnetita, quartzo, pirofilita

* Hematita é o mineral-minério dominante. Magnetita aparece subordinadamente
** Fosfatos de ferro podem ocorrer em todos os tipos. Sulfetos estão ocasionalmente presentes

Corpos de alto teor são quimicamente mais homogêneos e constituídos quase inteiramente de óxidos de ferro. Os teores em Fe podem atingir valores superiores a 64%. Eles podem ser mesoscopicamente classificados baseando-se em suas características físicas e texturais:

a) Minérios compactos. Podem apresentar-se maciços, bandados a laminados, foliados (xistosos), lineados (corpos de orientação linear) e subordinadamente brechados.

b) Minério pulverulentos. Podem apresentar-se foliados/lineados. e granulares (grosseiros, médios e finos ou *blue-dust* - sem estrutura interna)

A posição destes tipos esta fortemente condicionada à estruturação tectônica. Corpos compactos maciços são pouco recristalizados ocorrendo predominantemente em ZBD, concordantemente ao bandamento, ou em *boudins* e *pods* como núcleos indeformados envolvidos pela foliação. Podem tambem aparecer fortemente dobrados, principalmente quando nas zonas de charneira, distribuídos de forma colunar ou *mullions* .

Corpos foliados ou lineados são típicos de ZAD; apresentam-se bastante recristalizados e sua textura é condicionada pelo tipo de deformação sofrida (tectonitos S, L e LS). Os corpos S e LS são os mais freqüentes. Quando submetidos à esforços tectônicos em condições rúpteis desenvolvem-se brechas constituidas de fragmentos compactos em matriz freqüentemente friável, constituida por quartzo, hematita ou carbonato.

Corpos pulverulentos ricos ocorrem em ZAD e ZBD, tendo sido submetidos à intensa lixiviação,

quer seja por fluídos hidrotermais, quer seja por processos intempéricos . No entanto, pode-se constatar que o fator principal de enriquecimento nos minérios brandos é o intempérico. A textura interna apresentada por esses minérios é variável, dependendo da intensidade da deformação apreciada pela rocha. Quando a lixiviação atua em itabiritos dolomíticos, desenvolvem-se corpos extremamente ricos, com teores relativamente altos em Mn e de grande dimensão.

MINERALOGIA E SEQUÊNCIA DE CRISTALIZAÇÃO DOS ÓXIDOS DE FERRO

A análise microscópica dos itabiritos e minérios de alto teor indica a seguinte seqüência de gerações de óxido de ferro (Tab. 2). esta seqüência é encontrada em todos os depósitos analisados, com predominância de cada um dependendo do posicionamento estrutural e grau de metamorfismo sofrido pela rocha:

1)Magnetita I-> Martita I-> Hematita I
2)Hematita I-> Hematita II-> Hematita II-> Hematita IV
3)Magnetita II -> Martita II
4)Magnetita III -> Martita III

Maghemita pode tambem ocorrer, mas sua presença não é detectável em luz refletida.

Tabela 2 Sequência de gerações de óxidos de ferro nos itabiritos e minérios ricos do Quadrilátero Ferrífero

SEQUÊNCIA DE GERAÇÕES DE ÓXIDOS DE FERRO			
Magnetita I	Hematita $I_{a/b}$	Magnetita II	Magnetita III
↓	↓	↓	↓
Martita I	Hematita II	Martita II	Martita III
↓	↓		
Hematita I_b	Hematita III		
	↓		
	Hematita IV		

Hematita I_a Hematita primária
Hematita I_b Hematita produto da martitização

Magnetita I é claramente o mineral opaco mais antigo, encontrado nas amostras analisadas (Foto 3) e aparece principalmente em corpos situados em áreas preservadas da deformação (ZBD), onde estruturas primárias/diagenéticas podem ser reconhecidas. Magnetita aparece em luz refletida na maioria das vezes, como relictos de cor castanho-rosada, isotrópicos em luz polarizada, inclusos em agregados de cristais xenomorfos a idiomorfos de hematita, produto da martitização e recristalização (Foto 12).

Os agregados de magnetita total ou parcialmente martitizados são constituintes importantes em formações ferríferas e minérios de alto teor pouco recristalizados. São distribuidos ao longo do bandamento e também em concreções pisolíticas encontradas na Formação Cauê (Rosière & Carvalho da Silva Jr. 1984). Em minérios muito deformados podem aparecer como "porfiroclastos" orientados, levemente estirados ate cataclasados, envolvidos por cristais orientados no plano da foliação, definindo uma lineação de estiramento (Fotos 8 e 10). Cristais individuais de magnetita/martita podem tambem ocorrer dentro da matriz hematítica. São xenomorfos ou hipidiomorfos (aprox.octaédricos) com dimensões de até 3mm∅, quando se observa que a martitização ocorre de fora para dentro do grão, de forma irregular ou segundo os planos cristalográficos {111}.

A martitização pode levar à formação de agregados irregulares a arredondados de dimensões variada (até vários mm de diâmetro) constituidos de cristais xenomorfos, ricos em inclusões e complexamente intercrescidos, substituindo totalmente a magnetita como produto final do processo. Agregados de martita podem aparecer parcial ou totalmente recristalizados em cristais hipidiomorfos a idiomorfos de hematita orientados ou não (Foto 7).

Hematita I - ocorre predominantemente em rochas pouco ou não deformadas como cristais xenomorfos a hipidiomorfos com bordas lobadas a retas e dimensões de 0.01 a 0,2mm∅, interdigitados com agregados martitizados (Foto 7). Amostras bem recristalizadas mostram hematita I em uma textura granoblástica poligonal ou fracamente orientada segundo o bandamento. Os cristais mostram raramente lamelas de geminação e, freqüentemente, lamelas do tipo "de origem desconhecida" (Ramdohr 1975), que assemelham-se a intercrescimento pertítico. A hematita I pode ser produto da recristalização metamórfica a partir da martita (hematita Ib) quando se pode constatar uma nítida relação de intercrescimento em seção polida ou então a partir de óxidos e hidróxidos férricos "primários" (hematita Ia) onde as condições de oxidação inibiram a cristalização da magnetita I.

Hematita II - ocorre em minérios deformados e é caracterizada como cristais hipidiomorfos a idiomorfos, com *habitus* lamelar livres de inclusões (relictos de magnetita são raros). Em amostras xistosas aparecem com plano do pinacóide basal bem desenvolvido, orientado paralela a sub-

paralelamente ao plano de foliação, definindo uma anisotropia de forma do grão (AFG) (Foto 9). Sua dimensão é variável de acordo com sua posição regional no QF, aumentando com o grau de metamorfismo. Esta geração de hematita formou-se durante a primeira fase do segundo evento tectônico que afetou o QF, definindo, em ZBD, a foliação regional orientada no plano axial de dobras ou zonas de cisalhamento discreta cortando os óxidos pré-existentes.

Em ZAD, a hematita II ocorre em zonas de cisalhamento penetrativas, envolvendo agregados de hematita I e magnetita I martitizada, que aparecem com "porfiroclastos" (Fotos 8 e 15). A essa geração de hematita estão associadas microestruturas típicas de milonito. Os cristais de hematita II apresentam-se geralmente alongados, crescendo preferencialmente segundo a direção local de estiramento definindo uma conspícua lineação mineral, podendo apresentar-se em cristais de *habitus* quase acicular

Hematitas III e IV. As hematitas III e IV são produto da recristalização durante as duas fases subseqüentes de deformação, ocorrendo somente na borda leste do QF onde o metamorfismo permitiu a recristalização nos estágios tectônicos mais tardios. Nessas condições, ocorreu a reorientação dos cristais de hematita II ao longo de novas clivagens de crenulação, geradas pelos dobramentos da primeira xistosidade ou em zonas de cisalhamento mais jovens, com recristalização de novas gerações entre os micrólitons formados, resultando em morfologia de clivagem de crenulação diferenciada (Foto 13).

Em planos de falha cortando corpos de minério compactos, acompanhadas ou não com veios de quartzo, ocorrem ainda lâminas de hematita especular, formando placas comumente dobradas e apresentando extinção ondulante e lamelas de geminação por deformação as quais, por sua vez, aparecem onduladas (Foto 14).

Magnetitas II e III. Magnetita II ocorre como blastos em regiões metamorfisadas na facies anfibolito a leste do Q.F., ou em "veios", preenchendo fratura de extensão associadas à fase final do evento compressivo. Cortam a foliação principal e estão relacionados aos espasmos finais ao longo de zonas de cisalhamento em rampas frontais e oblíquas dos cavalgamentos. As relações texturais indicam cristalização ao final ou após a última fase de deformação. Os cristais são geralmente hipidiomorfos a idiomorfos e fortemente martitizados (martita II).

Magnetita III representa o óxido de ferro mais "novo" nos itabiritos e corpos de minério, tendo se cristalizado na região de contato com diques de diabásio mesozóicos (Chemale Jr. *et. al.* 1990, 1991), na forma de "diques" de magnetita ou então cristais individuais, crescidos sobre a trama precambriana. Os cristais de magnetita III são semelhantes aos de magnetita II, apresentando-se igualmente martitizados (martita III), mas em situação geológica distinta.

ESTRUTURAS PRÉ-DEFORMATIVAS ("PRIMÁRIAS")

A definição de estruturas primárias nos itabiritos e corpos de minério rico é problemática, devendo para isso ser necessários estudos específicos em regiões de baixa deformação (ZBD). O presente trabalho limita-se a apresentar algumas estruturas encontradas, para melhor caracterizar a distinção entre bandamento e foliação sob o ponto de vista mineralógico e textural.

