



UNICAMP

UNIVERSIDADE ESTADUAL DE CAMPINAS

INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

**PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOCIÊNCIAS - ÁREA DE
METALOGÊNESE**

ALEXANDRE RAPHAEL CABRAL

**MINERALIZAÇÃO DE OURO PALADIADO EM
ITABIRITOS: A JACUTINGA DE GONGO SOCO,
QUADRILÁTERO FERRÍFERO, MINAS GERAIS**

Dissertação apresentada ao Instituto de Geociências,
como parte dos requisitos para obtenção do grau de
Mestre em Geociências - Área de Metalogênese

Orientador: Prof. Dr. Roberto Perez Xavier

Este exemplar corresponde à
redação final da tese defendida
por Alexandre Raphael Cabral
e aprovada pela Comissão Julgadora
em 16/02/96
[Assinatura]
ORIENTADOR

CAMPINAS - SÃO PAULO

OUTUBRO - 1996

C112m



UNICAMP

UNIVERSIDADE ESTADUAL DE CAMPINAS

INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

**PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOCIÊNCIAS - ÁREA DE
METALOGÊNESE**

ALEXANDRE RAPHAEL CABRAL

**MINERALIZAÇÃO DE OURO PALADIADO EM
ITABIRITOS: A JACUTINGA DE GONGO SOCO,
QUADRILÁTERO FERRÍFERO, MINAS GERAIS**

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

Orientador: Roberto Perez Xavier - IG/UNICAMP

Co-Orientador: Fernando Roberto Mendes Pires - Dept. Geologia/UFRJ

IG- número/ano

CAMPINAS - SÃO PAULO

OUTUBRO - 1996

FICHA CATALOGRAFICA ELABORADA
PELA BIBLIOTECA I.G. - UNICAMP

R181m Raphael Cabral, Alexandre
Mineralização de ouro paladiado em Itabiritos: a Jacutinga de
Gongo Soco, Quadrilátero Ferrífero, MG / Alexandre Raphael
Cabral.- Campinas, SP.: [s.n.], 1996.

Orientadores: Roberto Perez Xavier, Fernando Roberto Mendes
Pires

Dissertação (mestrado) Universidade Estadual de Campinas,
Instituto de Geociências

1. Ouro - Minas e Mineração. 2. Ouro - Quadrilátero Ferrífero
(MG). *3. Ouro Paladiado - Itabiritos - Ouro (MG). I. Xavier,
Roberto Perez. II. Pires, Fernando Roberto Mendes.
III. Universidade Estadual de Campinas, Instituto de Geociências.
IV. Título.



UNICAMP

UNIVERSIDADE ESTADUAL DE CAMPINAS

INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

**PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOCIÊNCIAS - ÁREA DE
METALOGÊNESE**

AUTOR: Alexandre Raphael Cabral

**TÍTULO DA DISSERTAÇÃO/TESE: Mineralização de ouro paladiado em itabiritos: a
jacutinga de Gongo Soco, Quadrilátero Ferrífero, MG.**

ORIENTADOR: Prof. Dr. Roberto Perez Xavier

CO-ORIENTADOR: Prof. Dr. Fernando Roberto Mendes Pires

Aprovada em: ____/____/____

PRESIDENTE: Prof. Dr. Roberto Perez Xavier

EXAMINADORES:

Prof. Dr. Roberto Perez Xavier

- Orientador

Prof. Dr. Elson Paiva de Oliveira

Profa. Dra. Maria Glicia Coutinho

Campinas, de

de

À minha família,

Guilherme (*in memoriam*)

Yolanda

José Guilherme

Miriam

Gabriela

Mariana

André Guilherme

Agradecimentos

Resolvo-me a escrever como última tarefa as notas de reconhecimento que irão figurar com inadequada singeleza nas primeiras páginas da dissertação. O receio de não mencionar algum justo merecimento ainda me apoquenta.

Início destacando o entusiasmo e amizade do **Prof. Dr. Fernando R. M. Pires** e a orientação do **Prof. Dr. Roberto Xavier** na etapa mais difícil do mestrado.

Agradeço ao **CNPq**, Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico, pelo apoio através da concessão de bolsa de estudo.

À Mineração Socoimex ficam os agradecimentos pelo apoio durante os quatro meses de trabalhos de campo, particularmente ao **Sr. M. Bethônico**, **Eng. Maria da Graças M. Silva**, **Bruno Sperancini**, e aos companheiros de campo **Doca** e **Sheik**.

Devo aos **Srs. Francisco de Assis Palhares**, **Luiz Rodrigues A. Garcia** e **Rogério Kwitko**, da Companhia Vale do Rio Doce, as análises de microsonda eletrônica em grãos de ouro. Ressalta-se aqui a paciência sacramental do amigo Rogério nas discussões sobre jacutinga. Ao amigo **Luiz Carlos Bertolino** coube a realização de difratogramas de raios-X no CETEM.

Ainda que o escopo da tese não estivesse na Geologia Estrutural, os Professores **Dr. M. Arthaud** (UFC), **Dr. H. Dayan** (UFRJ) e **Dr. C. A. Rosière** (UFMG) atenderam-me com solicitude no campo. Muitos dos trabalhos do século XIX foram obtidos graças à presteza da Bibliotecária da Escola de Minas da UFOP, **Sra. Maria da Glória R. S. Araújo**. Os relatórios da *Imperial Brazilian Mining Association* foram gentilmente cedidos pelo **Prof. Dr. F. E. Renger**, assim como mapas de localização, descrições de furos de sonda e teores de Au e Mn; todos estes com profícuas discussões.

Das muitas recompensas pessoais logradas com o desenvolvimento desta dissertação, merece destaque a amizade do **Sr. Richard David Jones**, geólogo que trabalhou no Gongo Soco pela *Republic Steel* na década de 60. Seu conhecimento sobre Gongo Soco possibilitou apaixonantes conversas sobre geologia, história e mineração. O Sr. Jones tem contribuído com mapas e fotografias da época da pesquisa de ferro no Gongo.

Terei de retribuir condignamente no campo o amigo **Jason T. Guerreiro Carneiro** pela colaboração no mapeamento à trena e bússola. Dos amigos do IG/UNICAMP, enalteço os colegas da “turba ignara” que comigo conviveram: **André Fornari** e **Cabeça**, vulgo **Marcos André G. V. Gonçalves**; inclui-se ainda **Hector Barreto**. Ao amigo **Dailto Silva** sou grato, entre outras muitas coisas, pelas aulas de “pilotagem” do aparato de inclusões fluidas; à **Catarina L. Toledo** pelo apoio e afabilidade; e à eficiente (e querida) secretária **Valdirene Pinotti**.

À minha família, para a qual dedico esta dissertação.

Whether the gold which, in similar vein-stones and rocks, is associated with the same metals in different parts of the Province; as well as that which, in other matrices and strata, contains different alloy, in the same neighbourhood; assumed its present place, at various times, or at once,—however inviting as a subject for speculation—can scarcely be discussed, with advantage, in a descriptive memoir.

*W. J. Henwood (1871),
On the Gold-Mines of Minas Geraes*

Sumário

Introdução	1
Objetivos	2
Metodologia	3
Composição do trabalho	5
I - <u>Mineralização Aurífera na Formação Ferrífera Itabira</u>	6
Estratigrafia	6
Metamorfismo	7
Geologia estrutural	7
Mineralização aurífera na formação ferrífera Itabira	10
II - <u>Geologia da Mina de Gongo Soco</u>	22
Trabalhos anteriores	22
Trabalho presente	26
Litotipos	27
Metamorfismo	32
Geologia Estrutural	33
Elementos estruturais planares	33
Elementos estruturais lineares	33
Mesoestruturas	34
Microestruturas	38
Discussão	42
Relação entre jacutinga (aurífera) e estruturas	44
III - <u>A Mineralização Aurífera de Gongo Soco</u>	46
III.1 - A Jacutinga de Gongo Soco	46
Introdução	46
Trabalho presente	47
III.2 - Morfologia do Ouro	59
III.3 - Composição do Ouro	63
III.4 - Microscopia do Minério	70
Hematita	70
Goethita-pirolusita	70
Discussão	74
IV. <u>Condições de Formação da Jazida</u>	76
IV.1 - Assembléias Minerais	76
Assembléia hematita especular-talco-caulinita	76
Assembléia goethita-pirolusita	77
IV.2 - Inclusões Fluidas	81
Introdução	81
Apresentação dos dados	81
Discussão	83
IV.3 - Mecanismos de Transporte e Deposição de Au e Pd	85
Complexos aquosos de Au	85
Complexos aquosos de Pd	87
Transporte e deposição de Au e Pd em Gongo Soco	90
IV.4 - Comparação com Outros Depósitos	93
V - <u>Sobre a Metalogênese do Ouro e Paládio</u>	95
Conclusões	102
Referências Bibliográficas	104
Anexo 1	

Lista de Figuras

- Figura I:** Situação da mina de Gongo Soco.
- Figura 1.1:** Mapa geológico do Quadrilátero Ferrífero.
- Figura 1.2:** Coluna estratigráfica dos Supergrupos Rio das Velhas e Minas.
- Figura 1.3:** Localização das minas de ouro em jacutinga.
- Figura 2.1:** Perfil dos trabalhos subterrâneos na antiga mina de Gongo Soco.
- Figura 2.2:** Mapa geológico de porção da folha Gongo Soco.
- Figura 2.3:** Seções geológicas pela “formação Gongo”.
- Figura 2.4:** Perfil baseado em sondagem por Paiva (1933).
- Figura 2.5:** Seção geológica pelo *Lyon's shaft*.
- Figura 2.6:** Bandamento em minério de ferro.
- Figura 2.7:** Dobra em itabirito.
- Figura 2.8:** Textura em atol.
- Figuras 2.9:** Fotomicrografias de magnetita e rutilo.
- Figuras 2.10:** Leitos e núcleos talcosos no minério de ferro.
- Figuras 2.11:** Estereogramas de elementos planares e lineares.
- Figuras 2.12:** Fotografias de mesoestruturas da mina de Gongo Soco.
- Figuras 2.13:** Esquema de evolução para transposição do bandamento composicional pela foliação principal.
- Figuras 2.14:** Fotografias de mesoestruturas relacionadas ao hematita-talco xisto.
- Figura 2.15:** Esquema interpretativo para formação de brechas sintectônicas no hematita-talco xisto.
- Figuras 2.16:** Estrutura divergente em itabirito silicoso.
- Figura 2.17:** Microestrutura com sentido de cisalhamento em itabirito.
- Figura 2.18:** Fotomicrografia de textura tipo “núcleo e manto” em hematita.
- Figura 2.19:** Fotomicrografia de fita de neocristais de hematita.
- Figuras 2.20:** Fotomicrografia de novos grãos e subgrãos de hematita.
- Figura 2.21:** Fotomicrografia de dobra sem raiz em especularita.
- Figura 3.1:** Perfil esquemático de trincheira pela zona aurífera.
- Figura 3.2:** Perfil esquemático de trincheira pela zona aurífera.
- Figura 3.3:** Contato entre itabirito silicoso e minério de ferro manganesífero.
- Figura 3.4:** Gráfico de seções analisadas para Au e Mn.
- Figura 3.5:** Descrição da seção analisada do furo F-10.
- Figura 3.6:** Corpo mineralizado em forma ocelar.
- Figuras 3.7:** Núcleo de caulinita envolto por especularita e talco.
- Figuras 3.8:** “Bucho” aurífero manganesífero e banda de talco pulverulento.
- Figura 3.9:** Contato entre hematita compacta e minério de ferro brando manganesífero.
- Figura 3.10:** Perfil pela zona mineralizada da antiga galeria.
- Figura 3.11:** Corpo lenticular de jacutinga.
- Figuras 3.12:** Distribuição de Au, Pd e Fe em grão de ouro.
- Figura 3.13:** Log K x 1/T para dissolução de Pd como PdCl_4^{2-} .
- Figura 3.14:** Fotomicrografia de grão de ouro incluso em especularita.
- Figuras 3.15:** Fotomicrografias mostrando relações entre hematita, goethita “A” e pirolusita “A”.
- Figuras 3.16:** Fotomicrografias mostrando relações entre hematita, goethita “B” e pirolusita “B” e espaços vazios (*vugs*).
- Figura 3.17:** Sequência paragenética dos principais minerais da jacutinga aurífera.

Figura 4.1: *Buffers* do sistema Mn-O e Fe-O em função da temperatura e fugacidade de oxigênio.

Figura 4.2: $\log f_{O_2} \times T$ para as paragêneses associadas à jacutinga de Gongo Soco.

Figura 4.3: Histogramas de temperatura de homogeneização total.

Figura 4.4: Histogramas de salinidades.

Figura 4.5: Solubilidade de Au como função de temperatura e fugacidade de oxigênio.

Figuras 4.6: Diagramas Eh-pH de complexos aquosos de Au a 25° e 150°C.

Figura 4.7: Diagrama de solubilidade de complexos aquosos de Pd.

Figura 5.1: Disposição das minas de ouro em jacutinga em relação às arqueanas.

Lista de Pranchas

Prancha 3.1: Diversas formas de grãos de ouro.

Lista de Quadros

Quadro 1.1: Distribuição de minerais, principalmente metamórficos, em litotipos do Supergrupo Minas.

Quadro 1.2: Propostas de evolução estrutural do Quadrilátero Ferrífero.

Quadro 1.3: Características dos depósitos tipo jacutinga de acordo com autores antigos.

Quadro 1.4: Minerais da paragênese associada à mineralização aurífera tipo jacutinga.

Quadro 1.5: Propostas para gênese dos depósitos auríferos tipo jacutinga.

Quadro 3.1: Características óticas de alguns óxidos de manganês.

Lista de Tabelas

Tabela 2.1: Análises químicas de minério de ferro brando onde há “buchos” auríferos.

Tabela 2.2: Análises químicas de itabirito ocreoso.

Tabela 3.1: Conteúdo de Au e Mn de seções de furo de sonda.

Tabela 3.2: Análise mineralógica semiquantitativa por difratometria de raios-X de amostras da zona mineralizada do banco 1130..

Tabela 3.3: Análise mineralógica semiquantitativa por difratometria de raios-X de amostras da zona mineralizada em Au da galeria antiga.

Tabela 3.4: Quantidade de ouro lavrado em determinados dias na antiga mina de Gongo Soco.

Tabela 3.5: Análises químicas de ouro paladiado de jacutingas do Quadrilátero Ferrífero.

Tabela 3.6: Comparação entre proporção de elementos ligados ao ouro em diversos tipos litológicos do Quadrilátero Ferrífero.

Tabela 3.7: Comparação entre a qualidade do ouro das minas de Morro Velho e Gongo Soco.

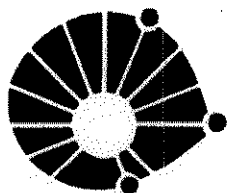
Tabela 3.8: Variação composicional do ouro de Gongo Soco com a profundidade.

Tabela 3.9: Análise por microsonda eletrônica de grãos de ouro da mina de Gongo Soco.

Tabela 4.1: Dados microtermométricos de inclusões fluidas de Gongo Soco.

Tabela 5.1: Abundância aurífera média de algumas formações ferríferas em comparação com aquelas do Quadrilátero Ferrífero.

Tabela 5.2: Abundância de paládio em rochas do Quadrilátero Ferrífero.



UNICAMP

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

**PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOCIÊNCIAS - ÁREA DE
METALOGÊNESE**

**MINERALIZAÇÃO DE OURO PALADIADO EM ITABIRITOS: A JACUTINGA DE
GONGO SOCO, QUADRILÁTERO FERRÍFERO, MINAS GERAIS**

RESUMO

DISSERTAÇÃO DE MESTRADO

Alexandre Raphael Cabral

A mina de Gongo Soco tornou-se célebre por volta de 1830 pelo seu minério aurífero de alto teor. Em 30 anos (1826-1856) a companhia inglesa *Imperial Brazilian Mining Association* produziu 12.887 kg de ouro. Apesar da importância econômica e histórica da mina de Gongo Soco, a gênese de seu minério é ainda pouco conhecida devido, em parte, à inacessibilidade aos antigos trabalhos mineiros subterrâneos. O presente estudo tem contemplado os corpos auríferos recentemente expostos pela lavra de minério de ferro na mina de ferro de Gongo Soco.

O empreendimento inglês lavrou estreitos leitos auríferos entremeados concordantemente ao minério de ferro brando de alto teor da formação ferrífera Itabira (FFI), paleoproterozóica, do Quadrilátero Ferrífero (QF), Minas Gerais, Brasil. Os corpos auríferos, conhecidos como **jacutinga**, eram compostos de hematita especular, talco, caulinita e óxido de manganês, e caracterizava-se pela ausência de minerais sulfurados. A disposição linear dos corpos de minério na direção leste é atribuído à lineação de estiramento com caimento para leste.

O ouro tipicamente ocorre como partículas livres ou como inclusões em hematita especular, pirolusita ou goethita. Dois estágios de mineralização aurífera hidrotermal são propostos: (i) um estágio inicial sincrônico à formação da hematita especular e talco e (ii) uma deposição em baixa temperatura, com goethita e pirolusita. Atribui-se a processos supergênicos o enriquecimento final em ouro.