Bandamento e laminação. Nos itabiritos é caracterizado pela alternância de minerais claros e escuros (Foto 1), enquanto que no minério rico, o bandamento é resultado da variação do teor de minerais claros, grau de porosidade e grau de recristalização (tamanho e formas dos grãos). Em fraturas frescas essa trama "primária" é quase invisível, mas sempre presente. Somente com a corrosão seletiva do intemperismo aparece a estruturação bandada de rocha, que, freqüentemente, apresenta-se dobrada (Foto 2).

Nos itabiritos a espessura das bandas é variável, entre milimétrica a decimétrica e o teor de ferro varia bruscamente, embora ocorram passagens gradativas. Microbandamento semelhante às estruturas discutidas por Trendall (1973) e Trendall & Blockley (1970) é também encontrado, subdividindo a "macroestruturação" com lâminas finas de óxidos de ferro, intercalando-se nas bandas claras.

Por vezes o bandamento mostra estruturas tipo *pinch and swell* irregulares, originárias provavelmente da compactação diferenciada e da mobilização do minério inconsolidado durante a diagênese.

Concreções pisolíticas com estrutura concêntrica, de forma esférica a elipsoidal quando deformadas, ocorrem localmente como p. ex. no depósito desativado do Morro do Chapéu (Rosière & Carvalho da Silva Jr. 1984).

Os óxidos de ferro predominantes, quando da presença de estruturas primárias, são magnetita I martitizada e hematita I sem o desenvolvimento de texturas orientadas ou microestruturas associadas à deformação. Minerais claros granulares como o quartzo, aparecem recristalizados, com desenvolvimento de textura poligonal; filossilicatos ocorrem orientados com sua clivagem basal paralelas ao bandamento, imprimindo uma clivagem à rocha.

ESTRUTURAS TECTÔNICAS

Podemos caracterizar meso e microscópicamente as seguintes estruturas principais: dobras, falhas e zonas de cisalhamento, foliações e estruturas lineares de diversos tipos. Estas estruturas estão associadas ao principal evento compressivo de deformação que afetou o QF. Um problema especial

é apresentado pelas dobras cuja posição temporal é motivo de questionamento neste trabalho.

Foliações e Lineações

Estruturas tectônicas planares de diversas morfologias e associadas a diferentes estruturas podem ser encontradas nos itabiritos e corpos de minério rico e classificadas nos seguintes tipos principais:

A - *Xistosidade*, caracterizada por sua penetratividade, com cristais tabulares ou agregados policristalinos com distribuição planar, podendo obliterar a estrutura bandada original da rocha. A xistosidade pode ocorrer apresentando diferentes morfologias:

1 - Xistosidade definida pela orientação planar de cristais de hematita II, de morfologia contínua ou anastomosada (Fotos 4 e 11).

2 - Xistosidade definida pela orientação planar de filossilicatos, de morfologia contínua ou anastomosada.

3 - Xistosidade definida pela orientação planar de agregados lenticulares de óxidos de ferro e minerais granulares. sem recristalização e desenvolvimento de textura orientada.

B- *Clivagem disjuntiva* espaçada, caracterizada por planos mais ou menos descontínuos, com espaçamento variável entre si. Os seguintes tipos podem ser individualizados

1 - Clivagem com recristalização de hematita nos planos

2 - Clivagem sem recristalização de hematita nos planos

C - *Clivagem de crenulação* , podendo ocorrer com as seguintes características

1 - Clivagem de crenulação com recristalização de hematita (Foto 13)

2 - Clivagem de crenulação sem recristalização de hematita III ou IV entre os micrólitons.

A xistosidade do tipo A1 é característica de corpos fortemente recristalizados, com a substituição de cristais de hematita I por palhetas de hematita II, resultando em uma textura orientada segundo a forma e a estrutura cristalina. Essa estrutura desenvolve-se particularmente em zonas de cisalhamento, ou mesmo em posição plano axial de dobras porventura existentes.

A xistosidade do tipo A2 é de ocorrência restrita, característica de itabiritos filíticos. Em rochas pouco recristalizadas, os filossilicatos, quando presentes, definem a foliação da rocha, podendo-se desenvolver paralelamente ao bandamento, ou em posição plano axial de dobras. Em minérios recristalizados as palhetas de mica se orientam paralelamente aos cristais de hematita II.

Foliações dos tipos A3 e B são características de corpos pouco recristalizados, geralmente em zonas de baixa deformação. A foliação do tipo A3 ocorre em itabiritos foliados, podendo acarretar a destruição do bandamento original, com o desenvolvimento de microdobras de flanco rompido, e provocando a facil desgregação da rocha intemperizada.

Foto 1 *- Itabirito com bandamento "primário" dobrado. O bandamento é caracterizado por níveis de quartzo e óxido de ferro As dobras são assimétricas e mostram baixo grau de desarmonia, com ligeiro espessamento nas charneiras. Algumas dobras nos níveis de óxido de ferro mostram perfil em cúspide. Não se desenvolve foliação plano-axial penetrativamente. MPI.*

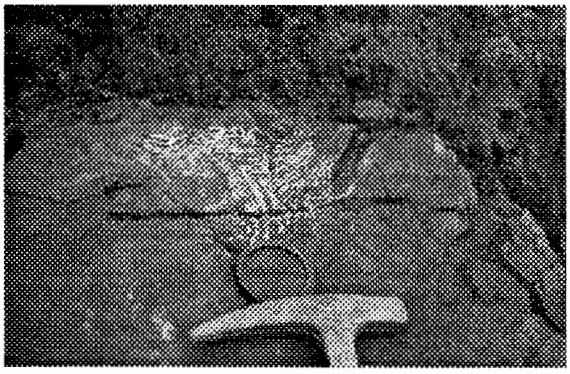

Foto 2 *- Minério compacto com bandamento, mostrando dobras desarmônicas sem o desenvolvimento de foliação plano-axial. A superfície fotografada é um plano de fratura perpendicular ao eixo de uma estrutura colunar. O intemperismo ressalta o bandamento, que é caracterizado por variação no grau de porosidade. MPI.*

A clivagem do tipo B desenvolve-se predominantemente como micro-zonas de cisalhamento, cortando o bandamento nos itabiritos ou em corpos ricos, provocando a fragmentação da rocha em micrólitons de espessura variável de acordo com o espaçamento entre os planos. Segundo Guba (1982) o espaçamento entre as zonas não é constante e independe da anisotropia e heterogeneidade da rocha.Em alguns planos pode ocorrer a concentração relativa de hematita, com forte recristalização desse mineral e desenvolvimento de palhetas orientadas de hematita II. Estruturas planares do tipo B1 podem passar

gradativamente a uma xistosidade do tipo A1, resultando em corpos foliados discordantes em relação à orientação do bandamento.

A clivagem do tipo C não é uma estrutura penetrativa e desenvolve-se sobre minérios recristalizados e xistosos por rotação dos cristais lamelares de hematita II. Ao longo dos planos de clivagem pode ocorrer localmente ocorrer a formação de novos cristais em duas gerações (hematitas III e IV) de acordo com a idade relativa entre as crenulações (Foto 13).

As seguintes estruturas lineares ocorrem nos minérios do Quadrilátero Ferrífero:

Lineações de estiramento
Lineações minerais.
Lineações de interseção
Estruturas colunares
Eixos de dobras e crenulações
Eixos de *boudins*

Lineações típicas de estiramento encontradas nas rochas ferríferas são cristais e agregados de magnetita martitizada estirados e fragmentados. Desenvolvem-se micro-estruturas do tipo *pull-apart* com sombras de pressão, local preferido para a cristalização de minerais remobilizados (quartzo, hematita, carbonatos) (Foto 3), os quais adquirem então, um *habitus* fibroso. Agregados de cristais de quartzo aparecem também orientados linearmente, mantendo todavia, internamente, uma textura em mosaico.

Cristais de hematita II de orientação linear e plano-linear definem a lineação mineral mais importante, geralmente paralela à direção local de estiramento. Esta lineação desenvolve-se principalmente nos corpos bem recristalizados, sendo facilmente visível a olho nu em corpos situados a leste do QF, onde o grau se metamorfismo é relativamente mais elevado. Em corpos xistosos, onde o componente de achatamento apreciado pela pela rocha foi elevado, a hematita II apresenta uma orientação plano-linear. Corpos de minério constituidos de hematita orientada linearmente, adquirem aspecto fibroso, distribuidos de forma mais ou menos descontínua em zonas onde predomina o componente de estiramento. Quando presentes, minerais como micas, distênio e anfibólios, podem se desenvolver crescidos linearmente e paralelos à lineação definida pelas hematitas.

Estruturas colunares (Visser 1980) são encontradas em quase todos os principais corpos de minério do Quadrilátero Ferrífero (Foto 2). Ocorrem em corpos de minério compacto (como por exemplo, na mina do Pico de Itabirito - Rosière 1981) ou mesmo em itabirito (como na Mina de Morro Agudo - Guba 1982). Têm dimensões de vários metros ao longo de seu comprimento e de centímetros a alguns metros em seção transversal.

As estruturas colunares encontram-se sempre associadas ao desenvolvimento de dobras, orientadas paralelamente a seus eixos. O perfil dessas estruturas é variável, podendo ser delimitado pelo bandamento da rocha, ou pela xistosidade e fraturas (Guba 1982, Rosière 1981), de modo a permitir sua caracterização como *mullions* de dobramento, de clivagem e de acamamento (Wilson 1953, 1961). Guba (1982) descreve magistralmente as estruturas colunares encontradas na mina de Morro Agudo e registra também a presença de *mullions* do tipo composto envolvidos por planos de diversas naturezas.

Foto 3 *- Agregados de magnetita I em minério de ferro compacto em ZBD. Os agregados encontram-se estirados formando micro-estruturas do tipo* pull-apart. *Hematita remobilizada, juntamente com quartzo, aparece cristalizada sintectônicamente preenchendo os espaços vazios. A direita da foto a rocha mostra recristalização parcial com desenvolvimento de hematita I e II às custas da magnetita I. Seção orientada BC. Luz refletida, MPR.*

Foto 4 *- Microdobras isoclinais, de padrão similar xom xistosidade plano-axial definida por cristais orientados de hematita II. O quartzo apresenta textura poligonal por recristalização. Seção orientada AC, Luz refletida. MFZ.*

Foto 5 *- Banda de cisalhamento com recristalização de hematita II, cortando matriz constituida de hematita I e martita, com alguns relictos de magnetita. Os cristais constituintes da matriz apresentam fraca orientação paralela ao bandamento (linha horizontal da foto). Seção orientada AC. Luz refletida. MFZ.*

Foto 6 *- Microfalha com rejeito milimétrico truncando o bandamento. No plano de cisalhamento desenvolvem-se cristais orientados de hematita II. Alguns cristais maiores crescem sobre a trama orientada. A matriz é constituida de hematita I e martita com relictos de magnetita. Alguns cristais na matriz crescem orientados transversalmente ao bandamento (orientação NW-SE da foto, definindo uma foliação incipiente. Seção orientada AC. Luz refletida. MAG.*