A morfologia dos grãos de ouro varia desde formas prolatas e encurvadas àquelas arredondadas e facetadas. Análises por microsonda eletrônica de grãos de ouro têm confirmado existência de paládio, ainda que em quantidades menores que aquelas reportadas na literatura do século XIX. A prata excede o conteúdo de paládio em até cinco vezes. Uma intrigante película negra de paládio e ferro ao redor de grão de ouro é digno de menção.

Um ambiente hidrotermal oxidante e ácido é assumido com base na existência de hematita especular e caulinita. Nestas condições (tampão hematita-magnetita) espera-se que o ouro seja transportado como complexos clorados. Um mecanismo de deposição eficiente se processa quando tal fluido reage com magnetita e promove sua oxidação para hematita, precipitando ouro de sua forma aquosa. A interface entre a capa de hematita dura impermeável e a lapa de itabirito silicoso seria um sítio adequado à passagem de fluido e à reações de precipitação. Este cenário coincide com o metamorfismo ácido e oxidante da FFI em sua zona da cummingtonita. A medida que a temperatura decresce, a fugacidade de oxigênio aumenta suficientemente para precipitar óxido/hidróxido de manganês e goethita juntamente com ouro. Este estágio tardio de mineralização aurífera, em que o ouro é solúvel como complexo clorado, é considerada uma remobilização do estágio inicial, de temperatura mais elevada. Alguns dados de homogeneização de inclusões fluidas em torno de 130°C estão compatíveis com a assembléia goethita-pirolusita; salinidades variam de 8,0 até 17,5 % equivalente de NaCl.

Desde há muito sabe-se que a FFI contém pequenas quantidades de ouro. Assim como as porções manganésíferas da FFI, o ouro é supostamente um componente singenético que poderia ter sido primariamente concentrado. Metamorfismo e lixiviação hidrotermal da FFI mobilizaram o ouro, que foi posteriormente depositado nas proximidades da rocha fonte sedimentar enriquecida em ouro. Esta hipótese é tomada em preferência à lixiviação hidrotermal das rochas verdes arqueanas do Supergrupo Rio da Velhas (SGRV). A inexistência de mineralização paladiada no SGRV constitui evidência de que o paládio é um elemento particular a FFI. O paládio é tentativamente correlacionado às porções singenéticas ricas em manganês da FFI.



UNICAMP

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

**PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOCIÊNCIAS - ÁREA DE
METALOGÊNESE**

**MINERALIZAÇÃO DE OURO PALADIADO EM ITABIRITOS: A JACUTINGA DE
GONGO SOCO, QUADRILÁTERO FERRÍFERO, MINAS GERAIS**

ABSTRACT

MASTER DISSERTATION

Alexandre Raphael Cabral

The Gongo Soco gold mine became famous around 1830 for its astonishing high grade gold ore. In 30 years (1826-1856) the English company "Imperial Brazilian Mining Association" produced 12.887 kg of gold. In spite of the economic and historical importance of the Gongo Soco mine its ore genesis is still poorly understood in part due to inaccessibility to the ancient underground workings. This study has aimed at the recently exposed auriferous bodies by iron ore mining at the Gongo Soco iron mine.

The English enterprise wrought thin auriferous layers intermingled conformably to the adjoining soft high-grade haematite ore of the Lower Proterozoic Itabira iron formation (IIF) of the Quadrilátero Ferrífero (QF), Minas Gerais, Brazil. These **bunches**, known as **jacutinga**, were composed by specular haematite, talc, kaolinite and manganese oxide and characterized by absence of sulphide minerals. The linear disposition of the ore bodies towards east is assigned to the eastward dipping stretching lineation.

Gold occurs typically as free particles or as inclusions within specular haematite, pyrolusite or goethite. Two stages of hydrothermal gold mineralization are envisaged: (i) an early stage synchronous with specular haematite and talc formation and (ii) a low temperature deposition together with goethite and pyrolusite. The impressive old descriptions of gold prills reaching few pounds seem to be related to mobility and enrichment in supergene environment as they were usually found near surface.

Gold grain morphology varies from prolate and bent to rounded and faced forms. The prolate ones have been considered to be in response to stretching. Microprobe analyses of gold grains have confirmed the existence of palladium although in less quantities than those reported in the nineteenth century literature. Silver exceeds palladium contents up to five times. An intriguing dark palladium and iron-rich coating around gold grain is worthy of note.

A highly oxidizing and acidic environment is assured upon the basis of the existence of specular haematite and kaolinite. Under these conditions (haematite-magnetite buffer) gold is expected to be transported as chloro complexes. An efficient depositing mechanism is achieved by reacting such a fluid with magnetite promoting its oxidation to haematite and precipitating gold species. The interface between impermeable hard haematite hanging-wall and cherty itabirite footwall would be a suitable path way to allow fluid flow and precipitation reactions. This scenario is congruous with the acidic and oxidizing metamorphism of the IIF in its cummingtonite zone. As temperature decreases, oxygen gets high enough to account for precipitation of manganese oxide/hydroxide and goethite along with gold. This later stage of gold mineralization, wherein gold is soluble as chloro complexes, is considered a remobilization of the higher temperature stage. Some fluid inclusion homogenization data near 130°C are compatible with the goethite-pyrolusite assemblage; salinities range from 8,0 to 17,5 % NaCl equivalent.

It has long been known that the IIF contains small amounts of gold. Like the manganese-bearing portions of the IIF, gold is supposed to be a syngenetic component that could have been primarily concentrated elsewhere. Metamorphism and hydrothermal leaching of the IIF mobilized gold that was deposited in the proximity to the source sedimentary-enriched stratum. This hypothesis is taken in preference to the hydrothermal leaching of the Archaean greenstone rocks of the Rio das Velhas Supergroup (RVS). The inexistence of palladium mineralization in the RVS supports evidence that palladium is an element particular to the IIF. Palladium is tentatively correlated with the syngenetic manganese-rich portions of the IIF.

“About half-a-mile east of the mine, several pleasant villas and many neat cottages (...) were irregularly clustered round a picturesque little church; the spire of which — rising above a grove of palms and other evergreens — is still a characteristic object in the landscape. The pretty pleasure-grounds and trim gardens, — wherein fruit-trees were interspersed with flowering shrubs, and European with tropical vegetables, — the busy shop, the well-attended school, and — above all— the clean, well dressed, and respectable population; gave the beautiful little village an air of life, order, and comfort, of which the Province afforded no other example.”

Henwood (1871)

Introdução

Mineralizações auríferas em formações ferríferas arqueanas têm sido amplamente documentadas (Groves 1988, Lhotka & Nesbitt 1989, Natajara & Mukherjee 1986, Oberthür *et al.* 1990) e debatidas de acordo com duas concepções principais. Uma se fundamenta na origem exalativa, singenética, do ouro (Rye & Rye 1974, Fripp 1976); outra, no condicionamento estrutural e alteração, com sulfuração da formação ferrífera, como evidências de origem epigenética (Phillips *et al.* 1984).

De outro lado, no que se refere à incidência de ouro em formações ferríferas do Proterozóico Inferior, o conhecimento parece ir muito pouco além, por exemplo, de algumas “ppb” nas formações ferríferas tipo Lago Superior canadenses (Gross 1988) ou dos valores sub-econômicos no minério de ferro do distrito de Sindhudurg, Maharashtra, Índia (Umathay 1993).

Além de suas importantes minas de ouro no distrito de Nova Lima, cuja metalogênese é não menos debatida (Derby 1902, Guimarães 1970, Ladeira 1991, Vieira 1991), o Quadrilátero Ferrífero (QF) de Minas Gerais tem tido longa história de mineração de ouro nos minérios de ferro do Grupo Itabira (*Itabira iron formation*, Harder & Chamberlin 1915a). Estes depósitos auríferos hospedados na formação

ferrífera do Proterozóico Inferior parecem ser particulares ao QF e são desde há muito conhecidos pela designação de **jacutinga**.

A mais importante daquelas minas foi a de **Gongo Soco**¹. Por estradas secundárias, dista a mina aproximadamente 13 km a sudeste de Caeté. É atravessada pela ferrovia Vitória-Minas (Fig. I), o que permite rápido escoamento do minério de ferro extraído pela Mineração Socoimex.

Adjacente à mina de ferro jazem os antigos trabalhos subterrâneos da outrora rica e célebre mina de ouro. Tocada pela empresa inglesa "*Imperial Brazilian Mining Association*", produziu 12.887 kg de ouro entre 1826 e 1856. Não se pode precisar, ademais, quanto de paládio continha seu ouro², bem como a produção do próprio ouro desde tempos mais remotos, quando as catas do Gongo guindaram em argentário o antigo sacristão de Catas Altas, nome da aldeia com que mais tarde era denominado seu baronato: o barão das Catas Altas.

À ostentação e luxo mantidos pelas lavras seguiu-se a ruína, com o abandono dos trabalhos mineiros no início da segunda metade do século XIX. Desde então, o conhecimento geológico desta famosa jazida praticamente se resume ao trabalho de Henwood (1871). Somente pouco mais de uma centena de anos após, Ladeira (1988) escrevia sobre Gongo Soco que: "face à inexistência de estudos detalhados sobre o depósito, sua gênese ainda não foi estabelecida". Sobreveio, então, o interesse para o desenvolvimento de um projeto que viesse não apenas contribuir ao "estabelecimento de sua gênese", mas também resgatar um pouco do acervo geológico disseminado na difícil e, por vezes, obscura literatura inglesa do século XIX.

Objetivos

Dessa maneira, esta dissertação tem como objetivo caracterizar e compreender a mineralização aurífera de Gongo Soco. Para isso, realizaram-se trabalhos de campo, juntamente com estudos minerográficos do minério, difratometria de raios-X, microtermometria de inclusões fluidas em quartzo e microanálises de grãos de ouro.

¹ Ferraz (1928) conta-nos que a "mina foi descoberta por um escravo do Congo, que guardou o segredo por algum tempo. Os seus companheiros encontraram-no, um dia, assentado sobre um monte de terra aurífera, como uma galinha chocando ovos, donde veio o nome de Congo-Choco, que se transformou em Gongo-Socco."

² "Johnson isolou o palladio da enorme quantidade de ouro produzida por esta mina, e assim foi-lhe possível já em 1845 por á disposição da R. Sociedade Geologica de Londres bastante palladio puro para a cunhagem da medalha de Wollaston." (Hussak 1906).

Metodologia

Atividades de Campo

As atividades de campo na mina de ferro de Gongo Soco foram conduzidas entre setembro e dezembro de 1994. A ininterrupção dos trabalhos neste período foi facultada pela Mineração Socoimex, que forneceu o apoio logístico necessário, como alojamento, alimentação e transporte à mina.

A etapa de campo consistiu de (i) mapeamento geológico detalhado dos locais de exposição dos corpos auríferos; (ii) abertura e descrições de trincheiras; (iii) acompanhamento dos trabalhos de amostragem (em canal) dos sítios auríferos e (iv) da lavra do minério aurífero do banco 1130; (v) levantamento à trena e bússola da geologia da área adjacente aos corpos auríferos. Esta última teve a participação do geólogo Jason T. G. Carneiro.

Pesquisa Bibliográfica

Levantamento bibliográfico pormenorizado sobre a antiga mina de ouro de Gongo Soco constitui-se em condição *sine-qua-non* para o desenvolvimento deste estudo. A apreciação das descrições contidas nos relatos do século XIX resgatou informações sobre as características e o comportamento da jacutinga aurífera em subsuperfície. Sem mencionar a relevância histórica, estes dados trazem em si a unicidade de que jamais poderão ser obtidos pela observação direta, a não ser que trabalhos subterrâneos sejam realizados no futuro.

Assim sendo, pôde-se comparar as observações deste estudo, restritas à superfície, àquelas da antiga lavra em profundidade, bem como delinear investigações para fatos que poderiam passar incólumes ao conhecimento se não tivessem sido relatados pelos antigos. Tal é o caso, entre outros, da ubíqua associação entre ouro às porções manganésíferas.

Pesquisas bibliográficas foram realizadas na Biblioteca da Escola de Minas da Universidade Federal de Ouro Preto. Aqueles relatos inexistentes no Brasil foram obtidos pelo serviço de suprimento da “*The British Library*”. Os relatórios da “*Imperial Brazilian Mining Association*” foram gentilmente cedidos pelo Prof. Dr. F. E. Renger, da Universidade Federal de Minas Gerais.

Análises laboratoriais

O estudo de seções polidas facultou a identificação dos principais minerais do minério e suas texturas, tornando possível o reconhecimento de mecanismo de

precipitação do ouro e o estabelecimento de um ambiente hidrotermal oxidante de baixa temperatura. Seções polidas, confeccionadas pela Laminação do IG-UNICAMP, foram descritas no Laboratório de Microscopia do Departamento de Geologia, Universidade Federal do Rio de Janeiro (UFRJ).

A difratometria de raios-X constituiu-se em ferramenta fundamental para confirmar a presença de talco e caulinita associada à mineralização aurífera. Filossilicatos, principalmente quando em grã muito fina, só puderam ser distinguidos mineralogicamente por difratograma. Estas análises foram em parte realizadas na Superintendência de Tecnologia (SUTEC) da Companhia Vale do Rio Doce (CVRD), Belo Horizonte, e no Centro de Tecnologia Mineral (CETEM), Rio de Janeiro.

Seguiu-se, posteriormente, o estudo de inclusões fluidas (petrografia e microtermometria) em quartzo de buchos auríferos e estéreis com o objetivo de definir as principais características físico-químicas dos fluidos mineralizantes. Os dados microtermométricos das inclusões fluidas, entre -180°C e $+600^{\circ}\text{C}$, foram obtidos em lâminas bipolidas através de uma platina THMSG 600 e controlador de temperatura TMS 92 da Linkam, acoplados a um microscópio petrográfico Carl-Zeiss-Jenapol, do Laboratório de Inclusões Fluidas do IG-UNICAMP. A calibração deste equipamento foi realizada com base em conjunto de inclusões fluidas sintéticas.

Baseado nos antigos relatos de paládio ligado ao ouro (Johnson & Lampadius 1837, Henwood 1871), fez-se necessário obter mais informações sobre a composição dos grãos de ouro recuperados em bateia. Microanálises quantitativas de Au, Pd, Pt, Cu e Ag foram efetuadas em microsonda eletrônica Jeol JXA-733, SUTEC / CVRD, operada pelo geólogo L. Garcia, utilizando tensão de aceleração de 15 kV e corrente de feixe de 15 nA.

Obtiveram-se análises para Fe, SiO_2 , P, Al_2O_3 e Mn, em minério de ferro, por via úmida, no Laboratório de Análises Químicas da Mineração Socoimex.

Por fim, para uma primeira avaliação dos minerais acessórios relacionados à mineralização aurífera, procedeu-se à concentração de minerais por bateia, separação do concentrado em frações eletromagnéticas e identificação em lupa binocular. O separador eletromagnético "Frantz" e lupa binocular foram utilizados no Departamento de Geologia da UFRJ.

Composição do trabalho

Ao considerar os leitos de jacutinga recentemente expostos pela lavra de minério de ferro, alusão e comparação às descrições do passado se fazem estritamente necessárias face à inacessibilidade aos antigos trabalhos em profundidade e, com efeito, serão freqüentemente encontradas no texto.

O **Capítulo 1** introduzirá o leitor à geologia do Quadrilátero Ferrífero e faz uma revisão inédita dos depósitos de ouro na formação ferrífera Itabira. Ocupar-se-á o **Capítulo 2** da apresentação da geologia e estruturas da jazida, resultado do mapeamento geológico nas escalas 1:1000 e 1:100. A descrição pormenorizada da mineralização, incluindo morfologia e composição do ouro, caberá ao **Capítulo 3**. Sob o **Capítulo 4** estarão abordadas as condições de formação da jazida, juntamente com uma revisão dos mecanismos de transporte de ouro e paládio e comparação com outros depósitos. Finalmente, o **Capítulo 5** encerrará considerações sobre a metalogênese do ouro e paládio na formação ferrífera Itabira.