FOTO 4

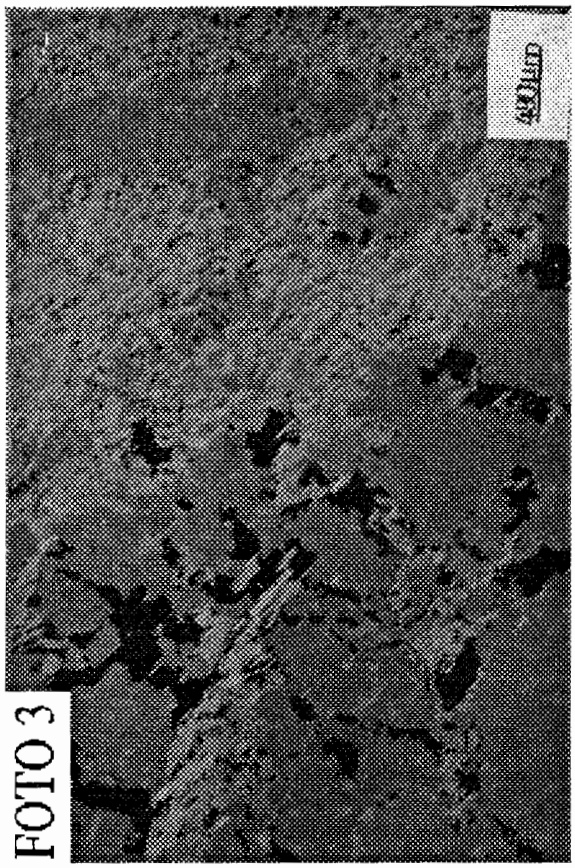

FOTO 3

FOTO 6

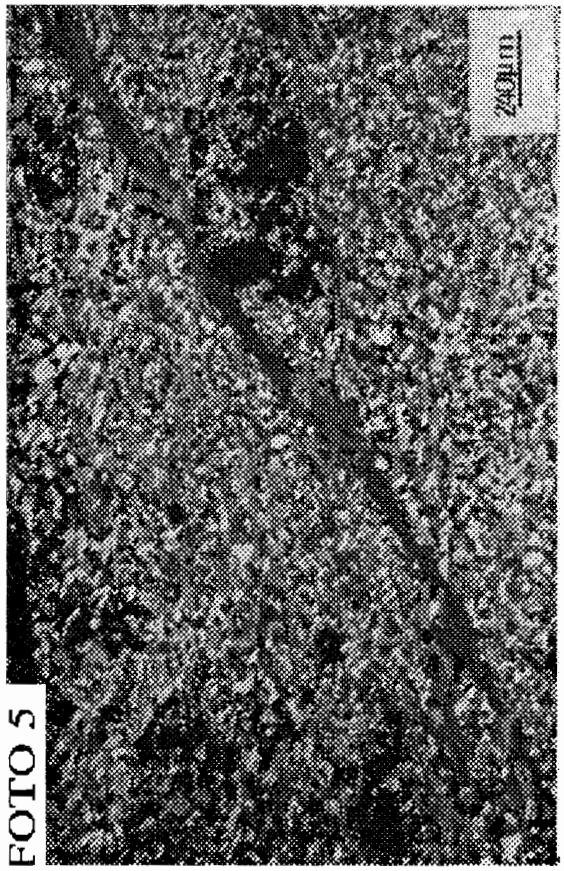

FOTO 5

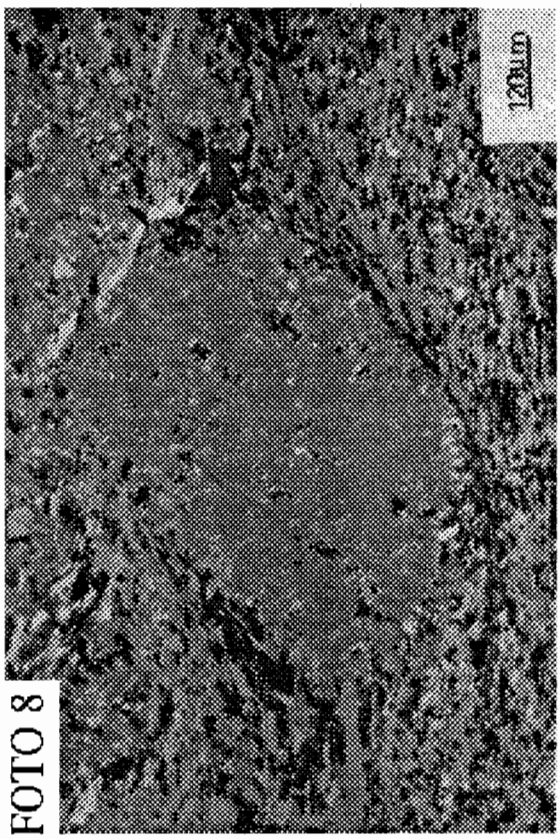

FOTO 8

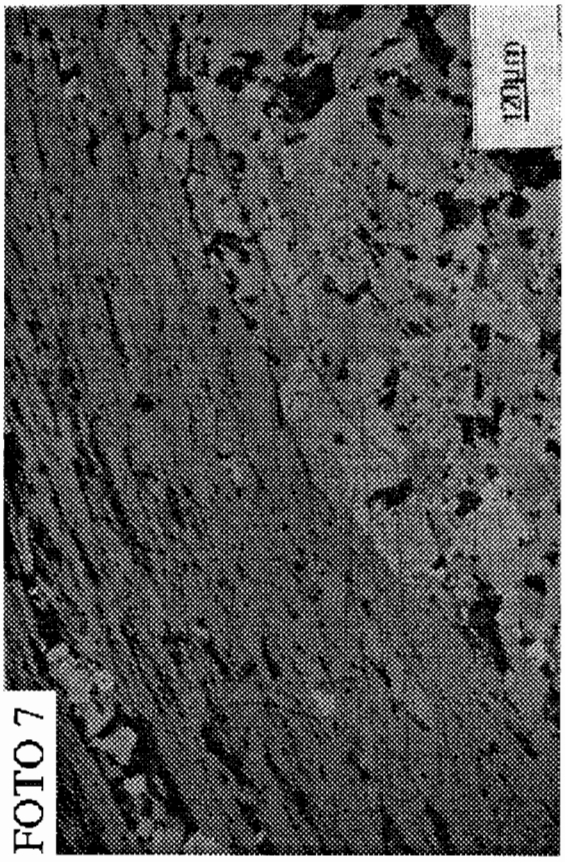

FOTO 7

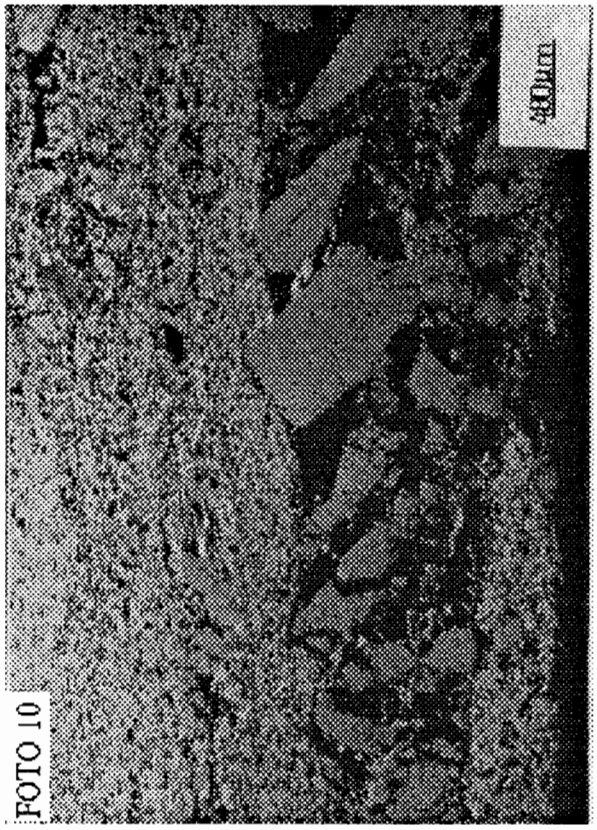

FOTO 10

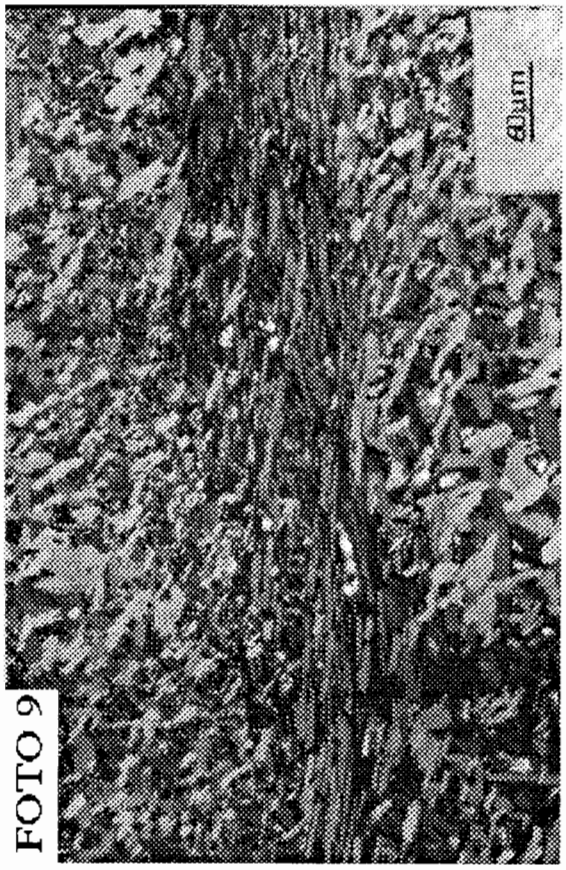

FOTO 9

Foto 7 *- Cristais de hematita II orientados segundo a foliação, envolvendo núcleo relíctico constituido de martita e hematita I. Os cristais de hematita I crescem sem orientação preferencial sobre os agregados de martita, que são mais porosos e ricos em inclusões. Seção orientada BC. Luz refletida. MFZ.*

Foto 8 *- Porfiroclasto do tipo* σ *constituido de agregados de magnetita, envolvido pela foliação definida por cristais orientados de hematita II. Na sombra de pressão superior direita, observa-se um fragmento de magnetita rompido do porfiroclasto. Seção orientada BC. Luz refletida. MRA.*

Foto 9 *- Microzona de cisalhamento cortando minério compacto, com foliação plano-axial definida por cristais de hematita II orientados transversalmente ao bandamento. Observa-se a morfologia sigmoidal da foliação, rotacionada dentro da z. c., juntamente com o melhor crescimento dos cristais de hematita II. Seção orientada AC. Luz refletida. MPI.*

Foto 10 *- Fragmentos de agregados de magnetita (relictos do bandamento original) cisalhados e rotacionados por fraturas sintéticas indicando o sentido de movimento. Os fragmentos estão envolvidos pela foliação milonítica definida por cristais orientados de hematita II. Abaixo á direita observa-se um fragmento com microestrutura* pull-apart. *Seção orientada AC. Luz refletida. MRA.*

Lineações de interseção resultam onde a foliação intercepta o bandamento, localmente, em charneira de dobras, ou regionalmente, representando importante estrutura de referência geométrica. (eixo geométrico B). Em virtude da distribuição plano-linear dos cristais de hematita II na xistosidade, lineações de interseção podem ser facilmente confundidas no campo com a lineação mineral/de estiramento, podendo mesmo coincidirem em ZAD. Em rochas fortemente dobradas a lineação de interseção pode aparecer bastante desenvolvida, resultando em estruturas do tipo "lapis" (*pencil structures* - Ramsay 1983).

Microdobras e crenulações são estruturas bastante frequentes, principalmente em rochas foliadas, podendo ser associadas , dependendo de sua orientação, às diferentes fases de deformação associadas ao principal evento compressivo do QF (Chemale Jr. *et. al.* 1991). Em minérios xistosos crenulados, os cristais de hematita foram rotacionados sem o desenvolvimento de descontinuidades, cataclase ou recristalização (Foto 13, comparar com Guba 1982, Fig.84, p.149). A referida autora interpreta, com propriedade, que o dobramento foi compatibilizado pelo deslizamento ao longo dos planos de foliação.

Boudins podem ocorrer em dois tipos principais nas rochas ferríferas:

- *boudins* de foliação (Platt & Vissers 1980) condicionados à presença de fraturas extensionais em rochas bandadas/foliadas.
- *boudins* condicionados ao contraste de competência por variação litológica.

Neste tipo podem ocorrer, p. ex., *boudins* de quartzo entre bandas de óxido de ferro, *boudins* de minério maciço entre minério xistoso, itabirito ou outra litologia. Dessa forma, o contraste de competência pode ser estabelecido entre materiais de diferentes composições (hematita, quartzo, carbonato) ou em corpos de hematita de diferentes texturas (minério compacto, pouco recristalizado, e minério xistoso).

Boudins são estruturas tipicamente relacionadas ao estiramento sofrido pela rocha, sendo seus *necks* ou linhas de *boudin*, estruturas lineares desenvolvidas perpendicularmente à direção de transporte tectônico.

Dobras

Tanto no itabirito quanto no minério rico são encontradas inúmeras dobras em diversas escalas, com perfis e orientações variadas. A sua análise pode ser feita sob vários pontos de vista, o que foge, entretanto, ao escopo desse trabalho. Ateremo-nos aqui, a tecer comentários que possam ser pertinentes à problematica do comportamento reológico do minério de ferro e à geração de texturas.

Dobras são estruturas geradas precocemente nos itabiritos e nos minérios ricos, devido à sua anisotropia planar primária. Algumas dessas estruturas foram provavelmente nucleadas durante o primeiro evento quando se originaram os megassinclinais do QF, possivelmente até em sedimentos parcialmente consolidados. Outras apresentam-se nítidamente associadas ao segundo evento, durante a evolução do cinturão de dobramentos e cavalgamento.

O estabelecimento de direções regionais de dobramento, para as rochas ferríferas da Formação Cauê, só pode ser feito atraves da análise comparada com as rochas sub e sobrejacentes, considerando-se a estruturação regional, a cinemática das estruturas e o comportamento reológico dos itabiritos.

A orientação axial das dobras geradas durante a primeira e principal fase do segundo evento (Dobras F_p) varia sistematicamente de acordo com a morfologia dos cavalgamentos e as condições de contorno pré-estabelecidas, como se pode constatar

a partir da análise do resultado de trabalhos específicos em diferentes jazidas no QF (Hackspacher 1979, Rosière 1981; Guba 1982, Evangelista 1984, Chemale Jr. 1987, Endo 1988, Januzzi & Alkmim 1989, Castro Alves 1990). Dobras nucleadas paralela ou obliquamente às frentes de cavalgamento tendem, nas zonas de cisalhamento, a progressivamente se paralelizarem à direção de estiramento. Dobras em bainha podem ser geradas em sítios de deformação mais intensa. Dobras paralelas à direção de estiramento, podem também ser do tipo oblíquo como definido por Passchier (1986). Em ZBD encontram-se dobras mostrando forte variação na orientação de seus eixos, com superfícies axiais curvas não cilíndicas, gerando estruturas de superposição e padrões de interferência.

Superposição de dobras é um fenômeno freqüente, com os eixos fazendo entre si ângulos variáveis de 0 a 90° podendo ocorrer padrões de interferência (Ramsay 1967) dos mais variados e de aspecto curioso como p. ex. dobras enrodilhadas em torno de seu próprio eixo. Não se pode, entretanto, estabelecer uma relação direta entre a nucleação das dobras e as fases de deformação do segundo evento (Chemale Jr. *et. al.* 1991), em particular no caso de dobras onde não se desenvolve uma xistosidade plano axial, conforme discutido a seguir.

As dobras sem foliação plano-axial ou onde a foliação é do tipo A2, aparecem típicas em ZBD. São, em sua maioria, desarmônicas, com amplitude e comprimento de onda variáveis de acordo com a espessura e mineralogia de cada nível composicional, o que gera dobras parasíticas intrafoliais. Mostram, de modo geral, vergência variada ao longo de seu perfil (Foto 2), com charneiras curvilíneas e superfície axial acilíndrica. A orientação do acervo estrutural obtido a partir do levantamento de dados da geometria dessas dobras é geralmente incompatível com aqueles obtidos dos pacotes psamo-pelíticos sub- e sobrejacentes.

O estudo mineragráfico de amostras provenientes dessas dobras mostra que o grau de recristalização nos óxidos de ferro é geralmente incipiente, predominando magnetita I martitizada e/ou hematita I, sem o desenvolvimento de uma textura orientada nos óxidos e com cataclase localizada. Filossilicatos porventura existentes se orientam em posição plano-axial ou segundo o bandamento, enquanto o quartzo, carbonato e outros mostram textura granular hipidiomórfica a poligonal, distribuido ao longo do bandamento ou preenchendo espaços entre os óxidos.