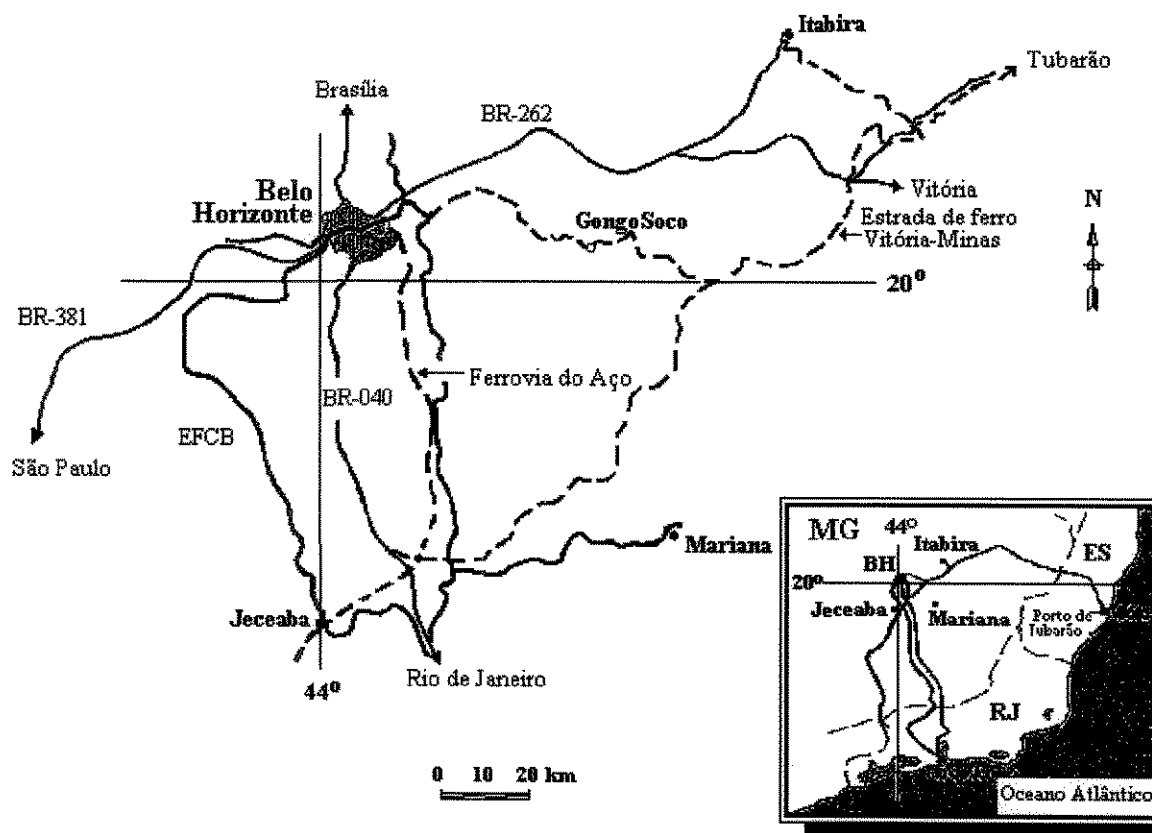


Figura I: Situação da mina de Gongo Soco.

I. Mineralização Aurífera na Formação Ferrífera Itabira

*“The schistose series of the Serra do Espinhaço and adjacent regions, which may conveniently be denominated the **Minas Series**, consists of a great complex of predominantly argillaceous schists, with subordinate masses of ordinary quartzites, ferruginous quartzites (itabirites passing to pure iron ores), and limestones”.*

Derby (1906)

Geologia do Quadrilátero Ferrífero

Estratigrafia

Localizado na borda sul do craton São Francisco (Almeida 1977), o Quadrilátero Ferrífero (QF) tem suscitado interesse desde fins do século XVII, de quando remontam os primeiros relatos da descoberta de ouro no rio das Velhas (Eschwege 1833).

Deve-se a Harder & Chamberlin (1915a e b) a primeira coluna estratigráfica do QF. Apreciada por Guimarães (1931) tempos depois, esta somente obteve o caráter formal sumariado em Dorr (1969) com o mapeamento geológico sistemático pela equipe do DNPM/USGS. Três unidades foram assim reconhecidas (Fig.1.1 e 1.2): o complexo granito-gnáissico, os Supergrupos Rio das Velhas (SGRV) e Minas (SGM).

Considerava-as Guimarães (1964), as rochas de composição granítica a tonalítica, ora migmatizadas, do complexo granito-gnáissico, o embasamento sobre o qual assentava a “Série de Minas”, enquanto que tinham-nas Dorr (1969) e Herz (1978) como intrusivas. Recentemente, Machado *et al.* (1992) apresentaram evidências que sugerem contemporaneidade entre granitogênese e vulcanismo do SGRV.

O SGRV (“Série Rio da Velhas”, Dorr *et al.* 1957) compõe-se de rochas metavulcânicas e metassedimentares, que incluem formações ferríferas tipo Algoma (Grupo Nova Lima), e rochas clásticas (Grupo Maquiné), correspondentes, respectivamente, a *eugeosynclinal flysch* e *eugeosynclinal molasse* (Dorr 1969). Schorscher (1978) descreveu texturas tipo *spinifex* na sucessão de rochas ultramáficas a máficas que constituem a porção inferior do Grupo Nova Lima, então colocadas no Grupo Quebra Osso. O Grupo Nova Lima, entretanto, tem sido dividido

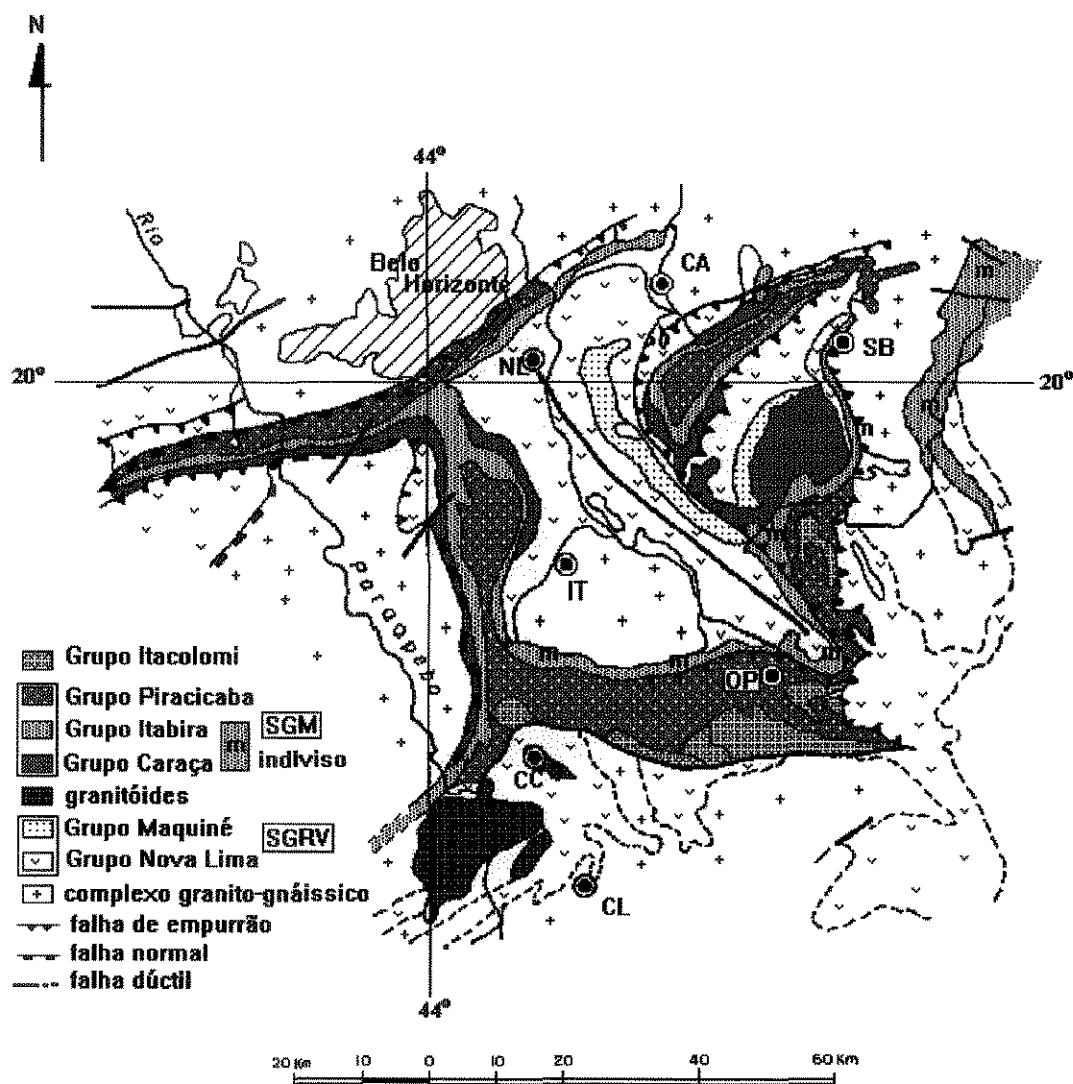


Figura 1.1: Mapa geológico do QF elaborado pela COMIG (1994), modificado a partir de Dorr (1969). Cidades assinaladas: CA, Caeté; CC, Cachoeira do Campo; CL, Conselheiro Lafaiete; IT, Itabirito; NL, Nova Lima; OP, Ouro Preto; SB, Santa Bárbara.

informalmente em três unidades (Ladeira 1980), cujas relações são tentativamente explicadas pela transição lateral e vertical de fácies sedimentares (Baltazar *et al.* 1994). Tem-se reconhecido o SGRV como *greenstone belt* arqueano (Schorscher 1978, Ladeira 1980), que hospeda importantes depósitos auríferos.

O SGM (*Minas Series*, Derby 1906, Dorr 1969) repousa discordantemente sobre as rochas do SGRV. Sua seqüência inferior, o Grupo Caraça (*Caraça Quartzite*, Harder & Chamberlin 1915a) compreende quartzitos, conglomerados (Formação Moeda, Wallace 1958) e filitos (*Batatal schist*, Harder & Chamberlin 1915a; Formação Batatal, Maxwell 1958). Os quartzitos do Grupo Tamanduá (Simmons &

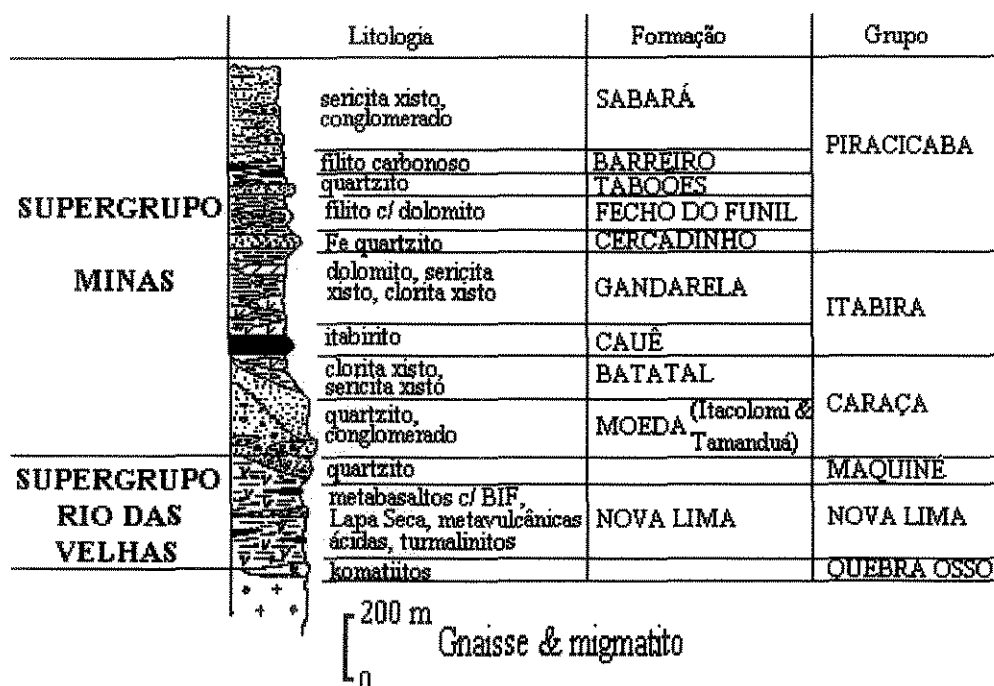


Figura 1.2: Coluna estratigráfica dos Supergrupos Rio das Velhas e Minas, modificado de Marshak & Alkmim (1989) por F. R. M. Pires; gentilmente cedido por este autor. A Formação Sabará tem sido elevada à categoria de Grupo por Renger *et al.* (1994).

Maxwell 1961) têm sido incluídos no Grupo Caraça (Marshak & Alkmim 1989). Sobrejacente, a seqüência química do Grupo Itabira (*Itabira iron formation*, Harder & Chamberlin 1915a; Dorr *et al.* 1957) consiste de itabiritos (Itabirito Cauê), dolomitos e itabiritos dolomíticos (Formação Gandarela). Assim como o Grupo Caraça, um ambiente de plataforma estável tem sido assumido para o Grupo Itabira (Dorr 1969), onde os sedimentos químicos ter-se-iam depositado sem contribuição vulcânica, ainda que rochas vulcânicas tenham sido reportadas (Harder & Chamberlin 1915a, Guild 1957, Jonhson 1962, Guimarães 1964, Maxwell 1972, Pires 1983, Schoscher 1992). Discordantemente sobreposto, o Grupo Piracicaba (*Piracicaba formation*, Harder & Chamberlin, 1915a; Dorr *et al.* 1957) conta com quartzitos ferruginosos (Formação Cercadinho, Pomerene 1958a), filitos e filitos dolomíticos (Formação Fecho do Funil, Simmons 1958), quartzitos finos (Quartzito Taboões, Pomerene 1958b) e filitos grafitosos (Formação Barreiro, Pomerene 1958c), que formam seqüência de plataforma estável (Dorr 1969). Distinta das anteriores, a unidade superior deste grupo, a Formação Sabará (Gair 1958), com sedimentos tipo *eugeosynclinal flysch* (Dorr 1969), foi elevada à condição de grupo por Renger *et al.* (1994), seguindo proposição de Barbosa (1968).

Quanto a idade do SGM, alguns trabalhos (Babinski *et al.* 1993; Machado *et al.* 1993) têm provido subsídios para delimitá-lo entre 2580 Ma e 2050 Ma (Renger *et al.* 1994) para a base da Formação Moeda e topo do Grupo Sabará, respectivamente. Tais limites geocronológicos têm levado os últimos a compará-los àqueles da Sequência Transvaal da África do Sul.

Extensos depósitos de minério de ferro (Dorr 1964, 1965) exemplificam a grande importância econômica do SGM. Também aqui confinadas encontram-se jazidas de manganês (Scott 1900, Park *et al.* 1951) e antigas minas de ouro (Henwood 1871, Scott 1902, Bensusan 1929). Conglomerados auríferos onde há ocorrência de urânio são conhecidos na Fm. Moeda (Villaza & Moura 1981). Além dos metais, são famosos os topázios imperiais (Gorceix 1881b, Derby 1901), lavrados em aluviões e do BT (*brown terrena*, Olsen 1971, Pires *et al.* 1983).

Metamorfismo

Importantes contribuições ao estudo do metamorfismo foram logradas com o mapeamento das diversas quadrículas do QF. Uma destas reside no estabelecimento, com base no tamanho de grão de quartzo (Dorr, 1964, em comparação com James, 1955) e minerais metamórficos (Quadro 1.1), do aumento das condições de metamorfismo de fácies xisto verde, nas partes central e oeste do QF, para fácies almandina anfibolito, em sua porção oriental (Dorr 1964). Delinearam-se (Herz 1978) duas isógradas (biotita e estauroлита) a separar três zonas (clorita, biotita e estauroлита). Para o distrito de Itabira, Schorscher (1975, in Hoefs *et al.* 1982) identificou o surgimento de estauroлита às expensas de cloritóide e justificou outra isógrada de estauroлита. Pouco depois, estas condições metamórficas foram confirmadas com base em variações no fracionamento de isótopos de oxigênio do par quartzo-óxido de ferro (Hoefs *et al.* 1982). Outra isógrada, a da cianita, está restrita ao sinformal Dom Bosco (Pires & Neves 1985) e parece relacionar-se à estabilidade do topázio. Esforços para monitoramento do metamorfismo no QF têm se concentrado na formação ferrífera Itabira (Itabirito Cauê) utilizando-se anfibólitos (Pires 1993, 1995). Nestes termos, zonas da (i) grunerita, (ii) cummingtonita, (iii) actinolita e (iv) tremolita-antofilita têm sido reconhecidas, respondendo ao aumento do grau metamórfico para leste.

Geologia estrutural

Desde o início do século, Harder & Chamberlin (1915a) já se mostravam cômicos da intrincada história deformacional a que foram submetidas as rochas do QF:

"The characteristic deformation of the rocks of central Minas Geraes has been thrust faulting and accompanying folding. The forces in general came from the east and south (...) resulting in a sort of superimposition of structure (...) In the southern part (...) is an east-west syncline (i.e. Dom Bosco) resulting in two parallel belts of sediments; in the western part is a north-south overturned syncline (i.e. Moeda) causing a similar distribution, and in the northern and eastern parts is a series of more or less parallel thrust faults (...) In the center (...) is a large circular area of granite, gneiss, and schist of the basement complex raised by this combination of forces into a dome structure. A very conspicuous result of the deformation has been the development of V-shaped branchings of the formations (i.e. junção Curral-Moeda) (...) In general the irregularity of deposition (...), combined with the complex structural relations above mentioned, has resulted in a condition of complexity of structure and areal distribution of formations not easy to solve".

Motivados por tal complexidade, diversos autores têm dedicado esforços na elucidação de sua evolução estrutural. Vários modelos tectônicos, desde aqueles baseados na concepção geossinclinal clássica (Barbosa 1954) até a teoria de tectônica de placas (Drake & Morgan 1980), passando por propostas de deformação polifásica (Ladeira & Viveiros 1984) e progressiva (Belo de Oliveira & Vieira 1987), têm sido elaborados. Nos últimos anos, um evento extensional tem sido proposto tanto para o Transamazônico (Chemale Jr. *et al.* 1991, 1994), tido como responsável pela formação dos sinclinais interconectados (i.e. Moeda, Dom Bosco), como para um período pós-Uruaçuano (Marshak & Alkmim 1989), manifesto por falhas normais e intrusão de diques máficos. Alguns modelos de evolução estrutural do QF está sumariamente apresentado na Quadro 1.2.

Mineralização aurífera na formação ferrífera Itabira

Entre as "formações" que mais forneciam ouro, escrevia Hartt (1870), estavam certos minérios de ferro conhecidos pelos nomes de itabirito e jacutinga¹. Ferrand (1894) distinguia dois tipos de jazimentos auríferos, os depósitos aluvionares e os de filões. Estes eram, por sua vez, divididos entre (i) filões de quartzo e piritas auríferas e (ii) filões de quartzo auríferos; os últimos podendo estar hospedados em itabiritos friáveis, ou "jacutingas"². Anos mais tarde, Scott (1902) pormenorizava os depósitos auríferos primários em diversos tipos de *lodes*:

¹ *"The formations affording most gold are clay slates traversed by auriferous quartz lodes, the itacolumite rock which is also veined with auriferous quartz, and certain iron ores variously known under the names of Itabirite and Jacutinga"* (Hartt 1870).

² *"Dans les couches d'itabirites friables, jacutingas, qui ont été traversées par des filons de quartz, il y a imprégnation de l'or à une distance telle qu'il semble former des gisements à première vue distincts des filons et qui pourtant y sont intimement liés (...)"* (Ferrand 1894).

QUADRO 1.1

Área e autor	Qtz-Hm dimensões (mm)	Tipos litológicos			Fácies	Observações
		Itabirito	Dolomito	Pelito		
Congonhas Guild (1957)	Q= 0,01- 0,1 H=0,001- 0,05	ta, clo, trem	ta, clo, anf (ant ou trem) musc, pi, rut	Se, musc, clo, ci, turm, grd, ctd	xisto verde	- paragênese de grau mais alto em Paço Fundo - agulhas de rut abundantes em leitos cloríticos em dolomitos - pi em <i>hematite ore</i> - veios de Q-ci-pir
Nova Lima/Rio Acima Gair (1962)	Q= 0,05- 0,15	bi?, trem?	Se	Se, ci, clo, bi	baixo grau	sta e gnt no Sabará
Dom Bosco/Ouro Branco Johnson (1962)	Q= 0,05- 0,40 H= 0,08- 0,25	Se ou ta, cumm ?	Se ou clo, epi, flg, cumm ?, bi, trem	Se, clo, bi, ctd, epi; stp, ti, ap, turm, zo, ci	xisto verde (zonas clo e bi)	- fácies albíta-epi anfibolito na parte SW da área - ci tida como hidrotermal di, epi, act em BIF arqueano, antes considerado como Minas
Itabira Dorr & Barbosa (1963)	Q= 0,04- 0,4 H= 0,01- 0,1	ta, clo, cr, bi ou stp		Se	xisto verde	- James sugeriu grau mais alto baseado em tamanho de Q para o Lago Superior - espessartita no Gr Piracicaba tida como hidrotermal - cavidades aciculares (turm ?) no minério compacto - clo e raros <i>pods</i> de cau em <i>high grade hematite ore</i>
Ibirité/Macacos Pomerene (1964)	Q= 0,04 H= 0,03	ta, anf	ta	clo	fraco (<i>mild</i>)	- pi visível em Hm dura - gretas de tração com fluorita em Acaba Mundo - sta e gnd no Sabará; veios de and, musc e córindon
Pico do Itabirito Wallace (1965)	Q= 0,01- 0,1 H= 0,01- 0,5	bi, clo, ta	clo	Se, ci, clo, musc, turm	baixo grau (zona clo)	- veios de Q-ci-pir na Fm Cerca-dinho - turm em minério compacto - cau em <i>high grade hematite ore</i>
Monlevade/Rio Piracica- ba Reeves (1966)	Q= 0,3-1 H até 2,5	act-hbl, Se- musc, bi, gnt, zn?, ap?		Se-musc, bi, ap, ci, gnd, sta.	almandina anfibolito	gnaisses e xistos da Fm. Elefante no topo do SGM.
W- Serra do Curral Simmons (1968a)	Q= 0,04 H= 0,03	trem, cumm.		Se, clo	baixo grau	bi e gnd no Sabará.
Barão de Cocais Simmons (1968b)	Q= 0,04 H= 0,03	trem ?	Se, clo	Se, clo	baixo grau (zona clo)	ctd e ci no quartzito Cambotas; and em xisto no gnaiss Cocais.
Gongo Soco Moore (1969)	Q= 0,01- 0,3 H= 0,02- 0,2	Se, bi, trem.	ta, flg	Se, clo, ctd, ti, stp, epi ?	xisto verde	- Se, clo, epi no Sabará - pi esparsamente disseminada em dolomito - flg altera para ta
Alegria Maxwell (1972)	não men- cionado	ta, anf	clo, musc ou flg, ta, trem	Se, clo, ci, musc	isógrada clo-bi	- ctd no Gr. Maquiné - gnd, sta, ci, pi, mt e veios de Q-turm na quadricula Catas Altas resultado de metamorfismo de contato ? - veios de musc-ci-pir

QUADRO 1.1: Distribuição de minerais, principalmente metamórficos, em litotipos do SGM de acordo com relatórios da equipe DNPM/USGS; modificado de Pires & Bertolino (1991). **ap**=apatita, **act**=actinolita, **and**=andalusita, **anf**=anfólio, **ant**=antofilita, **bi**=biotita, **clo**=clorita, **cr**=crisotila, **ctd**=cloritóide, **cumm**=cummingtonita, **di**=diopsídio, **epi**=epidoto, **ti**=titanita, **gnd**=granada, **H**=hematita, **hbl**=hornblenda, **cau**=caulinita, **ci**=cianita, **mt**=magnetita, **musc**=muscovita, **flg**=flogopita, **pi**=pirita, **pir**=pirofilita, **Q**=quartzo, **rut**=rutilo, **Se**=sericita, **sta**=estaurolita, **stp**=stilpnomelana, **ta**=talco, **trem**=tremolita, **turm**=turmalina, **zo**=zoizita, **zn**=zirconita.

QUADRO 1.2

Dorr (1969)	Ladeira & Viveiros (1984)	Belo de Oliveira & Vieira (1987)	Marshak & Alkmim (1989)	Chemale Jr. <i>et al.</i> (1991, 1994)
D ₁ - Pré-Minas - dobramento do SGRV mais intenso à W - foco da deformação à W ou SW	D ₁ - Pré-Minas - vergência para NE - dobramento isoclinal recumbente, cavalgamentos e empurrões de baixo ângulo			
D ₂ - Pós-Minas pré-Itacolomi diastrofismo fraco e arqueamento	D ₂ - Pós-Minas (e Itacolomi ?) - vergência para N - dobramento isoclinal recumbente, cavalgamentos e empurrões de baixo ângulo	D _n - Pós-Minas - deformação dúctil progressiva - vergência WNW - foliação milonítica, dobras em bainha, empurrões	D ₁ - Transamazônico <i>fold-thrust belt</i> com vergência NW - sinclinal Gandarela, Serra do Curral	Extensão transamazônica - evolução como "<i>metamorphic core complex</i>" - formação dos sinclinais (e.g. Dom Bosco, Moeda)
D ₃ - Pós-Itacolomi - forças orogênicas de E e SE - soerguimento parcial do Bação - formação dos sinclinas - compressão para W e NW	D ₃ - Pós-Minas (e Itacolomi ?) - vergência para N - dobramento apertado invertido, empurrões de ângulo moderado		D ₂ - Uruaçuano - dobras abertas caindo para E, falhas reversas de alto ângulo WNW-ESE - sinclinais Moeda e Dom Bosco	
	D ₄ - Pós-Minas (e Itacolomi ?) análogo a D₃		De - Pós-Uruaçuano - extensão crustal subsequente às fases compressoriais anteriores - falhas normais, intrusão de diques máficos WNW-ESE	
	D ₅ - Pós-Minas (e Itacolomi ?) - vergência para W - dobramento aberto, <i>kink, chevron</i>		D ₃ - Brasileiro - deformação por dobramento e empurrão (<i>fold-thrust</i>), vergência p/ W - anticlinal Mariana, soerguimento Rio das Velhas	
	D ₆ - Pós-Minas (e Itacolomi ?) arqueamento, falhas normais			Compressão brasileira cinturão de dobramento com vergência W, principalmente na porção E do QF

QUADRO 1.2: Propostas de evolução estrutural para o QF.

(i) *Lodes* de contato (*contact-lodes*): corpos (*shoots*) lenticulares quartzosos interestratificados entre itabiritos e quartzitos subjacentes; ocorrem ao longo da serra de Ouro Preto, indo por dois quilômetros a oeste da cidade homônima até quatro quilômetros no lado nordeste de Mariana. Exemplos: mina de Passagem e Morro de Santa Anna.

(ii) *Lodes* em xistos³: corpos lenticulares de quartzo associados a arsenopirita e pirrotita (*arsenical and magnetic pyrites*), bem como a carbonatos. Exemplo: mina de Morro Velho.

(iii) *Lodes* em quartzitos: representados pela já então abandonada mina de Catta Branca⁴.

(iv) Linhas de jacutinga em itabiritos: tinham não mais que alguns centímetros em espessura. Além da mina de Gongo Soco e de outras, as ravinas existentes ao longo da serra entre Ouro Preto e Mariana constituem-se em vestígios de antigos trabalhos mineiros supostamente em jacutinga aurífera.

Assim, os itabiritos do QF foram outrora extensivamente “faiscados” e lavrados por “talhos abertos” e “mundéus” (Eschwege 1833). Algumas minas alcançaram pouco mais de uma centena de metros de profundidade e forneceram grandes quantidades de ouro. O minério aurífero provinha de leitos pouco espessos concordantes aos itabiritos e, principalmente, aos minérios de ferro brandos (*soft high-grade haematite ore*, Dorr 1965).

A estas porções extremamente ricas em ouro era conferida a designação de **jacutinga** (Hussak 1906, Harder & Chamberlin 1915b). Entretanto, possuindo conotações distintas, o termo jacutinga continha em si diferentes significados: podia implicar ordinariamente uma variedade pulverulenta do itabirito⁵ (Heusser & Claraz 1860) - e assim entendiam-no Gorceix⁶ (1881a) e Ferrand⁷ (1894) - ou em um tipo de

³ Os *Lodes of sulphides and carbonates* de Derby (1902) incluem os dois primeiros tipos de Scott (1902).

⁴ Entre 1840 e 1844, desta mina se extraiu 92.551 t de minério a um teor médio de 12,8 g/t Au (Ferrand 1894); devendo este teor ter estado na realidade entre 20 - 30 g/t Au (Guimarães 1933).

⁵ “*L’itabirite est simplement une variété de fer oligiste schisteux qui est accompagnée de quartz et de mica (...) Quand elle est pulvérulente, on la désigne sous le nom de jacutinga*” (Heusser & Claraz 1860)

⁶ “*(...) em certos logares são elles (ie. os itabiritos) arenosos, friáveis e conhecidos vulgarmente pelo nome de jacutinga*” (Gorceix 1881).

⁷ “*Les itabirites sont un mélange schisteux de quartz à grains fins et de fer spéculaire. On les rencontre en couches friables de sables brillants, que l’on désigne vulgairement sous le nom de jacutinga*” (Ferrand 1894).

minério de ferro com até 60 % de ferro⁸ (Guimarães 1961). Também Burton (1869, in Hartt 1870) assinalava seu estado físico pulverulento, mas enfatizava sua constituição mineralógica: xisto ferro-micáceo e quartzo friável com especularita, óxido de manganês e fragmentos de talco⁹. Face a tal quadro, o emprego do nome jacutinga mereceu atenção de alguns autores (Harder & Chamberlin 1915b, Freyberg 1932, Dorr & Barbosa 1963, Raphael Cabral & Pires 1995a). Crê-se que a melhor definição e caracterização é a de Hussak (1906):

"como jacutinga devem ser considerados os depósitos em forma de núcleos e faixas, no itabirito, sempre estreitos com 50 centímetros de espessura apenas e que se caracterizam por um enorme teor de ouro, que em geral falta ao resto do itabirito, por completa ausência de pirites e pela ocorrência de núcleos, ora talcosos, ora puramente argilosos, acompanhados de pyrolusito pulverulento".

Como *bunches* (Henwood 1871) eram chamados os “núcleos” ricos em ouro. Eram zonas lenticulares que se mostravam paralelas à “linhas de clivagem” nas rochas adjacentes (Henwood 1871), posteriormente reconhecidas como a mesma estrutura linear tida como controladora da distribuição de corpos minério de ferro de alto teor (Dorr 1965).

Além dos leitos concordantes de jacutinga, estruturas planares discordantes podiam possuir alguma relevância: na mina de Maquiné, onde “fendas” verticais paralelas cruzassem “camada” de jacutinga parecia haver concentração de ouro (Lacourt 1937). Convém registrar que Gorceix (1881b) fizera alusão a veios de quartzo aurífero desprovidos de sulfetos, contendo *lithomargia* (variedade de halloysita), *ferro oligisto* (hematita) e óxido de manganês, no mesmo horizonte geológico das jazidas de topázio da região de Ouro Preto.

Faz-se notar na definição de Hussak presença de óxido de manganês. A esse respeito, Henwood (1871), referindo-se à antiga mina de “Santa Anna”, Itabira, percebia que o ouro concentrava-se nas porções ricas em manganês¹⁰. Oliveira (1932) depreendeu da incidência de ouro nas partes manganésíferas da formação ferrífera que

⁸ “ (...) minério friável ou arenoso, constituído de hematita granular e lamelar, com teor de quartzo variável. (...) O teor em ferro varia de 40 a 60 % de Fe (...)” (Guimarães 1961).

⁹ “The constituents are micaceous iron-schist, and friable quartz mixed with specular iron, oxide of manganese, and fragments of talc (...)” (Burton 1869, in Hartt 1870).

¹⁰ “particles of gold are scattered through the formation; and those portions of it in which manganese and talc abound have been very rich (...)” (Henwood 1871).

o dióxido de manganês poderia ser usado como guia de prospecção para depósitos tipo jacutinga.

Quanto à inexistência de sulfetos, somente a pirita é muito raramente mencionada como presente em quantidades ínfimas, casuais. Henwood (1871) relatou scorodita, provavelmente na crosta intempérica, rica em óxido de ferro e manganês (Edwards 1826), das lavras auríferas de Antônio Pereira, levando Dorr (1965) a pensar em arsenopirita primária como fonte para o arsênio do manto de intemperismo. Ainda Henwood (1871) nos informa sobre a ocorrência de cobre nativo e ouro em jacutinga a sul de Água Quente¹¹.

A suspeita de que núcleos ou porções piritosas estivessem presentes anteriormente, somada ao decréscimo da quantidade de ouro com a profundidade (Henwood 1871), consubstanciavam origem supergênica para os depósitos tipo jacutinga (Oliveira 1932, Paiva 1933). Para Guimarães (1970) a ausência de mineralização sulfurada pretérita seria asseverada pelo fato de a jacutinga resultar de “processo metassomático hidrotermal” que transformara magnetita em hematita e dissolvera carbonatos. Em realidade, a aludida diminuição dos teores auríferos parece carecer de fundamentação pois, como já salientava Guimarães (1970), as jazidas não foram exauridas, mas sim tornadas antieconômicas pelos problemas de esgotamento de água e distribuição errática do ouro. É interessante acentuar o relato por Saint-Hilaire na antiga mina de “Santa Anna”:

“Durante cinco anos, enquanto o minério estava próximo à superfície do solo, a mina de Sant’Ana foi mais florescente do que todas as outras. O ouro que ela fornecia a princípio era de uma bela cor amarela e de 23,3 quilates; o encontrado mais tarde, porém, tinha coloração obscura. Aliás, o que se perdeu na cor ganhou-se em quantidade, e, no espaço de dois meses, retirou-se dessa mina trezentos e quarenta e três marcos¹². Esses magníficos resultados cessaram, porém, assim que o minério só pode ser encontrado a certa profundidade; seria necessário, então, o emprego de outros meios para extraí-lo com vantagem; mas não se quis ou não se soube empregá-los, e a mina, apesar de rica, tornou-se inútil”.

Embora em muitos dos antigos trabalhos em jacutinga se lavrasse o minério de ferro do Grupo Itabira, como seguramente são os casos de Gongo Soco, Maquiné e do

¹¹ “(...) the iron slate (...) contains, at Durão, nests of jacutinga interspersed with particles of native copper and, yet more sparingly, with small crystals of gold” (Henwood 1871).

¹² Medida equivalente a 8 onças (1 onça = 31,104 g) outrora usada para pesar objetos de ouro e prata. Logo, 343 marcos = 2744 onças ≈ 85 kg de ouro.

distrito de Itabira, dúvidas persistem quanto à pertinência de outros depósitos a este grupo. Isso talvez se deve ao fato de os autores noutros tempos não distinguirem os itabiritos (Grupo Itabira, Proterozóico Inferior) das formações ferríferas arqueanas (Grupo Nova Lima). Talvez a antiga mina de Cocais, por exemplo, seja um caso: localizada na serra de Cocais, tida por Moraes & Barbosa (1939) como constituída de itabirito e jacutinga, a mina de Cocais foi considerada por Simmons (1968a) como encaixada em rochas da parte superior do Grupo Tamanduá.