Para essas dobras, a partir das texturas encontradas podemos inferir os seguintes mecanismos:

a)deslizamento flexural, onde o movimento interestratal chegou a provocar total descolamento entre os níveis composicionais, resultando em estruturas bizarras como dobras justapostas nucleadas em sentido contrário. (Wallace 1965, Fig.14, p.F38).

b)fluxo flexural, compatibilizada por deformação dos grãos de quartzo e cataclase dos óxidos de ferro. Em alguns níveis a fragmentação pode ser intensa, com o desenvolvimento de micro-brechas. Os espaços vazios são preenchidos por remobilizados de quartzo/carbonato/hematita.

Os níveis de quartzo tendem geralmente a se comportar de forma mais "competente" durante o dobramento, "pinçando" níveis hematíticos/ magnetíticos em seu núcleo, que adquire típico perfil em cúspide (Foto 1). O forte contraste de viscosidade entre os níveis é atestado pelo perfil quase "ptigmático" das dobras nos níveis de quartzo e resulta na *boudinage* dessas bandas com preenchimento do espaços vazios por óxidos de ferro dos níveis adjacentes ou por material remobilizado.

Embora os dados não sejam conclusivos, podemos interpretar essa variação como o resultado de mudanças locais na orientação do plano de deformação ou no próprio regime deformacional.

Dobras com foliação do tipo A1, A3 e B mostram geralmente menor grau de desarmonia que as previamente descritas. São dobras geralmente monoclínicas, com vergência constante ao longo do perfil, embora este possa variar de acordo com o ângulo entre os flancos. Desenvolvem-se desde dobras abertas a isoclinais, de charneira arredondada a angulosa, que resulta em um padrão similar de dobramento (dobras do tipo II) ou mesmo do tipo III (Ramsay 1967) com transposição do bandamento (Foto 4).

Foto 11 *- Minério de ferro xistoso, constituido de cristais orientados de hematita II. Seção orientada BC. Luz refletida. MAD.*

Foto 12 *- Relicto de magnetita I em cristal orientado de hematita II. Seção orientada AC. Luz refletida. MPI.*

Foto 13 *- Crenulação em minério xistoso, com crescimento de hematita IV no plano de clivagem entre os micrólitons. Seção orientada AC. Luz refletida. MCA.*

Foto 14 *- Cristais de hematita dobrados em zona de falha, apresentando extinção ondulante e lamelas de geminação por deformação. Os cristais são crescidos a partir de bloco de minério compacto cisalhado dentro de uma brecha. Seção sem orientação. Luz refletida. MPI.*

FOTO 12

FOTO 14

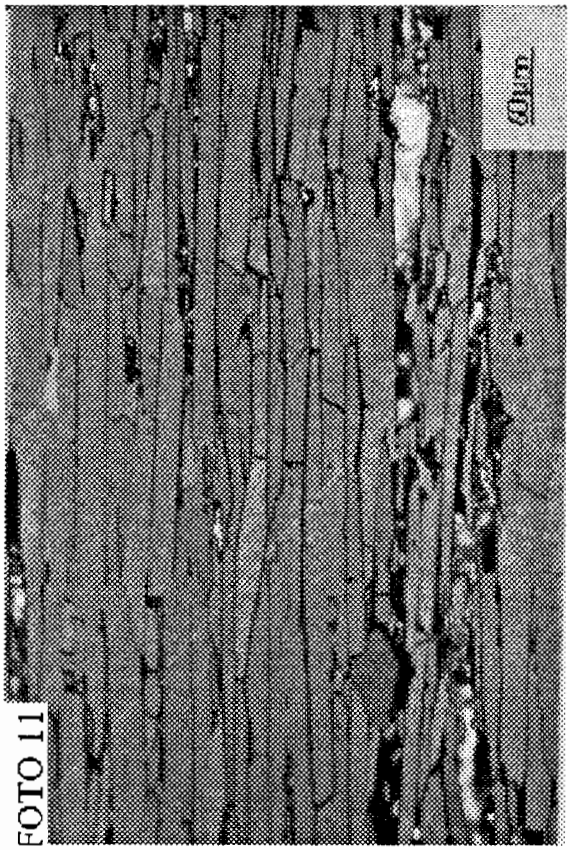

FOTO 11

FOTO 13

Dobras com xistosidade do tipo A1 predominam nos corpos de minério rico (corpos de hematita). A foliação é definida por palhetas orientadas de hematita II, geradas por recristalização de martita e hematita I gerando uma xistosidade contínua que pode mostrar diversos graus de intensidade até obliterar totalmente a mineralogia prévia. Dobras com xistosidade do tipo A3 e B são mais frequentes nos itabiritos. O grau de recristalização apresentado pelos óxidos nessas rochas é menor e os minerais transparentes apresentam textura em mosaico.

Dobras com essas características são mais freqüentes em ZAD, adquirindo o perfil de dobras similares desenvolvido por achatamento (*flattened folds* - Ramsay 1967) e possuem orientação consistente com o acervo tectônico regional associado à primeira fase da deformação compressiva (Chemale Jr. *et. al.* 1991).

Dobras nucleadas em rochas xistosas apresentam-se em diversas escalas com o desenvolvimento de crenulações com ou sem recristalização ao longo do plano de clivagem entre os micrólitons (clivagens do tipo C1 e C2) (Foto 13) ou então aparecem como dobras *chevron* ou em caixa, sem clivagem plano-axial. Essas são estruturas que podem ser associadas às fases 2 e 3 de deformação (Chemale Jr. *et. al.* 1991). *Kink-bands* tambem ocorrem associadas à essas fasess dobras *chevron* sobre rochas bandadas ou foliadas, sem provocar variação textural nas rochas.

Zonas de cisalhamento e falhas.

Sob o ponto de vista de geração de texturas orientadas, essas são as estruturas mais importantes nas formações ferríferas, podendo ocorrer em diversas dimensões dependendo da magnitude da deformação apreciada pela rocha e do grau de metamorfismo, gerando texturas semelhantes à milonitos.

Microzonas de cisalhamento observadas em amostras petrográficas de minérios indeformados, sem recristalização, ocorrem como faixas descontínuas caracterizadas pelo crescimento de cristais de hematita II orientadas no plano de cisalhamento (fotos 5, 6 e 7). Em amostras apresentando foliação penetrativa nas paredes da zona de cisalhamento, os cristais orientados nesta xistosidade apresentam-se progressivamente rotacionados até paralelizarem-se à orientação da zona (Foto 9).

Em zonas espessas o desenvolvimento pode ser descontínuo, com bandas de cristais orientados de hematita II, entre níveis menos recristalizados (Foto 7), que podem mostrar restos de dobras intrafoliais, constituidos predominantemente de magnetita martitizada e hematita I. Zonas espessas contínuas são contituidas essencialmente de cristais orientados de hematita II que definem uma foliação milonítica, desenvolvendo-se uma trama planar ou plano linear, costituindo potentes corpos de minério xistoso. Subordinadamente ocorrem tramas essencialmente lineares sobrepondo-se à uma estrutura bandada que pode ser eventualmnte reconhecida como "fantasmas" por entre a trama orientada.

A foliação envolve "porfiroclastos" constituidos de cristais individuais ou agregados de magnetita martitizada, com vários milímetros de diâmetro que podem aparecer rompidos por fraturas extensionais, constituindo estruturas do tipo *pull-apart* ou *micro-boudins*. Podem ser também cortados por fraturas de cisalhamento sintéticas ou antitéticas, sendo os fragmentos rotacionados com deslizamento ao longo dos planos de foliação (Foto 10). Alguns "porfiroclastos" apresentam sombras de pressão assimétricas do tipo σ (Fotos 8 e 15). Estas aparecem preenchidas com cristais de quartzo e hematita orientada. No contato do "porfiroclasto" com a foliação, os cristais de hematita II são particularmente bem desenvolvidos, com a geração de cristais tabulares relativamente maiores que aqueles presentes no resto da matriz. Entre os planos de foliação podem ocorrer tambem agregados lenticulares de minerais transparente como quartzo e carbonato recristalizados, ou *pods* de magnetita martitizada e hematita I, imprimindo morfologia anastomosada à foliação.

A morfologia dos agregados lenticulares e dos "porfiroclastos" σ reflete as características da deformação, apresentando-se elongados no plano de foliação, definindo assim uma lineação de estiramento. Em seção perpendicular à lineação, as lentes possuem geralmente disposição simétrica, enquanto que, em seção paralela à lineação observa-se morfologia assimétrica, sigmoidal, indicando o sentido de movimento.

Em seção paralela à lineação podem ainda ser observadas bandas de cisalhamento do tipo *extensional crenulation cleavage* (Platt & Vissers, 1980), que juntamente com as outras microestruturas assimétricas, são utilizáveis como critérios cinemáticos.

Em porcões não recristalizadas dentro das zonas de cisalhamento, pode-se constatar microestruturas associadas à cataclase do bandamento original, como microfalhas, imbricando os níveis que definem o bandamento, acompanhada de microfraturamento dos agregados de magnetita martitizada.