Acresce aqui ainda algumas observações interessantes em relação àquelas minas antigas da serra de Cocais, que se situam mormente em sua parte oeste, no lugar denominado Taquaril. Ocorre que Eschwege (1833) notava que, em locais da serra, havia contido paralelo ao itabirito um leito de limonita, de 1,2 a 1,8 m de espessura, possuindo turmalina negra. Para Eschwege tratava-se de algo análogo a algumas lavras das serras de Ouro Preto e, principalmente, à Antônio Pereira, onde tal leito (carvoeira ?) apesar de aurífero não era trabalhado pela elevada compacidade. Transcorrido uma centena de anos, Moraes & Barbosa (1939) descreviam faixas de *“material vermelho, decomposto, vulgarmente designado “sangue de boi”, que é considerado mais rico em ouro”*. Tinham-no, o “sangue de boi”, como *“jacutinga: minério decomposto, com buchos de quartzo branco e hematita especular perfeitamente fresca”*.

É possível que autores tivessem ora confundido, ora relacionado, jacutinga e carvoeira¹³. Sobre a carvoeira, Eschwege (1833) comentava: *“trata-se de turmalinito friável, contendo manganês. O Sr. Zincken julga-a óxido de ferro manganésífero, enquanto von Spix e von Martius a consideram minério de manganês acinzentado, semelhante ao turmalinito”*.

Também digno de nota é a considerável extensão de algumas jacutingas, cujos relatos indicam extensões de mais de 30 km¹⁴ (Henwood 1871).

O Quadro 1.3 sintetiza importantes observações feitas por autores de outrora em algumas minas de ouro em jacutinga, tais como sobre a constituição mineralógica, composição do ouro e produção; enquanto o mapa da Fig. 1.3, extraído de Ferrand (1894), mostra claramente a disposição das minas ao longo da borda oriental do QF.

¹³ “As rochas do morro de Santo Antônio são idênticas às de Vila Rica. Aqui, porém, o itacolomito se apresenta em camadas friáveis pouco consideráveis. Desmoronam-se facilmente e são lavadas juntamente com a **jacutinga**. Subjacente, encontra-se a camada negra de carvoeira, mais espessa (...). O ouro é por vezes tão abundante nessas **carvoeiras**, que é perfeitamente visível na massa negra” (Eschwege 1833).

¹⁴ “a bed of (jacutinga) specular and oxydulated ore, mixed with minute quantities of grey manganese and still smaller proportions of gold, traced more than twenty miles(...)” (Henwood 1871).

Em Borges (1978) pode-se encontrar um bom resumo das feições peculiares da jacutinga com base no trabalho de Henwood (1871).

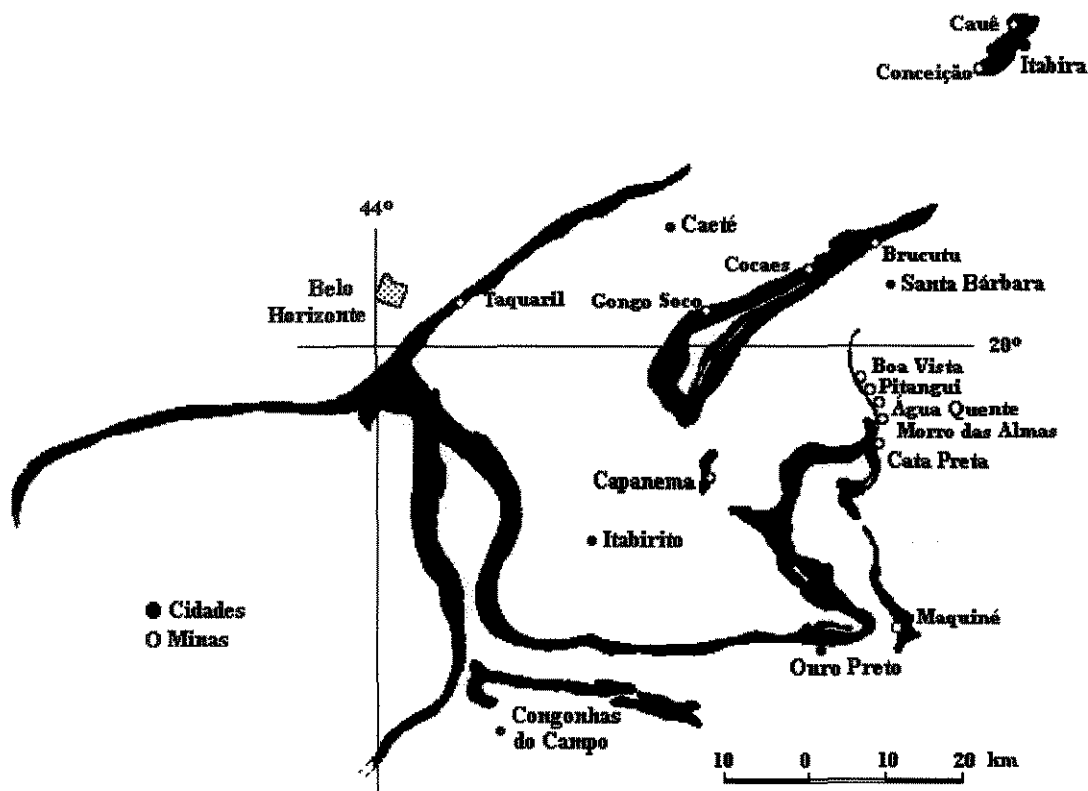


Figura 1.3: Localização das minas de ouro em jacutinga, segundo Ferrand (1894), no Quadrilátero Ferrífero (QF); modificado por Renger & Raphael Cabral (1995). As modificações em relação ao mapa original de Ferrand limitaram-se à inserção das novas minas de Cauê e Conceição, em Itabira, e ao contorno do Grupo Itabira.

A partir da Quadro 1.3 pode-se caracterizar os depósitos de ouro tipo jacutinga de maneira semelhante à de Hussak (1906). A sempre presente hematita especular, juntamente com óxidos de manganês, testemunha condições oxidantes para sua gênese. Estas elevadas condições de fO_2 (fugacidade de oxigênio) também são traduzidas pela existência de óxidos de paládio, um dos constituintes da particular paragênese mineral associada à jacutinga (Quadro 1.4). Por outro lado, a natureza branda da jacutinga e o paralelismo dos corpos auríferos a elementos lineares indicam condicionamento de tais depósitos a sítios deformados; trabalhos recentes (Polônia & Souza 1988, Sá & Borges 1991, Olivo 1994) comprovam-no ao descrever dobras em bainha, *shear zones* e grãos de ouro estirados. O ouro, tipicamente paladiado, possui comportamento errático, ora

QUADRO 1.3

MINA	ROCHA HOSPEDEIRA	MINERALOGIA PRINCIPAL	MINERAIS ACESSÓRIOS	PRODUÇÃO Au	COMPOSIÇÃO Au	SITUAÇÃO GEOLÓGICA	OBSERVAÇÕES
Gongo Soco	minério de ferro manganífero (Henwood 1871); itabirito manganífero (Paiva 1933)	especularita (hematita xistosa), óxidos de Mn, talco, massas com aspecto de caulinita, quartzo (Hussak 1906)	“zircônio rolado”, rutilo e cassiterita (Hussak 1906); óxido de Fe-Pd (Johnson & Lampadius 1837)	<u>1826-1856</u> : 12.887 kg (Henwood 1871)	Paladiado: Ag 5,3% Pt 0,08% Pd 4,2% Cu 2,5% (Henwood 1871)	itabiritos em contato com talco-xisto (Henwood 1871); metamorfismo facies xisto verde (Moore 1969)	Henwood (1871): * Ag diminui com profundidade; Pd e Cu aumentam * Teor de Au diminui com profundidade * Linhas de jacutinga paralelas à eixos de dobra, E-W * Au associado às partes brandas (soft) das rochas (Lyon 1830, Henwood 1871) * Entre 1845 e 1847 a temperatura da água na superfície variou de 4,9° a 33,2°C, média em 19,2°C
Itabira	jacutinga entre “schisto ferreo micaseo” e “camada massiça de itabirito” (Hussak 1906)	Au solidamente ligado à “hematita micasea”. Em amostra: talco e mica, “pyrolusito terroso”, “mineral com aspecto de kaolinito” como “agregado em parte compacto de talco” (Hussak 1906), <i>friable quartz, and little feldspar clay</i> (Henwood 1846a)	rara magnetita e apatita, grãos verdes de piroxênio, cassiterita, rutilo e turmalina nas areias dos regatos das galerias (Hussak 1906)	<u>1875-1879</u> : 132,7 kg (Hussak 1906) <u>Em 1845</u> : 5 lbs troy (1,8 kg) por mês (Henwood 1846a)	Paladiado	formação ferrífera em contato com talco-xisto (Henwood 1871); metamorfismo facies xisto verde (Dorr & Barbosa 1963)	* Au nas camadas superiores era de toque elevado, em profundidade tornava-se escuro e mais abundante (Hussak 1906) * atitude da jacutinga concordante com a serra (Henwood 1946a) * camada de jacutinga tornava-se gradualmente mais horizontal com profundidade (Scott 1902)
Santa Anna	jacutinga repousa sobre itabirito que passa a <i>masive oxydulated iron ore</i> (Henwood 1871)	<i>iron glance</i> (especularita), <i>brownish granular quartz</i> , talco amarelado, óxidos de Mn (Henwood 1871)	relatos desconhecidos	<u>Em 1845</u> : 3,5 lbs troy (1,3 kg) por mês (Henwood 1846a)	Paladiado	empurrões, metamorfismo facies xisto verde (Dorr & Barbosa 1963)	* <i>shoots</i> de Au mergulham para E (Henwood 1846a) * próximo à superfície Au ocorre em cristais octaédricos; em profundidade ficam prateados, de qualidade inferior (Henwood 1871)
Cocais	minério de ferro manganífero (Henwood 1871)	especularita, óxidos de Mn, talco (Henwood 1871)	relatos desconhecidos	<u>1833-1846</u> : 557.000 lbs troy (207,8 kg); <u>Em 1814</u> : 17,7 kg (Henwood 1871)	relatos desconhecidos	formação ferrífera repousa sobre talco-xisto (Henwood 1871), tida como itabirito e jacutinga por Moraes & Barbosa (1939), mas considerada como Grupo Tamandua por Simmons (1968b)	* algumas porções da jacutinga contorcidas * itabirito dolomítico com algum Au na parte inferior do pacote (Henwood 1871)

QUADRO 1.3: Características dos depósitos tipo jacutinga de acordo com autores antigos; organizado pelo presente autor.

QUADRO 1.3 (cont.)

MINA	ROCHA HOSPEDEIRA	MINERALOGIA PRINCIPAL	MINERAIS ACESSÓRIOS	PRODUÇÃO Au	COMPOSIÇÃO Au	SITUAÇÃO GEOLÓGICA	OBSERVAÇÕES
Descoberta	leitos lenticulares (jacutinga) em itabirito (Henwood 1846 b)	especularita, óxido de Mn, talco e quartzo "tingido" (Henwood 1846 b)	relatos desconhecidos	relatos desconhecidos	Paladiado (Henwood 1846b) contendo algum Te (Henwood 1871)	itabirito sotoposto por talco e mica xistos (Henwood 1846b, 1871)	* quartzo "tingido" nos leitos escuros e brandos (<i>soft</i>) compunham as porções mais auríferas (Henwood 1846b, 1871)
Cata Preta	leitos lenticulares em itabirito manganesífero (Henwood 1871)	especularita, óxido de Mn, talco, <i>feldspar clay</i> , quartzo (Henwood 1871)	schori (Henwood 1871)	1786-1787: 199.803 lbs troy (74,5 kg) (Gama 1826)	relatos desconhecidos	localizado na borda E da serra do Caraça, isógrada clorita-biotita (Maxwell 1972)	* partes mais ricas em Au perto da superfície (Henwood 1871) * (...) <i>very soft, composed of iron and manganese; gold is mixed all through the lode</i> (Tregoning 1826)
Pitangui	itabirito friável, com clorita xisto na lapa e filito hematítico na capa (Lisboa 1943)	especularita, óxido de Mn, talco, quartzo (Henwood 1871)	relatos desconhecidos	1876-1887: 285 kg de Au (Bensusan 1929)	relatos desconhecidos	lapa repousa sobre quartzitos do Caraça por falha de empurrão (Lisboa 1943)	* grãos, linhas e <i>flakes</i> de Au paralelos em bandas a mergulhar para E (Henwood 1871)
Boa Vista	minério de ferro com alternância de faixas compactas e lamelares (Henwood 1871)	especularita, talco, quartzo (Henwood 1871)	relatos desconhecidos	relatos desconhecidos	relatos desconhecidos	localizado na borda E da serra do Caraça, isógrada clorita-biotita (Maxwell 1972)	
Água Quente	minério de ferro especular e micáceo (Henwood 1871)	especularita, quartzo, talco, óxidos de Mn, <i>feldspar clay</i> (Henwood 1871)	<i>oxydulated</i> (martita ?) and <i>titaniferous</i> (rutilo ?) ore (Henwood 1871)	1847-1853: 808,102 lbs troy (301,4 kg) (Henwood 1871)	ligado somente com Ag (Henwood 1871)	borda E da serra do Caraça; contato com talco xisto (Henwood 1871), falha de Água Quente traçada por 50 km (Dorr 1969)	Henwood (1871): * massas auríferas (jacutinga) lenticulares * porções não produtivas frequentemente silicosas * Au diminui com profundidade * corpos mergulham para E * água " <i>bubbling out</i> " de jacutinga aurífera com T= 33,6°C, a 29 fms (33 m), em abril de 1849
Maquiné	<i>slaty iron ore</i> (R. Burton, in Bensusan 1929); jacutinga entre <i>soft ferruginous sandstones</i> e <i>dark grey slaty sandstone</i>	<i>micaceous iron, friable quartz, sand and clay</i> (R. Burton, in Bensusan 1929)	relatos desconhecidos	1865-1896: 5277 kg Au (Bensusan 1929)	Paladiado Au 70,76% Pd 2,64% Pt 0,001% (Bensusan 1929)	região afetada por empurrões da "nappe de Maquiné" (Barbosa 1969)	* <i>shoots</i> auríferos mergulhando 18°E, Au de cor negra (Bensusan 1929) Touzeau (1893): * "(...) <i>defined lines of Au or veins</i> (...) <i>followed downwards</i> (...) <i>for over 100 fms without any sign of their failing</i> " * onde o mergulho ficasse inclinado, os <i>shoots</i> tornavam-se mais ricos

QUADRO 1.3 (Cont.): Características dos depósitos tipo jacutinga de acordo com autores antigos; organizado pelo presente autor.

concentrando-se de modo anômalo em bolsões de alto teor. Sua produção, segundo dados dos relatos contidos no Quadro 1.3, chegou a 19,220 t de Au, a qual deve ser acrescida a produção das lavras primordiais, do século XVIII, nas serras entre Ouro Preto e Mariana, onde muito do ouro então “lavado” provinha da formação ferrífera (xisto hematítico, Eschwege 1833). Um resumo das propostas para gênese das jazidas de jacutinga está apresentado no Quadro 1.5.

Se, por um lado, a jacutinga confinava riquezas, por outro, constituía-se sério problema extraí-las em profundidade. Desmoronamentos constantes, dificuldades de esgotamento de água e técnicas rudimentares foram fatores decisivos para o abandono destas minas. Atualmente, o único lugar onde há plena mineração de ouro em jacutinga é o distrito de Itabira. Através de processo de lavra seletiva, a Companhia Vale do Rio Doce (CVRD) trabalha o minério aurífero da jacutinga, estimado na ordem de 100.000 t, com teor médio de 30 g/t Au (Andrade & Sá 1990).

QUADRO 1.4

Local (autor)	Mineral	Observações
Gongo Soco (Johnson & Lampadius 1837)	óxido de Pd e Fe	
Itabira (Clark <i>et al.</i> 1974)	Pd ₅ (As,Sb) ₂ - arsenopalladinita (Pd,Hg) ₃ As - athencita (Pd,Cu) ₅ (Sb,As) ₂ - isomertieita	• óxido de Pd e Hg como cõdea na superfície de grãos de arsenopalladinita
Itabira (Cabri <i>et al.</i> 1977)	Pd ₈ (As,Sb) ₃ - arsenopalladinita	• redefinição da arsenopalladinita de Clark <i>et al.</i> (1974)
Itabira (Jedwab <i>et al.</i> 1993)	PdO - palladinita	• nova proposição do nome palladinita para o óxido de Pd de Itabira.
Itabira (Olive 1994)	óxido de Pd e Cu Pd ₁₇ Se ₁₅ - palladseita arsenopalladinita Pd nativo	• óxido de Pd e Cu como inclusões em grãos de Au, também em bandas de hematita e grãos individualizados
Maquiné (Varajão 1994)	(Bi,Ca)(Fe,Al) ₃ (PO ₄) ₂ (OH) ₆ - fase intermediária entre waylandita e zairita PtAs ₂ - sperryllita Pd ₃ Sb - stibiopalladinita Pd ₁₁ Sb ₂ As ₂ - isomertieita Pd ₅ (Cu,As) O ₆ - nova fase	• nova fase mineral descrita por Varajão

QUADRO 1.4: Alguns minerais da paragênese associada à mineralização aurífera tipo jacutinga; organizado pelo presente autor.