Em planos de falha a rocha tende a se fragmentar desenvolvendo-se fina matriz contituida de cristais de hematita, orientados ou não, ou então de quartzo ou carbonato com hematita remobilizados, de cristalização grosseira. Os fragmentos podem estar parcial ou totalmente recristalizados em grandes cristais de hematita especular, mostrando lamelas de geminação e extinção ondulante (Foto 14). A ocorrência destes cristais é restrita.

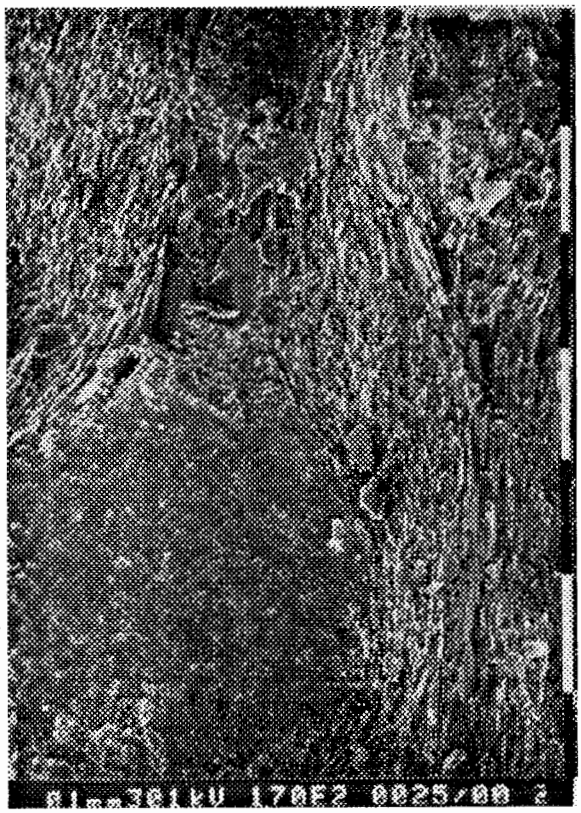

Foto 15 - Porfiroclasto de magnetita envolvido por cristais de hematita II. Imagem de MEV. MAD.

CONSIDERAÇÕES SOBRE A ORIGEM DOS CORPOS DE MINÉRIO RICO

Em ZBD, grandes corpos de minério de ferro (hematita) ocorrem associados ao enriquecimento supergênico dos itabiritos ou como lentes de minério compacto, maciços ou bandados, interdigitados concordantemente com os itabiritos e são constituidos principalmente de magnetita I e hematita I, mostrando frequentemente intenso dobramento desarmônico.

Nesses minérios observa-se a recristalização localizada de hematita II em zonas de cisalhamento descontínuas e de dimensões milimétricas a métricas (Fotos 5 e 6), ou definindo uma xistosidade transversal ao bandamento (Foto 4).

O bandamento encontado em corpos dessa natureza é produto da sedimentação, seguida por compactação e diagênese, com a geração de magnetita I, predominante, e hematita Ia, dependendo provavelmente das condições de oxidação dominantes. O aumento da fugacidade do oxigênio, no princípio do metamorfismo, provavelmente associado à mobilização de fluidos, foi o fator que provocou a martitização, gerando agregados xenomorfos de hematita, ricos em inclusões, recristalizados em hematita Ib, com o desenvolvimento somente localizado de texturas orientadas, em função da baixa magnitude de deformação apreciada pela rocha. Lixiviação de minerais claros, com enriquecimento secundário ocorreu subordinadamente.

As observações microscópicas e texturais em amostras de minério compacto não indicam uma intensiva remobilização de ferro, mas sim o desenvolvimento de fenômenos de recristalização metamórfica sin-deformativa às custas de óxidos pré existentes (especialmente magnetita). Partindo-se de uma origem diagenética para a magnetita, é pouco provável que ocorreu sustituição de minerais claros (como o quartzo) pré-existentes, por óxido de Fe introduzido, como postulado por Dorr (1965), já que magnetita relíctica ocorre em todos os níveis, mesmo em corpos bastante recristalizados, inclusa em cristais de hematita Ib ou II (Foto 12).

Em ZAD encontram-se, além de lentes concordantes de hematita compacta, corpos, por vezes discordantes, em diversas escalas, associados à zonas de cisalhamento. Tais minérios apresentam-se intensamente recristalizados, desenvolvendo-se cristais orientados de hematita II, III ou IV, não faltando, entretanto, relictos de magnetita I.

Pode- se então, para esclarecer a gênese desses corpos a atuação de fluidos hidrotermais que percolam preferencialmente ao longo de estruturas como falhas e zonas de cisalhamento, provocando a lixiviação intensa de quartzo ou carbonato. Tais minerais comportaram-se certamente como fases móveis, sob os efeitos desses fluidos , ja que preenchem, de forma generalizada espaços vazios gerados durante a deformação. Como resíduo obtemos corpos constituidos essencialmente de óxidos de ferro.

CARACTERÍSTICAS DA DEFORMAÇÃO

O comportamento dos itabiritos e minério de ferro sob a ação de esforços tectônicos não está esclarecido. Existem poucas informações a respeito dos mecanismos de deformação atuantes em diferentes condições de pressão, temperatura, taxa de deformação (*strain rate*).

Procurando-se acessar as viscosidades relativas (contraste de competência) entre o quartzo e os óxidos de ferro, através da análise de estruturas nos itabiritos, pode-se constatar que, pelo menos nos estágios mais precoces da deformação, o quartzo comportou-se de forma mais competente nos itabiritos. Como resultado aparecem *boudins* de níveis de quartzo, em "matriz" hematítica-magnetítica e dobras de perfil lobado, de aspecto ptigmático, em contraste com dobras em cúspide nos níveis de óxido.

O grande número de dobras desarmônicas precocemente desenvolvidas, em corpos espessos de minério rico compacto, contrastando com os itabiritos circundantes, como ocorre na jazida do Pico do Itabirito (Rosière 1981) evidenciam a presença de um sedimento anômalamente rico em ferro, mais facilmente deformável que os itabiritos

onde o estilo de dobramento seria controlado pela presença das bandas quartzosas.

Em contraste com essas observações, corpos de minério maciço boudinados, envolvidos por itabirito ou minério xistoso, indicam mudança de comportamento reológico durante a evolução da história tectono-metamórfica da região, condicionadas provavelmente por variações dos fatores externos (pressão, temperatura, taxa de deformação - *strain rate*) e tambem por abrandamento (*softening*) resultante dos processos de recristalização, desenvolvimento de texturas orientadas e ação de fluidos hidrotermais. Guba (1982), levanta a hipótese que esse aparente comportamento paradoxal, seria o resultado de tensões residuais de fases precoces, que, heterogeneamente distribuidas na rocha, condicionariam o comportamento do material e o desenvolvimento de estruturas durante as fases tardias.

A flambagem dos itabiritos e corpos de minério rico primário, durante a primeira fase de deformação do evento compressivo, foi um processo pouco importante na geração de texturas, tendo a deformação se acomodado em grande parte, por deslizamento entre as bandas gerando dobras. O desenvolvimento da uma xistosidade de caráter plano-axial, a exemplo de rochas pelíticas e psamo-pelíticas é dependente da magnitude da deformação (strain) apreciada pela rocha, podendo estar acompanhado ou não da recristalização de hematita orientada (hematita II). Este fenômeno, por sua vez, depende da existência prévia de hematita, ou da oxidação da magnetita I, pelo aumento da pO_2, que resulta na martitização e geração de hematita Ib. A presença de uma foliação definida por agregados orientados de magnetita fracamente martitizada atestam essa conclusão.

A variação dos eixos das dobras com geração de estruturas de interferência e a desarmonia apresentada em seus perfis, em contraste com as rochas psamo-pelíticas sub e sobrejacentes pode ser interpretada como o resultado de mudanças locais no plano de deformação e mesmo no regime deformacional. Como se pode observar em varias regiões do Quadrilátero Ferrífero, a camada de formação ferrífera descolou-se do pacote de quartzitos subjacentes da Formação Moeda (Rosière 1981), quer seja durante primeiro evento tectônico (extensional) gerador dos megasinclinais, quer seja durante o segundo evento (compressivo) (Chemale Jr. *et. al.* 1991). Foram assim geradas estruturas aparentemente incompatíveis dentro do quadro tectônico regional cuja análise individual pode levar a sérios erros de interpretação.

Em zonas de maior intensidade de deformação (ZAD), variações locais na orientação das estruturas dos itabiritos foram homogeneizadas, resultando em estruturas compatíveis dentro de um plano único de deformação, característico para cada um dos megadomínios tectônicos do Q. F. (Fig. 2), pela paralelização de estruturas planares e lineares.

Os efeitos da deformação por cisalhamento são os mais dramáticos na geração de estruturas, texturas e mesmo na formação de corpos de minerio rico. Em zonas de cisalhamento, desenvolvem-se típicas estruturas miloníticas e texturas orientadas, resultando tectonitos S, LS e L. A foliação definida pelas hematitas é o produto da recristalização orientada desse mineral às custas dos óxidos pré-tectônicos acompanhada do aumento da fugacidade do oxigênio dentro da zona de cisalhamento, pela percolação de fluidos hidrotermais. Enquanto o grau de recristalizaçào e a geração de texturas orientadas está condicionada ao grau de oxidação e metamorfismo,. associados à deformação, envolvendo processos físicos e químicos, o tipo e grau de orientação preferencial esta essencialmente condicionado às características deformacionais em condições dúcteis (magnitude e tipo do "strain"), conforme será discutido na segunda parte desse trabalho.

Processos de difusão atuantes durante essa fase na evolução tectônica são, então, mecanismos dominantes de deformação nas formações ferríferas e, principalmente, nos corpos de minério rico onde os óxidos de ferro compõem até 100% da rocha. A comprovação experimental dessa conclusão explicaria as leis de fluência que regem o comportamento reológico extremamente variável dessas rochas, permitiria o desenvolvimento de modelos teóricos, e a melhor avaliação e análise das estruturas encontradas.

As segunda e terceira fases de deformação compressiva tiveram importância secundária na geração de texturas. Os principais processos envolvidos são essencialmente mecânicos com deslizamento interestratal, deformação dos cristais de hematita por geminação e deslizamento intracristalino, além de cataclase. As estruturas principais desenvolvidas são: crenulações, clivagem espaçada, dobras do tipo *chevron* e em caixa, *kink bands*, alem de falhas com brechas e cataclasitos. O efeito do desenvolvimento de texturas orientadas geradas durante a primeira fase tambem influenciam no estilo dessas estruturas tardias, podendo-se constatar que crenulações e clivagens associadas ocorrem essencialmente em corpos xistosos, onde cristais orientados de hematita definem a foliação (influência da forma do grão e sua orientação).

Zonas de cisalhamento dúcteis e recristalização dos óxidos ocorre localmente, em particular nos depósitos da extremidade E do QF, onde provavelmente a temperatura, tendo atingido valores mais altos no auge do metamorfismo, demorou atingir níveis críticos inferiores, sem percolação penetrativa de fluidos.

AGRADECIMENTOS

Os autores agradecem ao CPMTC, à CBMM,e Prof. Dr. P. Paulitsch, pela infraestrutura laboratorial; à FINEP pelo financiamento de parte dos trabalhos dentro do Projeto Sinclinal de Gandarela, atraves do PADCT; ao DAAD e CNPq pela concessão de bolsas; às empresas MBR, CVRD, SAMITRI, FERTECO, Wm. Müller, CSN, pelo acesso às suas minas e eventual apoio logístico; ao Prof. Dr. H. Quade e Prof. Dr H. Siemes pelo apoio material, estímulo e trocas de opiniões, aos colegas R. Walde (in memoriam), I. Guba e Hennig-Michaeli pelas discussões; aos colegas A. W. Romano e J. H. Grossi Sad pela revisões e finalmente ao Sr. V. J. Mota Couto pela competência e paciência na execução dos desenhos.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

ALMEIDA, F.F.M. 1977. O Craton de São Francisco. *Revista Brasileira de Geociências*, 7(4): 349-364.

BABINSKI, M.; CHEMALE Jr., F. & VAN SCHMUS, W.R. 1991. Geocronologia Pb/Pb em rochas carbonáticas do Supergrupo Minas, Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais, Brasil. In: CONGR. BRAS. GEOQUÍMICA, 3. São Paulo, 1991. Anais... São Paulo, SBGq, v.2, p.628 - 631.

BARBOSA, A.L.M. 1976. Gênese e possíveis correlações entre os depósitos de minério de ferro do Brasil. In: CONGR. BRAS. GEOL., 29. Simp. de Ferrosos, Ouro Preto, 1976. Anais... Ouro Preto, SBG, v.1, p.9-15.

BELEVTSEV, Y.N. 1973. Genesis of high-grade iron ores of Kryvoy-Rog type. In: SIMP. GENESIS OF PRECAMBRIAN IRON AND MANGANESE DEPOSITS, Kiev, 1970. (UNESCO) Proc... Paris, UNESCO, p.167-180.

BORCHERT, H 1952. Die Bildungsbedingungen mariner Eisenerzlagerstätten. *Chemie der Erde*, Jena, 16: 49-74.

BRANDT, R.T. 1966. The genesis of the Mount Goldworthy iron ore deposits of Northwest Australia. *Econ. Geol.*, 61(6): 999-1009.

BRANDT, R.T. 1973. - The origin od the Jaspilit iron ore of Australia. In: SIMP. GENESIS OF PRECAMBRIAN IRON AND MANGANESE DEPOSITS, Kiev, 1970. (UNESCO) Proc... Paris, UNESCO, p.59-68.

BRUCE. E.L. 1945. Precambrian iron formations. *Bull. Geol. Soc. America*, 56: 589-602.

CANAVAN, F. & EDWARDS, A.B. 1938. The iron ores of Yampi-Sound, Western Australia. New York, PROC. AIMM. 42 p.(v.110).

CASTRO ALVES, J.A. 1991. Reconstrução Estocástica da Mina São Luiz, Complexo Fazendão, MG. Ouro Preto, 211p. (Diss. de Mestrado, UFOP).

CHEMALE Jr., F. 1987. Tektonische Lagerstättenkundliche und petrographische Untersuchungen im Eisenerzrevier Itabira, Minas Gerais, Brasilien. Clausthal-Zellerfeld, RFA, 140 p. (Tese de Doutorado, T.U. Clausthal).

CHEMALE Jr., F.; ROSIÈRE, C.A. & ENDO, I. 1991. Evolução tectônica do Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais - Um Modelo. *Pesquisas* UFRGS, Porto Alegre, 18(2): 104-127.

DIMROTH, E. 1968. Sedimentary textures of certain precambrian ironstones. *N. Jb. Geol. Palaeont. Abh.*, 130(3): 247-274.

DIMROTH, E. 1976. Aspects of the sedimentary petrology of cherty iron formations. In WOLF, K. H. (Ed.) *Handbook of Strata-Bound and Stratiform Ore Deposits*, Amsterdam, Elsevier. II(7): 203-254.

DIMROTH, E. & CHAUVEL , J.J. 1973. Petrography of Sokoman iron formation in part of the Central Labrador Trough, Quebec, Canadá, *Geol. Soc. Am. Bull.*, New York, 84 (1) : 111-134.

DORR II, J.V.N. 1965. Nature and origin of the high grade hematite ores of Minas Gerais Brazil. *Econ. Geol.*, 60(1): 1:46.

DORR II, J.V.N. 1969. Physiographic, stratigraphic and structural development of the Quadrilátero Ferrífero Minas Gerais. Washington, U.S. GEOL. SURV. PROF. PAPER, 110p. (v. 641-a)

ENDO, I. 1988. Análise Estrutural Qualitativa do Minério de Ferro e encaixantes da Mina de Timbopeba - Borda Leste do Quadrilátero Ferrífero, Mariana, MG. Ouro Preto, 130p. (Diss. de Mestrado, UFOP).

EVANGELISTA, M.T.R. 1984. Strukturelle und texturelle Untersuchungen in der Eisenerzlagerstätte "Mutuca" bei Belo Horizonte, Minas Gerais, Brasilien. Clausthal - Zellerfeld, RFA, 171p. (Tese de Doutorado, TU Clausthal).

EICHLER, J. 1968. Geologie und Entstehung der itabiritischen Reicherze im "Eisernen Viereck" von Minas Gerais, Brasilien. Clausthal-Zellerfeld, 261 p.(Habilschrift, T.U. Clausthal).

EISENLOHR, V. 1964. Die Schwemmfächer der Eisenerz von Morro do Urucum bei Corumbá - Brasilien als Beispiel terrestrischer Trümmereisenerz-Lagerstätten. Clausthal-Zellerfeld, RFA, 261 p. (Tese de Doutorado, Fak. f. Bergbau- u. Hüttenwesen der Bergakad. Clausthal).

GEIJER, P. 1931. Supergene Martite (editorial). *Econ. Geol.*, 26(4): 437-439.

GILLOT, B.; ROUSSET, A. & DUPRE, G 1977. Influence of cristallite size on the oxidation kinetics of magnetite. *J. Solid State Chem.*, 25: 263-271.

GOLDICH. S.S. 1973. Ages of precambrian iron formations. *Econ. Geol.*, 60(7): 1126-1135.

GOODWIN, A.M. 1956. Facies relations in the Gunflint iron formation. *Econ. Geol.*, 51: 565-595.

GOVET, G.J.S. 1966. Origin of banded iron formations. *Geol. Soc. Am. Bull.* 77(11): 1191-1212.

GROSS, G.A. 1972. Primary features in cherty iron formations. *Sed. Geol.*, 7: 241-261.

GROSS, G.A. 1973. The depositional environment of principal types of precambrian iron formations. In: SIMP. GENESIS OF PRECAMBRIAN IRON AND MANGANESE DEPOSITS, Kiev, 1970. (UNESCO) Proc... Paris, UNESCO, p.15-21.

GRUNER, J.W. 1926. Magnetite-Martite-Hematite. *Econ. Geol.*, 21(4): 375-393.

GRUNER, J.W. 1930. Hydrothermal oxidation and leaching experiments: their bearing on the origin of the Lake Superior hematite-limonite ores . *Econ. Geol.* 25(7): 697-719, 25(8): 837-867.

GRUNER, J.W. 1937. Hydrothermal leaching of iron ores of the Lake Superior Type - A modified theory. *Econ. Geol.*, 32(2): 121-130.

GUBA, I 1982. Tektonik, Texturen und Mineralogie der prekämbrischen Eisenerze und Nebengesteinsserie der Lagerstätte Morro Agudo im NE des Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais, Brasilien. Clausthal-Zellerfeld, RFA, 342p. (Tese de Doutorado, TU Clausthal).

GUILD, F. 1934. - Microscopic relations of magnetite, hematite, pyrite and chalcopyrite. *Econ. Geol.*, 29(2): 107-120.