QUADRO 1.5

Hussak (1906)	• parte dos núcleos de jacutinga equiparada a “<i>calcareos de contacto</i>” (e.g. Candonga). • outra parte como veios pegmatíticos decompostos.
Oliveira (1932)	• origem secundária, <i>per descensum</i>, a partir de veios sulfurados.
Dorr & Barbosa (1963)	• alteração intempérica de itabirito dolomítico.
Dorr (1965)	• mineralização tida como hipotermal e muito possivelmente relacionada à mineralização de ferro.
Moore (1969)	• levanta possibilidade de origem hidrotermal em que fluidos teriam transformado hematita dura em pulverulenta. • soluções mineralizantes supostamente emanadas do complexo granito-gnáissico de Caeté.
Guimarães (1970)	• derivação por processo metassomático-hidrotermal com transformação de magnetita em hematita, de itabirito dolomítico em jacutinga. • rochas do “<i>substratum arqueozóico</i>” como fonte de ouro e paládio.
Borges (1978)	• jacutinga comparada aos <i>reefs</i> estratiformes da região de <i>Pilgrim's Rest</i>, Transvaal, África do Sul; ouro transportado em bacias de drenagem, tendo sua precipitação e teor controlados por camadas ricas em matéria orgânica.
Siegers & Renger (1985)	• ouro inicialmente presente em formação ferrífera rica em carbonato. • lixiviação subsequente durante metamorfismo, tendo produzido concentração aurífera. • exposição à superfície e enriquecimento supergênico.
Heineck <i>et al.</i> (1986)	• referindo-se ao “filão Jopling”, minas da Passagem: processos intempéricos, com concentração secundária de ouro, atuando em tremolita xisto carbonático que contém mineralização sulfetada (pirrotita e rara pirita).
Olivo (1994) e Olivo <i>et al.</i> (1995)	• jacutinga como produto da alteração hidrotermal de itabirito dolomítico. • ouro e paládio derivado de rochas arqueanas subjacentes.
Varajão (1994)	• origem hidrotermal para mineralização de Au-Pd da mina de Maquiné, em que o fluido hidrotermal seria derivado da cristalização fracionada de magmas ultramáficos durante ciclo Brasileiro.

QUADRO 1.5: Propostas para gênese dos depósitos auríferos tipo jacutinga, organizadas pelo presente autor.

II. Geologia da Mina de Gongo Soco

"At Gongo Soco, six miles south-east of Caethé, a few thin schistose beds, - composed for the most part of palish-brown talc (...), —separate the talcose clay-slates from the great iron-formation; which —coinciding in position with the rocks beneath, and in contour with the surface, —forms, for many miles, the whole southern slope of the range".

Henwood (1871)

Trabalhos anteriores

A mina de ouro de Gongo Soco foi a mais célebre daquelas existentes em Minas Gerais na primeira metade do século XIX. Sob a direção da companhia inglesa *Imperial Brazilian Mining Association*, os trabalhos mineiros, entre 1826 e 1856, chegaram a profundidade de aproximadamente 140 m. A Fig. 2.1 exhibe o perfil de *shafts* e galerias então desenvolvidos.

De acordo com Moore (1969), a área da antiga mina está localizada no contato entre as Formações Cauê (formação ferrífera Itabira) e Gandarela (Fig. 2.2). As "formações Cumba e Gongo" de Henwood (1871) corresponderiam, respectivamente, às rochas da parte superior da Fm. Gandarela e às da parte superior da Fm. Cauê (Moore 1969). As primeiras seções geológicas (Hocheder 1833, Fig. 2.3) da "formação Gongo" mostravam disposição das seguintes rochas, de sul para norte: xisto argiloso (*clay schist*), xisto férreo-micáceo (*iron-mica schist*), jacutinga, xisto férreo-micáceo, itacolomito; todos os pacotes com mergulhos para sul.

Parece ter sido somente na década de 30 a última publicação de um perfil da mina de Gongo Soco (Paiva 1933); baseando-se este em sondagem assim descrita por Glycon de Paiva (letras correspondentes na Fig. 2.4):

(A) *"Filito hematítico da série Minas, de cor ocre, com elevada proporção de quartzo, concentrando-se em leitos de areia fina. - Raras lentes de hematita muito dura. - Os sedimentos interestratificam raros veeiros de quartzo cavernoso com potência máxima de 1,50 m".*

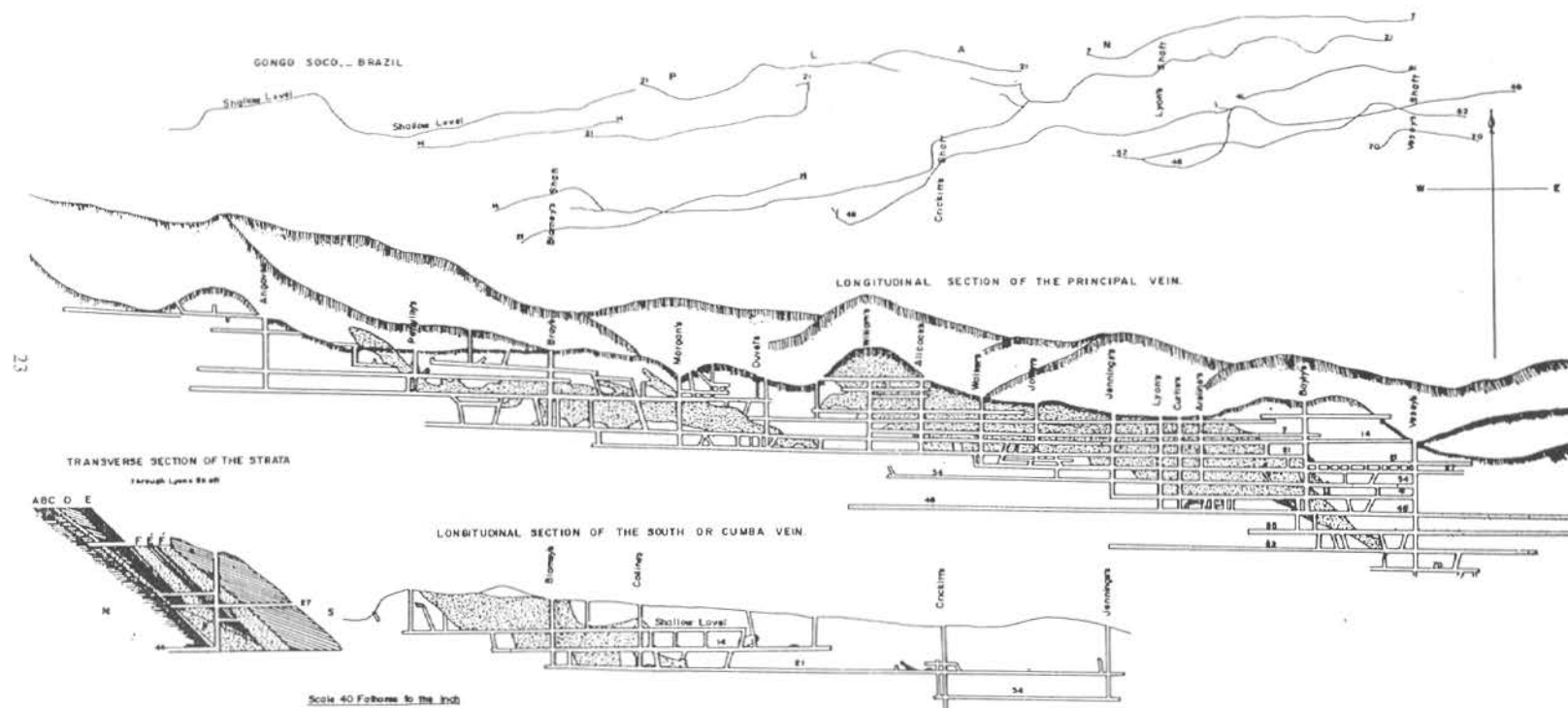


Figura 2.1: Seção com *shafts* e galerias desenvolvidos na antiga mina de Gongo Soco segundo Henwood (1871), redesenhado por Ladeira (1988). Para localização em planta, vide Anexo I.

(B) “Itabirito manganífero de aspecto maçico. - raros “cavalos” de capa. - Lentes frequentes de minério de ferro muito duro, embora delgadas. - Bolsas esparsas de jacutinga em geral aurífera (...) - Na passagem para a lapa há uma zona de grande feldspatização dando filitos sericita-itabiríticos”.

(C) “Quartzito itabirítico friável e fissil”.

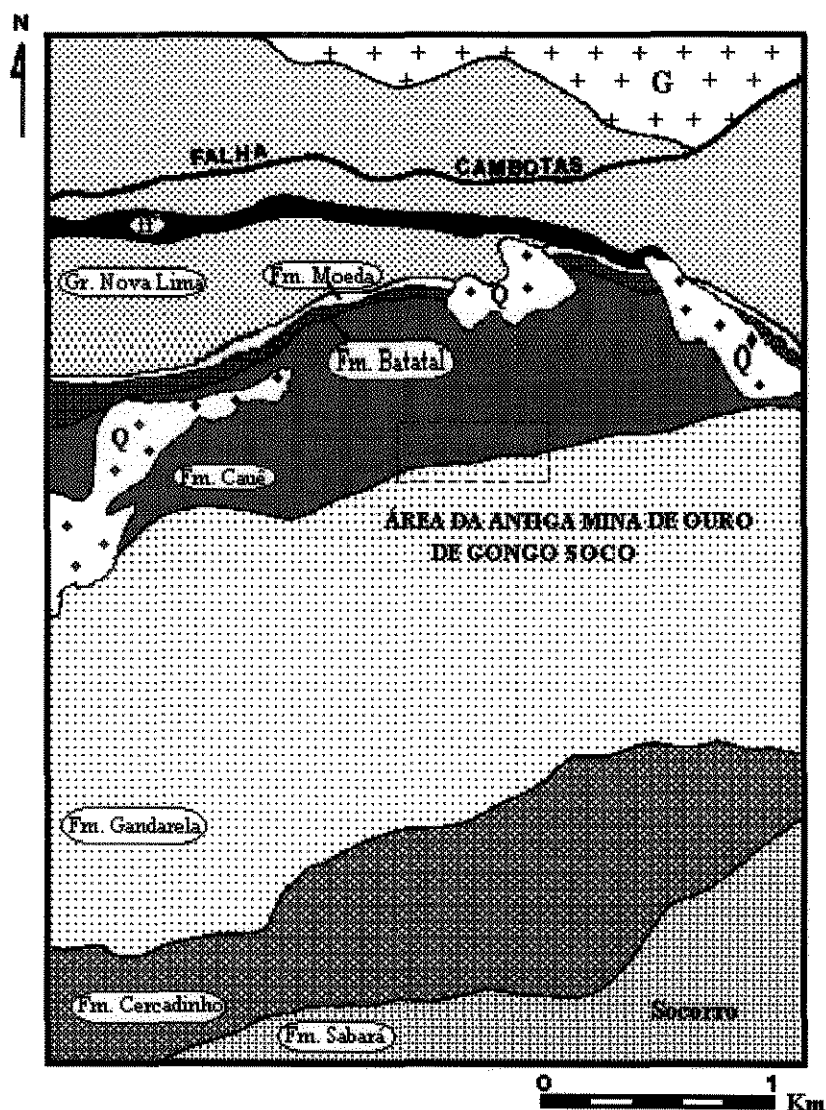


Figura 2.2: Mapa geológico de porção da folha Gongo Soco, escala 1:25.000, por Moore (1969), mostrando localização aproximada da antiga mina de ouro de Gongo Soco. Q, canga; ff, formação ferrífera do Grupo Nova Lima; G, complexo granito-gnáissico de Caeté.

Recentemente, tornou-se disponível uma seção geológica através do poço Lyon (*Lyon's shaft*) elaborada por F.E. Renger com base em furos de sonda (Fig. 2.5, Renger & Raphael Cabral 1995). A zona aurífera foi trabalhada pelos antigos

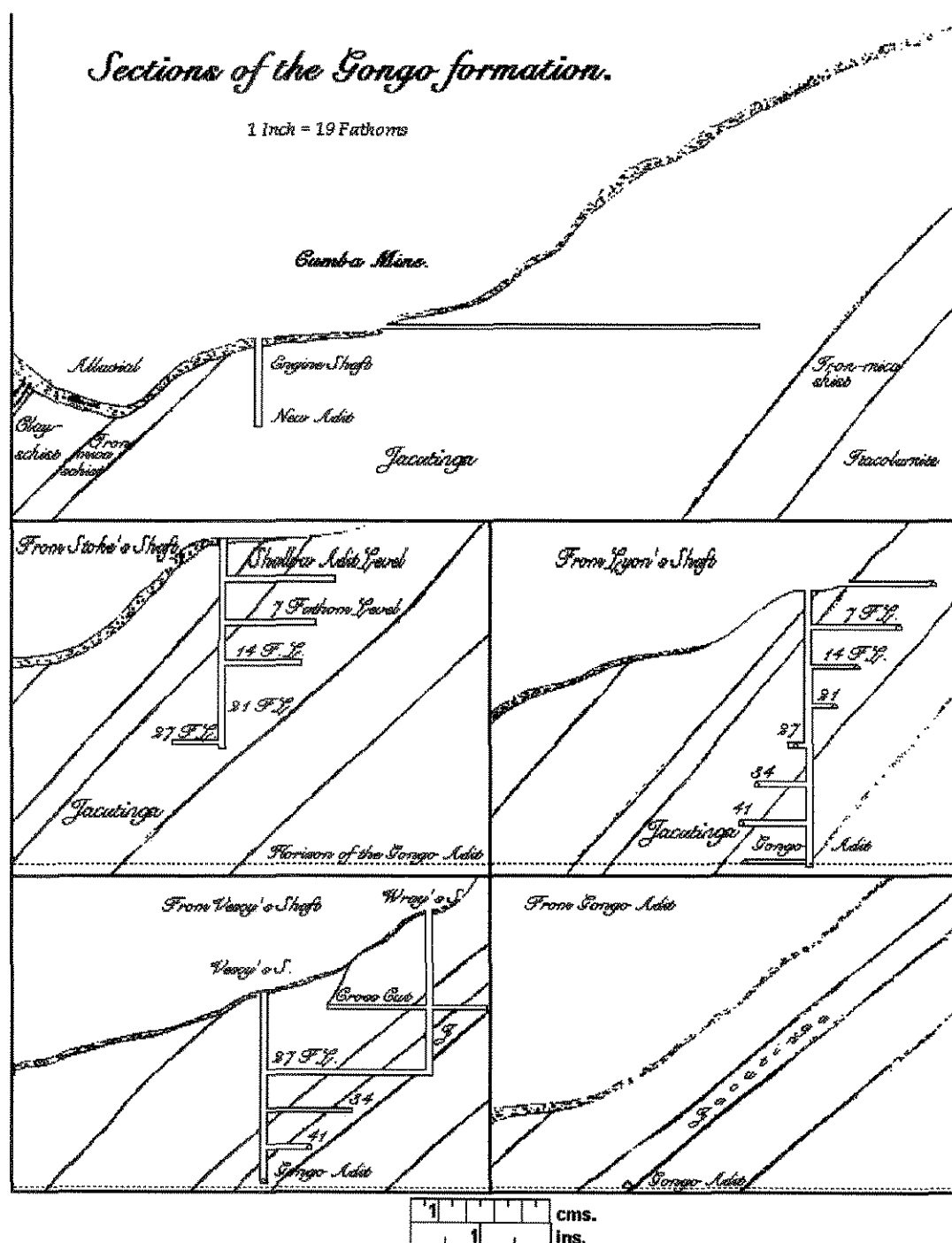


Figura 2.3: Seções geológicas pela “formação Gongo”, por Hocheder (1833). Apesar das imperfeições da reprodução, evitou-se corrigi-la para mantê-la na forma original. Da esquerda (sul) para direita (norte), lê-se na primeira seção *clay-schist*, *iron-mica-schist*, *jacutinga*, *iron-mica-schist*, *itacolumite*.

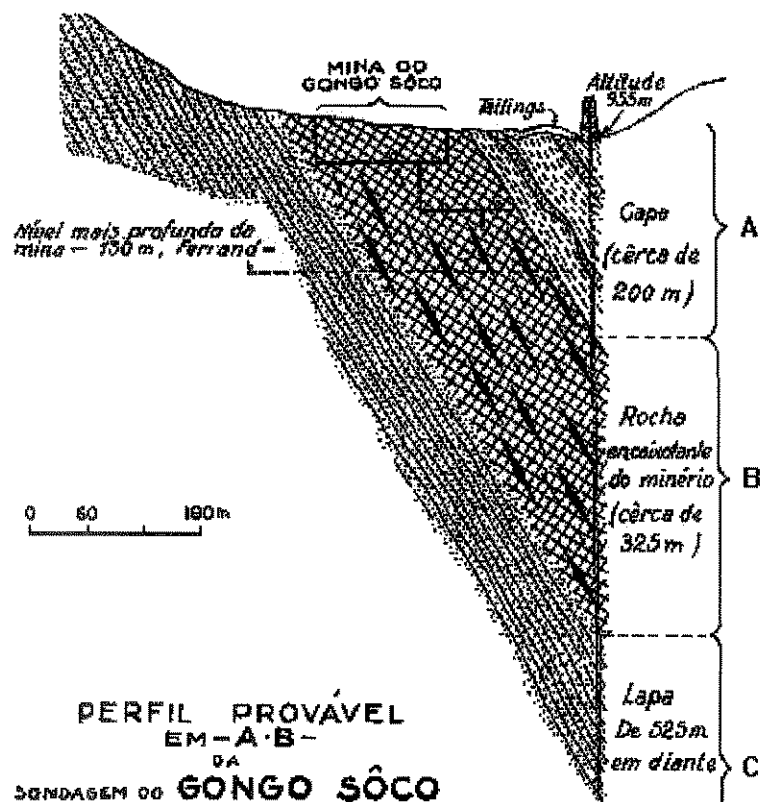


Figura 2.4: Perfil baseado em sondagem por Paiva (1933). Para descrições de A, B e C, vide texto.

mineradores em minério hematítico brando (*soft haematite*) balizado por itabiritos de capa e lapa.

Trabalho presente

A lavra de minério de ferro de Gongo Soco, adjacente à antiga mina de ouro, tem exposto corpos auríferos. Diante da inacessibilidade aos trabalhos subterrâneos, as novas exposições de jacutinga lançam luz à compreensão da gênese de seu ouro, motivando, assim, o mapeamento geológico da presente mina.

A área mapeada da atual mina de Gongo Soco possui sucessão litológica sucessão estratigráfica comparável à antiga mina (Fig. 2.5). Exceção é feita aos filitos da Fm. Batatal, bem como às rochas da Fm. Moeda, que provavelmente foram adelgaçadas e, eventualmente, transpostas. Uma exposição de poucos metros de comprimento expõe (i) filitos com quartzito intercalado, de grã muito fina, alternado com bandas milimétricas de material carbonoso, em contato tectônico com (ii) clorita xistos de coloração verde a avermelhada. Todo este conjunto poderia ser interpretado como pertencente ao SGRV; nesse caso os itabiritos assentar-se-iam sobre àquelas rochas arqueanas. Ou, se àquelas primeiras fosse cunhado o nome “filito Batatal”,

faltariam os quartzitos e conglomerados da Fm. Moeda. Deve-se, entretanto, notar que a discussão não invalida aquele perfil (Fig. 2.5), mas sugere uma descontinuidade, tectonicamente condicionada, do Grupo Caraça: o alargamento de rampas de acesso na área de contato entre itabiritos e xistos trouxe à vista raros blocos de quartzito conglomerático. A esse respeito, Ladeira (1988) entendia que o contato entre rochas do SGM e xistos do SGRV em Gongo Soco fosse por *bedding-thrust*.

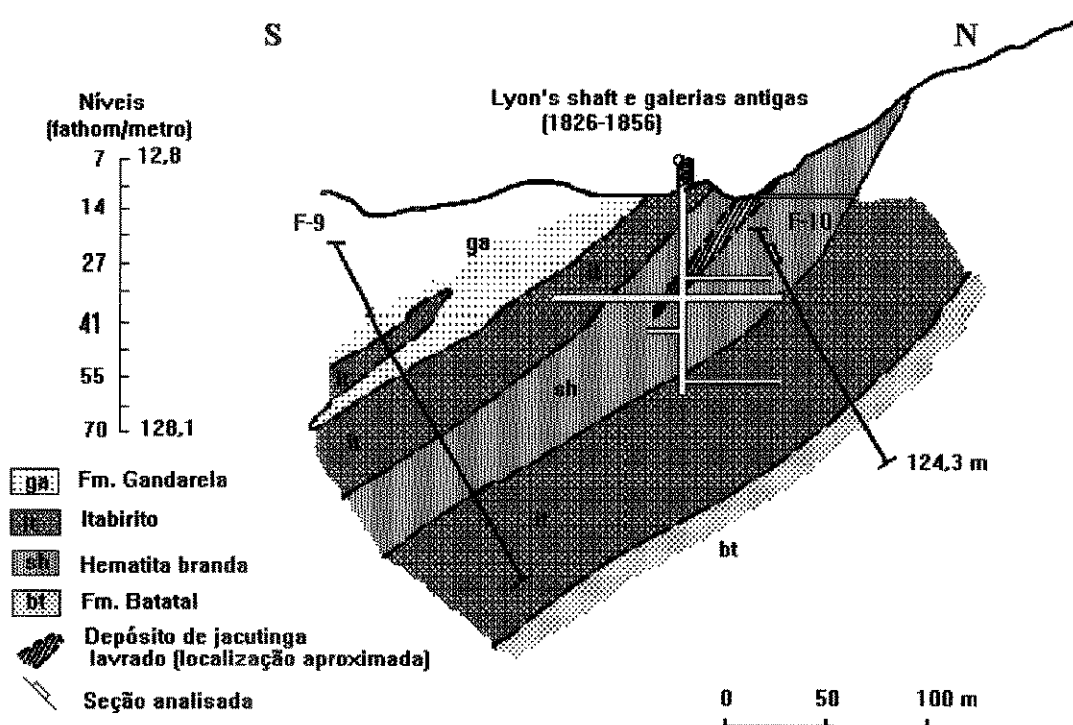


Figura 2.5: Seção geológica pelo *Lyon's shaft* e antigos trabalhos subterrâneos (1826-1856), de localização aproximada. Furos de sondagem pela *Republic Steel* na década de 60. Retirado de Renger & Raphael Cabral (1995).

De posse do mapa geológico (Anexo I), ao visualizar corpo de hematita branda, pulverulenta (*soft high-grade haematite iron ore*, Dorr 1965), com lentes de hematita compacta, encaixado em itabirito silicoso com leitos de filito ocre e itabirito ocreoso, dispostos na direção aproximada 110°, com todo pacote isoclinalmente dobrado e mergulhando para sul, ter-se-á esboço da geologia da mina. Entremeados no minério de ferro há um corpo aparentemente em forma de cunha (ou lente) de hematita-talco xisto, concordante, sem continuidade lateral.

Litotipos

Ao lado dos itabiritos típicos, ora com suas bandas quartzosas lixiviadas formando minério tipo “chapinha”, minério brando e hematita compacta subordinada,

itabirito ocreoso, filito ocre e hematita-talco xisto compõem o arcabouço litológico da mina. A Fm. Gandarela, assinalada no perfil (Fig. 2.5) e alijada do mapeamento, faz-se presente para sul.

Destaca-se o minério brando, não apenas por ser o principal minério de ferro, mas também por hospedar jacutinga. De natureza friável e pulverulenta, o minério brando não raro contém lentes e leitos de hematita compacta (Fig. 2.6); podem ser tanto estruturados (i.e. feições planares definidas) quanto maciços (i.e. sem estruturas), exibindo formas intermediárias entre ambas. Quando bandado, o minério brando tem sua variação de composição dada ora por leitos manganésíferos, ora por delgadas bandas de talco. Pequenos núcleos talcosos podem ser distinguidos em meio ao minério. Da ordem de centímetros, não possuem relação, ao menos notória, com veios. Como minerais acessórios nas porções compactas surgem milimétricas faixas difusas, casuais, de material com aspecto caulínítico, além de pirolusita (identificada por propriedades óticas). Análises químicas de amostras do minério brando, que encerra a mineralização aurífera, realizadas na própria mina estão na Tabela 2.1. De maneira qualitativa, poderá ocorrer tendência ao desaparecimento de pintas de ouro em bateia nos concentrados oriundos das porções mais silicosas do minério brando.

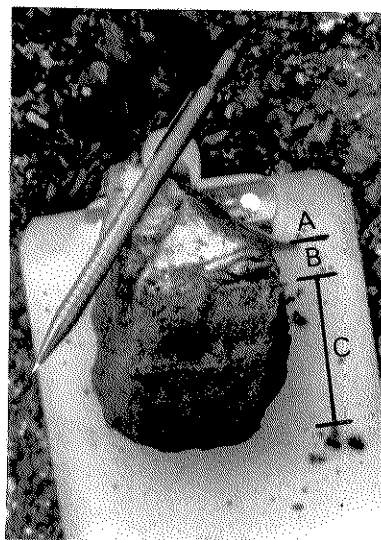


Figura 2.6: Alternância de delgadas faixas de hematita dura e hematita branda no contato (B) entre hematita compacta (A) e minério pulverulento (C). O bandamento em C é dado ora por leitos ricos em manganês, ora por porções mais agregadas.

O itabirito (que forma a lapa da mineralização) é caracterizado por sua típica alternância de bandas milimétricas de hematita e quartzo. Por vezes apresenta-se cortado por veios de quartzo com partes escuras de tonalidade marrom, esponjosas, talvez derivadas da alteração intempérica de carbonatos. Próximo ao contato com as rochas do Grupo Nova Lima, há intercorrência no itabirito de rocha equigranular alterada, contendo anfibólio (?) e algum quartzo de grã fina, em matriz algo amarelada, de aspecto argiloso. Deve-se notar o fato de que a rocha está dobrada em conformidade com o itabirito encaixante (Fig. 2.7).

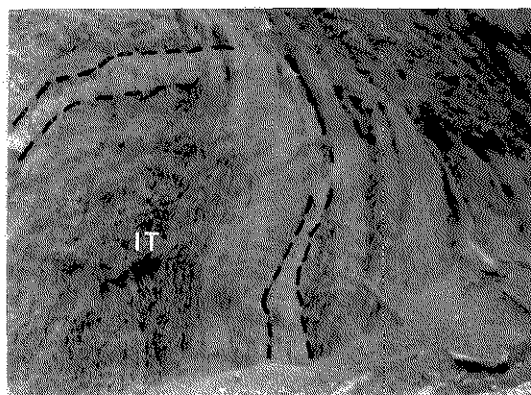


Figura 2.7: Leito dobrado de rocha equigranular amarelada, de grã fina, composta por anfibólio (?), matriz argilosa e quartzo encaixado em itabirito (IT). Próximo ao contato com os xistos do Grupo Nova Lima, extremo leste do mapa do anexo I.

TABELA 2.1

Amostras	No. pintas Au	Fe (%)	SiO ₂ (%)	P (%)	Al ₂ O ₃ (%)	Mn (%)
1-7-1131	40	67,93	0,31	0,054	0,33	0,58
2-7-1131	20	65,35	0,45	0,071	0,25	2,57
3-7-1131	---	64,10	1,36	0,062	0,38	2,25
1-8-1131	5	67,72	0,54	0,063	0,21	1,84
2-8-1131	5	65,91	0,23	0,068	0,25	0,75
3-8-1131	50	63,40	0,47	0,086	0,42	1,48
5-8-1131	10	63,54	2,51	0,119	0,38	1,76
6-8-1131	---	62,84	4,80	0,077	0,33	1,36

TABELA 2.1: Análises químicas (porcentagem em peso) de minério de ferro brando onde há “buchos” mineralizados em Au. Banco 1130. Análises por via úmida pela Mineração Socoimex.

O itabirito ocreoso é definido pela alternância de bandas milimétricas de cor ocre e de óxidos de ferro. Difrátogramas de raios-X (Anexo II) revelaram presença de argilo-mineral do grupo da caulinita para as primeiras. As segundas se mostram ao microscópio como magnetita em franco processo de martitização. Seus cristais euédricos, da ordem de 100 µm de dimensão, por vezes desenvolvem texturas em atol como aquela da Fig. 2.8. Nas porções quartzosas encontram-se, com certa frequência,

cristais de hábito prismático limonitizados, o que sugere pseudomorfismo a partir de anfíbolios. Quanto as relações de contato, é muito provável que o caráter concordante do contato seja gradacional. Exposição perpendicular ao *strike* exhibe passagem de itabirito silicoso para filito ocreoso, onde o termo intermediário é o itabirito ocreoso. A Tabela 2.2 ilustra esta mudança em termos químicos, juntamente com outras análises de itabirito ocreoso no QF.

Outro litotipo, o filito ocre, mesmo não estando diretamente ligado à mineralização aurífera, desperta interesse quando o ponto concernente é sua origem, cuja avaliação é difícil em vista da alteração intempérica a que tem sido submetido. Pouco pode ser dito sobre esta rocha. O único mineral discernível em lupa de campo é a magnetita por seus cristais octaédricos. Há concentrações locais de magnetita em descontínuos e difusos leitos milimétricos. Microscopicamente confirmou-se a descrição de campo: cristais euédricos (Fig. 2.9a) de hematita, pseudomorfos de magnetita, em cujas partes centrais ainda persistem relictos de magnetita. Como inclusão há rutilo perfeitamente cristalizado (Fig. 2.9b).

TABELA 2.2

Litotipo, local	(%)	SiO ₂	Fe	Al ₂ O ₃	Mn	P	Referência
itabirito, Gongo Soco	45,38	34,43	0,42	0,69	0,054		este trabalho
itabirito ocreoso, Gongo Soco	32,49	42,51	0,67	0,06	0,109		"
filito ocre, Gongo Soco	24,50	45,23	0,88	0,06	0,171		"
itabirito ocreoso	44,5	49,8	0,22	0,48 *	----		Gair (1962)
itabirito ocreoso	42,1	53,7	0,11	< ,01*	----		"
itabirito ocreoso, Lagoa Seca	15,3	55,5	1,70	0,01	0,04		Pomerene (1964)
itabirito ocreoso, Lagoa Seca	13,4	56,1	2,3	0,04	0,06		"
itabirito ocreoso, Lagoa Seca	8,0	54,5	2,4	0,05	0,05		"
itabirito ocreoso, Lagoa Seca	6,6	61,3	1,2	0,07	0,05		"
<i>ocher, massive</i> , Pico do Itabirito	12,9	44,7	8,0	0,12	0,20		Wallace (1965)
<i>ocher, massive</i> , Pico do Itabirito	11,4	56,1	1,5	0,35	0,09		"

TABELA 2.2 : Análises químicas da passagem de itabirito silicoso para filito ocreoso, mina de Gongo Soco; análises por via úmida pela Mineração Socoimex. Demais análises por via úmida (equipe DNPM/USGS). (*) Mn como MnO.

Por sua vez, o corpo de hematita-talco xisto, descontínuo, está limitado ao minério de ferro brando. Trata-se de rocha alvacenta, foliada e fissil, com pequenos cristais submilimétricos de hematita dispersos na matriz talcosa. Chega assumir bandamento composicional dado pela alternância de bandas (de até um centímetro) claras (talcosas) e escuras (hematíticas) de tal sorte que a designação “filito sericita-itabirítico”, de Paiva (1933), pudesse ser aplicada; o talco (identificado por

difratometria de raios-X, Anexo II), de grã muito fina, pode ter sido facilmente confundido com sericita por aquele autor. A relação de contato entre o hematita-talco xisto com o minério de ferro brando é mascarada por rocha bandada, de textura macia e ductilidade acentuada: de grã muito fina, esta rocha exibe estruturação tipo *lit-par-lit*, onde bandas claras (talcosas), de poucos centímetros, alternam-se àquelas escuras (hematíticas). Em outras partes (galeria antiga, capítulo III), apenas esta rocha é observada, intercalando-se com minério brando e lentes de hematita compacta (Fig. 2.10a), sem vínculo qualquer aparente (i.e. proximidade) ao hematita-talco xisto propriamente dito (mapa geológico, Anexo I). Curiosamente, neste local (adjacente à galeria antiga) há núcleos de poucos decímetros, angulosos a subangulosos, de talco xisto imersos no minério (Fig. 2.10b), cuja interpretação é obscura. Inspeção ao microscópio do hematita-talco xisto mostra crenulações que perturbam leitos de talco; em dobras isoclinais microscópicas, microplaquetas de hematita alinham-se paralelamente à zona de charneira.