GUILD, F. 1957. Geology and mineral resources of the Congonhas District, Minas Gerais, Brazil. Washington, U.S. GEOL. SURV. PROF. PAPER, 90p. (v. 290).

HACKSPACHER, P.C. 1979. Strukturelle und texturelle Untersuchungen zur internen Deformation des Eisenreicheskörpers der Grube "Águas Claras" bei Belo Horizonte, Minas Gerais, Brasilien - *Clausthaler Geowissenschaftliche Abhandlungen*, 34: 1-164.

HAN, T.M. 1978. Microstructures of magnetite as guide to its origin. *Fortschr. Miner*, 56(1): 105-142.

HENNIG-MICHAELI, C. 1977a. Microscopic structure studies of experimentally and naturally deformed hematite ores. *Tectnophysics*, 39-40: 255-271.

HENNIG-MICHAELI, C. 1977b. Dynamic interpretation of deformation twins in hematite. *Geologiska För. i Stock. Förhand.*, 99: 208-215.

HERZ, N. 1978. Metamorphic rocks of the Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais, Brazil. Washington, U.S. GEOL. SURV. PROF. PAPER, 78p. (v. 641-B).

HOEFS, J.; MÜLLER, G & SCHUSTER, A.K. 1982. Polymetamorphic relations in iron ores from the Iron Quadrangle Brasil: The correlation of oxigenm isotope variations with deformation history. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 79:241-251.

HUBER, N.K. 1958. The environmental control of sedimentary iron minerals, *Econ. Geol.*, 53(2): 124-140.

JAMES, H.L. 1954. Sedimentary facies of iron formations. *Econ. Geol.* 49(3): 235-293.

JANUZZI A. & ALKMIN, F.F 1989. Geologia Estrutural da Mina de Alegria (SAMITRI) Município de Mariana, MG. Samitri, Rel. Interno, 13p.

KLAMMER, G & STADLER, G. 1961. Die Eisenerze (Kata-Itabirite) von Jequie im Staat Bahia, Brasilien. *Erzmetall*, Stuttgart XIV(6): 269-274.

KRZYWICKI, E 1975. Ein Beitrag zur Identifizierung magnetitischer Eisenerzlagerstätten. *Erzmetall*, Stuttgart. XXVII(10): 465-475.

LA BERGE, G.L. 1973. Possible biological origin of precambrian iron formations. *Econ. Geol.*, 68(7): 1098-1110.

LADEIRA, E.A. & VIVEIROS, J.F.M. 1984. Hipótese sobre a estruturação do Quadrilátero Ferrífero com base nos dados disponíveis. Belo Horizonte, SBG-MG, 95-151 (Bol. 4)

MANN, V.J. 1953. Relation of oxidation to origin of iron ores. *Econ. Geol.*, 48(4): 251-281.

MASCARENHAS, J. F.; MISI, A.; MOTTA, A. C.; SILVA SÁ, J. H. 1984. Província São Francisco. In: ALMEIDA, F. F. M. & HASUI, Y. eds. *O Pré-Cambriano do Brasil*. São Paulo, E. Blücher. p. 46-122.

MELNIK, Y.P. & SIROSHTAN, R.I. 1973. Physico chemical conditions of the metamorphism of cherty-iron rocks. In: SIMP. GENESIS OF PRECAMBRIAN IRON AND MANGANESE DEPOSITS, Kiev, 1970. (UNESCO) Proc... Paris, UNESCO, p.209-216.

MILES. K.R. 1941. Magnetite-Hematite relations in the banded iron formations of Western Australia. Melbourne, PROC. AIMM, p.193-201 (v. 124).

MORRIS, R. C. 1980. Magnetite-hematite relations in the banded iron formations in the Hammersley Iron Province of Western Australia. *Econ. Geol.*, 75: 184-209.

MÜLLER, G. & SCHUSTER, A. 1980. Sauerstoff-Isotopen-Thermometrie zur Genese itabiritischer Reicherze des Eisernen Vierecks in Brasilien. 2. Arbeitsbericht der DFG-Forschungsvorhaben Mü 350/17 (inédito).

MÜLLER, H. G.; SCHUSTER, A . & HOEFS, J. 1982. Oxigen Isotope Variations in Polymetamorphic Iron Ore from the Quadrilátero Ferrífero, Brazil - Intern. Symp. on Archean and Early Proterozoic Geologic Evolution and Metallogenesis (ISAP) *Revista Brasileira de Geociências*, 12(1-3): 348-355.

PASSCHIER, C. W. 1986. Mylonites in the continental crust and their role as seismic reflectors. *Geol. Mijnbow* 65: 167-176.

PASSCHIER, C. W. 1986. Flow in natural shear zones. *Earth Planet. Sci. Lett.* 77: 70-80.

PLATT, J. P. & VISSERS, R. L. M. 1980. Extensional structures in anisotropic rocks. *J. Struct. Geol.*, 2(4): 397-410.

QUADE, H. 1988. Natural and simulated (10.4) pole figures of polycrystalline hematite. *Textures and Microestructures*, 81: 719-736.

RAMDOHR, P. 1925. Beobachtungen an Magnetit, Ilmenit, Eisenglanz und Überlegungen über das System FeO, Fe_2O_3, TiO_2 Sonderdruck aus der Festschrift zur 150 Jahr Feier der Bergakad. Clausthal, Leipzig, p.308-340.

RAMDOHR, P. 1975. *Die Erzmineralien und ihre Verwachsungen*, Berlin, Akademie Verlag. 1277 p.

RAMSAY, J.G. 1967. *Folding and Fracturing of Rocks*, New York McGraw-Hill, New York, 568 p.

RAMSAY, J. G. & HUBER, M. H. 1983, 1987. *The Techniques of Modern Structural Geology*, London, Academic Press, v. 1: p.1-307, v. 2: p.308-700

ROSIÈRE, C.A. 1981. Strukturelle und texturelle Untersuchungen in der Eisenerzlagerstätte "Pico de Itabira" bei Itabirito/Minas Gerais, Brasilien. *Clausthaler Geowiss. Diss.* 9, Clausthal Zellerfeld.

ROSIÈRE, C.A. 1982. Análise Estrutural del Cuerpo Mineral del "Pico de Itabirito", Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais, Brasil. In: CONGRESSO LATINOAMERICANO DE GEOLOGIA, 5. Buenos Aires, 1982. Actas... Buenos Aires, v.IV, p.351-368.

ROSIÈRE, C.A. 1983 A recristalização do minério de ferro da jazida do Pico de Itabirito no Quadrilátero Ferrífero, MG e suas implicações genéticas. In: SIMP. GEOL. MG., 2. Belo Horizonte, 1983. Anais... Belo Horizonte, SBG , p.173-186. (Bol. 3)

ROSIÈRE, C.A. & CARVALHO DA SILVA, Jr. J. 1984. Concreções primárias com estrutura concêntrica no itabirito da Formação cauê Supergrupo Minas, Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais.In: CONGR. BRAS. DE GEOL., 33. Rio de Janeiro, 1984. Anais... Rio de Janeiro, SBG, p.1238-1248.

ROSIÈRE, C.A. & SIEMES, H. 1987. Estudo da textura dos minérios hematíticos do Quadrilátero Ferrífero com goniômetro de Raios-X. In: SNET., 1. Salvador, 1987. Bol. de Resumos Salvador, p.38

ROSIÈRE, C.A. & CHEMALE Jr., F. 1991 Textural and structural aspects of iron ores from Iron Quadrangle, Brazil. In: PAGEL, M. E LEROY, J.L. (eds) *Source, Transport and Deposition of Metals*, Amsterdam, Balkema. p.485-488.

SCHWERTMANN; U. 1959. Über die Synthese definierter Eisenoxide unter verschiedene Bedingungen. *Z. anorg. allg. Chemie*, Leipzig, 298: 337-348.

SCHWERTMANN, U. 1969. Die Bildung von Eisenoxidmineralen. *Fortschr. Miner.* , 46(2): 274-285.

SILVA, A.M. & GIBOTTI, M. 1989. Petrografia, Geoquímica e Geologia Estrutural das Minas do Fazendão e Adjacências. Ouro Preto, 126p. (Trabalho de Graduação - UFOP).

SPENCER, E. & PERCIVAL, F.G. 1952. The structure and origin of the banded hematite jasper of Singhbum, India. *Econ. Geol.*, 47 : 365-383.

TRENDALL, A.F. 1973 Precambrian iron formations of Australia. *Econ. Geol.*, 68(7): 1089-1098

TRENDALL, A.F. & BLOCKLEY, J.G. 1970 The iron formations of the Hammersley Group, Western Australia, with special reference to the associated crocidolite. Sidney, WESTERN AUSTR. SURV. BULL., 353p. (v.119).

VISSER, W.A. (Ed.) 1980. *Geological Nomenclature*. Amsterdam, Martinus Nighoff. 540p.

WALLACE, R.M. 1965. Geology and mineral resources of the Pico do Itabirto District, Minas Gerais, Brazil. Washington, U.S. GEOL. SURV. PROF. PAPER, 68p. (v. 341-F).

WILSON, G. 1953. Mulllion and rodding structures in the Moine Series of Scotland. *Proc. Geol. Ass.*, 64: 118-151.

WILSON, G, 1961. The tectonic significance of small scale structures and their importance to the geologist in the field. *Annals Soc. Geol. Belg.*, 84: 423-548.