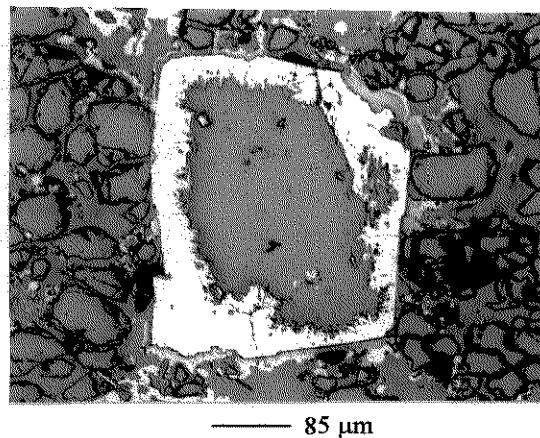
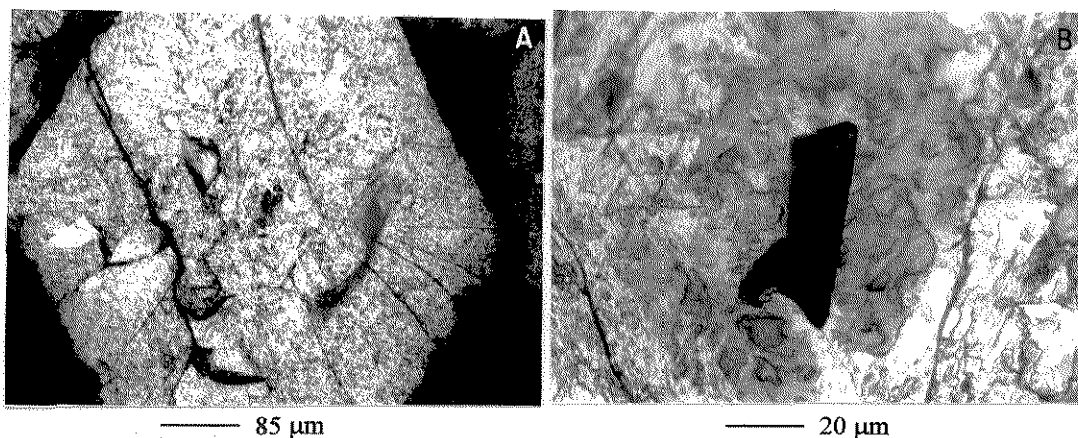
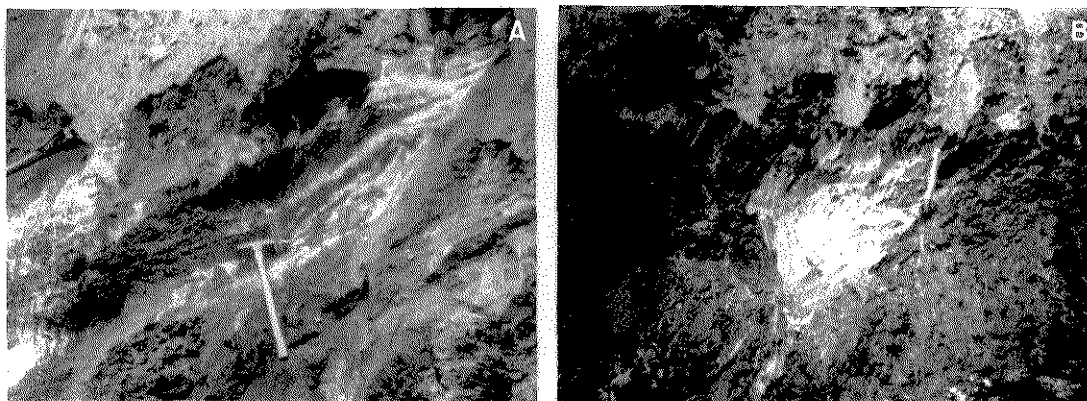


Figura 2..8: Textura em atol desenvolvida em magnetita (300 μm de dimensão), agora martitizada, de itabirito ocreoso (LR//).



Figuras 2.9: A) Grão de magnetita (600 μm) em franco processo de martitização (LR//); B) em seu núcleo ainda há relictos de magnetita juntamente com inclusão euédrica de rutilo de 50 μm (LR//, em óleo).



Figuras 2.10: A) Leitões talcosos no minério de ferro; B) núcleo talcoso em minério de ferro untuoso. Proximidades da galeria antiga (mapa, Anexo).

Metamorfismo

Além de hematita e talco, outros minerais metamórficos que pudessem limitar condições de metamorfismo não foram constatados. Anfibólios, que têm se prestado como monitor do metamorfismo dos itabiritos (Pires 1993, 1995), se existem, não foram observados ou foram limonitizados. Efetuaram-se, pois, medidas de tamanho de grão de quartzo para correlacioná-las àquelas de James (1955), que verificou sua sensibilidade à temperatura. Duas amostras resultaram em 0,06 mm (itabirito ocreoso, $n=71$) e 0,09 mm (itabirito silicoso, $n=50$), compatíveis com condições de fácies xisto verde. Estes valores estão de acordo com aqueles de Moore (1969, Quadro 1.1), que estabeleceu fácies xisto verde para região.

A relação de estabilidade entre rutilo e magnetita foi estudada por Mielke & Schreyer (1972). Em condições mais severas de temperatura, estas fases reagiriam para produzir ilmenita, levando aqueles autores a assumir que a assembléia magnetita-rutilo é estável a temperaturas inferiores a $450^{\circ} - 500^{\circ} \text{ C}$.

Geologia estrutural

O estabelecimento da forma, arranjo e seqüência temporal de estruturas de uma área é logrado se se consideram os elementos estruturais mesoscópicos das rochas. O estudo sistemático e acurado de tais elementos é, portanto, uma premissa na análise geométrica estrutural (Hobbs *et al.* 1976). Mesmo que não se imbuísse o mapeamento geológico da mina de Gongo Soco desta finalidade, diversos elementos estruturais, mormente lineares, foram observados à margem do estudo da mineralização aurífera.

Elementos estruturais planares

Nos itabiritos a alternância de lâminas ou bandas claras (quartzosas) e escuras (ferríferas) define o bandamento composicional (S_0), que geralmente coincide com a principal feição penetrativa mesoscópica, a foliação principal (S_p). Conferida pela distribuição planar de hematita de textura sub-micácea, possui atitude $175^\circ/50^\circ$ (Fig. 2.11a). Trata-se de foliação plano-axial às dobras isoclinais, onde S_0 geralmente é paralelo a S_p . Superfícies de transposição obliteram flancos de dobras isoclinais e definem a foliação S_t . Outras superfícies de somenos proeminência, tais como planos axiais de dobras *chevron* e *kinks*, ainda que presentes, não foram consideradas.

Elementos estruturais lineares

As estruturas lineares foram designadas como lineação de quartzo (L_q), lineação de hematita (L_h), lineação de filossilicato (L_f), lineação de eixo de dobra (L_e) e lineação de canelura (L_c), de modo a ressaltar sua natureza descritiva precípua.

O quartzo fibroso, acicular, encontrado na jacutinga, caracteriza a L_q . É a única lineação mineral que se pode interpretar seguramente no campo como lineação de estiramento, posto que desenvolve-se em regiões de sombra de pressão. Nesta direção ($098^\circ/21^\circ$, Fig. 2.11b) alinham-se fragmentos centimétricos de quartzo desconectados, ao redor dos quais S_p deflete.

Por L_h designam-se indistintamente na Fig. 2.11c as lineações mineral, de interseção e de estiramento dadas pela hematita. A hematita apresenta-se à vista desarmada com sutil arranjo linear em sua disposição planar. Esta lineação mineral é tão facilmente confundida com lineação de interseção, resultante da intersecção da superfície de bandamento com a de foliação, que fez-se mister tomá-las genericamente por L_h . A lineação de interseção pode desenvolver-se a tal ponto de exibir estruturas tipo "lápiz" (*intersection pencil structure*, Ramsay & Ruber 1983). As L_h como lineação de estiramento somente podem ser asseveradas ao microscópio petrográfico.

À Lf correspondem as lineações dadas por filossilicatos (i.e. talco) distribuídos em delgadas bandas nos itabiritos. Como se apresentassem geralmente ondulados por leves crenulações, sua representação em estereograma (Fig. 2.11d) mostra tendência a disposição em grande círculo. Não obstante, a escassez de dados lineares proíbe qualquer assertiva.

Tanto os eixos de dobras isoclinais como de dobras em bainha atendem pela denominação de Le. Uma vez que as dobras em bainha têm seus eixos tendendo ao paralelismo à direção X (Quinquis et al. 1978, Cobbold & Quinquis 1980), estas apresentam-se como indicativas da direção de estiramento. Em estereograma (Fig. 2.11e), definem máximo em $106^{\circ}/16^{\circ}$, próximo daquele estabelecido por Lq. Não há guirlanda de charneira (*fold-hinge girdle*, Williams 1978), característico da rotação de eixo de dobra em direção a X. Dobras contemporâneas (Escher & Watterson 1974) desenvolveriam este tipo de guirlanda.

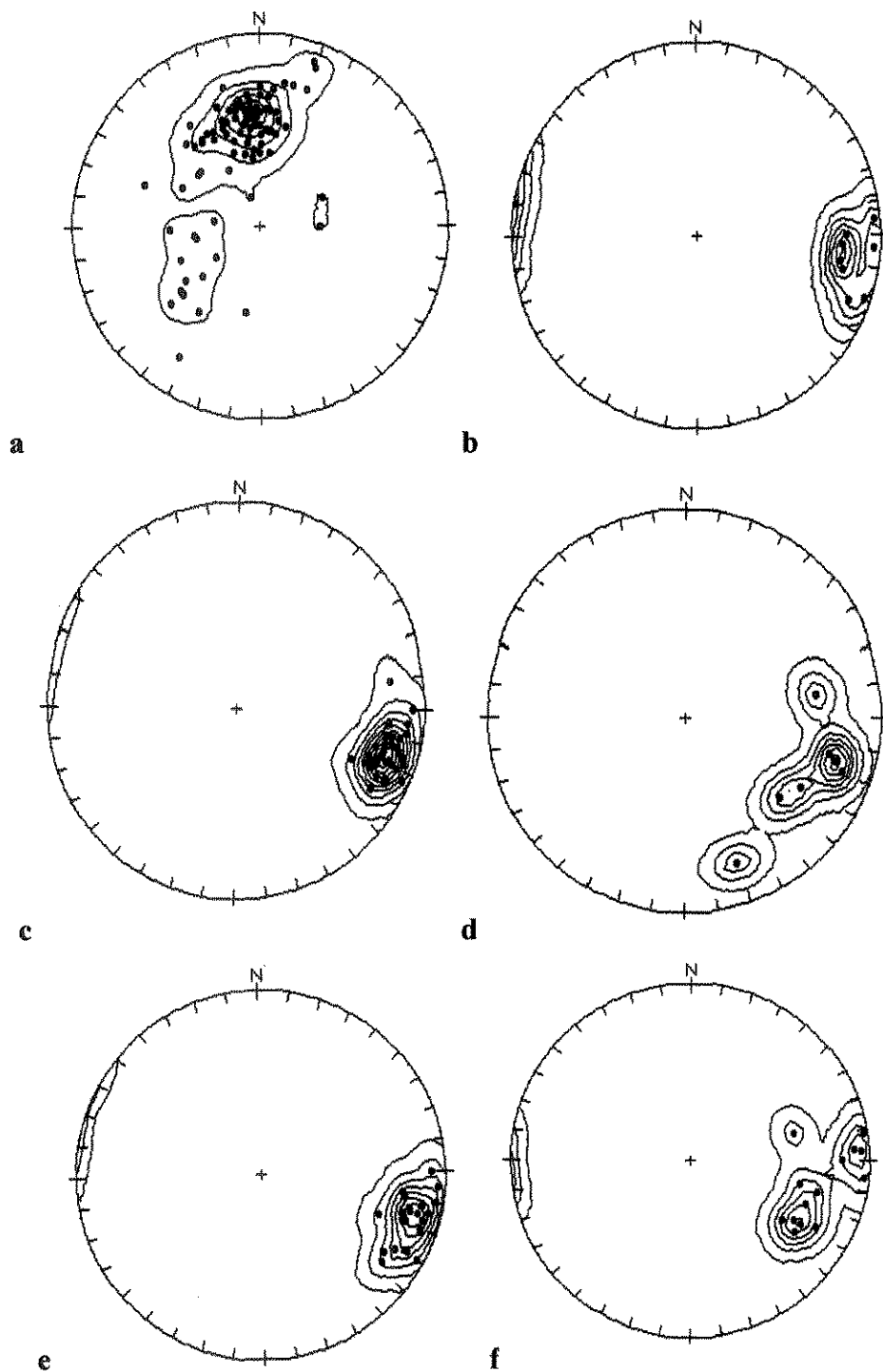
Por fim, a Lc indica a orientação de proeminências lineares descontínuas em Sp. Tais caneluras têm preferencialmente a atitude $120^{\circ}/21^{\circ}$ (Fig. 2.11f), apesar do parco número de medidas.

Confrontando-se os máximos apresentados por Lq e Lh, constata-se que há diferença de aproximadamente 20° na direção. Pode-se tentativamente explicá-la pelo fato de Sp conter superfícies de cisalhamento (Sc) levemente oblíquas, somente discerníveis com segurança em cortes perpendiculares a Lq. Reside aqui um ponto digno de nota, que é aquele concernente à relação geométrica entre lineação de estiramento e direção de movimento em superfícies C (Berthé *et al.* 1979), ou seja, superfícies ou estreitas zonas onde há concentração de deformação. Para sua interpretação cinemática, concluem Lin & Williams (1992), deve ser considerado a projeção ortogonal da lineação de estiramento sobre a superfície C, ao invés da própria lineação de estiramento.

Mesoestruturas

Operações de lavra propiciam cortes e exposições que permitem o acesso à mesoestruturas e suas relações geométricas. Nesse sentido valeu-se o acompanhamento da lavra do minério aurífero do banco 1130. Dois cortes sub-perpendiculares, nas direções E-W e N-S, possibilitaram verificar o quadro estrutural da jacutinga.

Na seção E-W, o itabirito silicoso, friável, tem sua Sp a contornar corpos auríferos lenticulares, em forma de *boudins*, numa feição análoga aos *bunches*



Figuras 2.11: Estereogramas (hemisfério inferior) de: **a)** foliação principal (Sp, N=98); **b)** lineação de quartzo (Lq, N=9); **c)** lineação de hematita (Lh, N=39); **d)** lineação de filossilicato (Lf, N=7); **e)** lineação de eixo de dobra (Lc, N=23); **f)** lineação de cancelura (Lc, N=14).

descritos por Henwood (1871). Tais “buchos” auríferos dispõem-se em linhas (Henwood 1871) segundo Lq (Fig. 2.12a). Algumas gretas de tração (*tension gashes*) de quartzo e especularita interceptam Sp em alto ângulo.

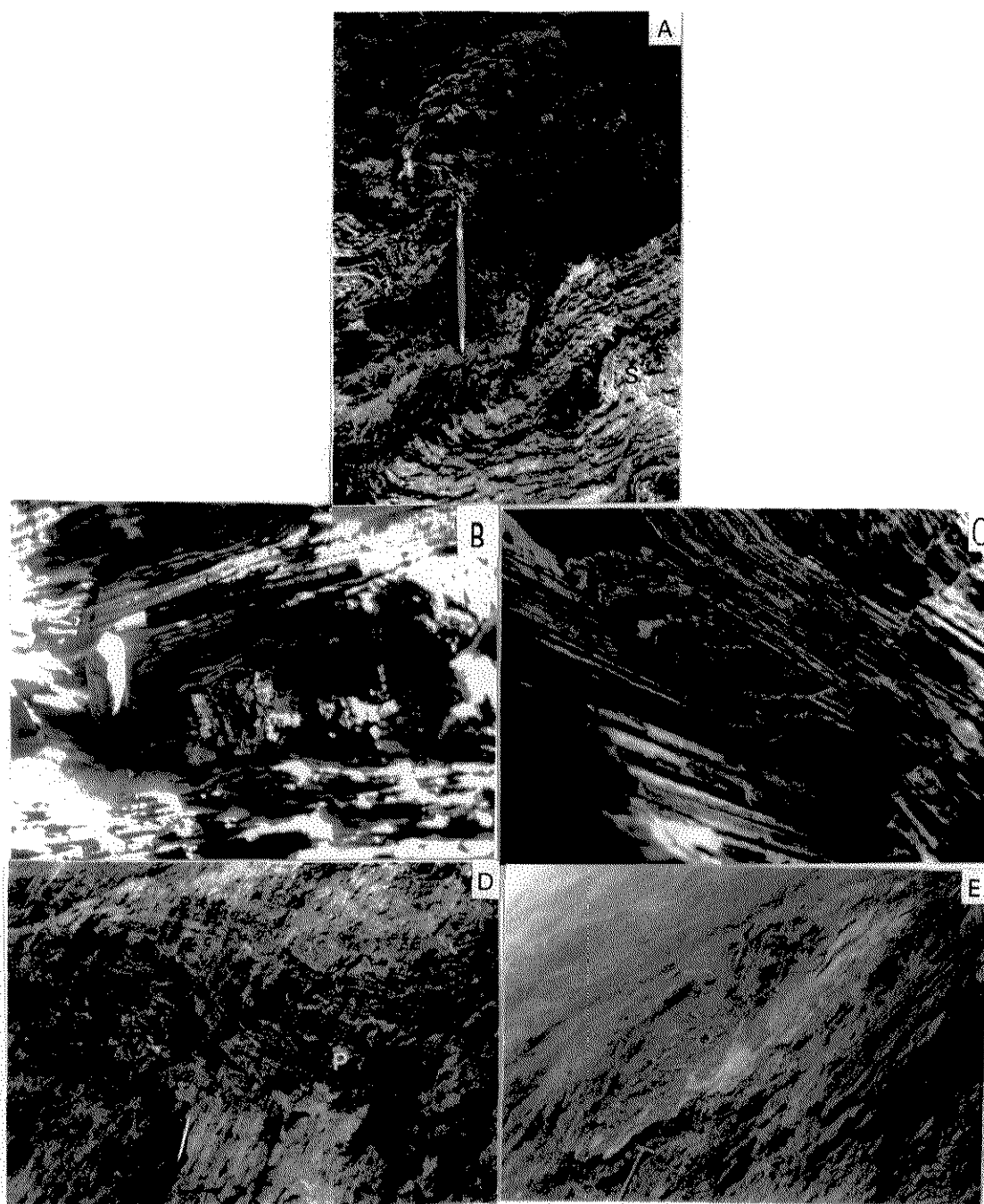
O itabirito silicoso, em corte N-S, passa a itabirito manganêsífero, estando este em contacto com hematita compacta na capa. No itabirito manganêsífero pequenas zonas de cisalhamento, dispostas obliquamente em baixo ângulo à Sp, hospedam buchos mineralizados. Associadas estão lentes de cisalhamento elípticas (*shear lenses*, Ghosh & Sengupta 1987) e dobras assimétricas (Fig. 2.12b) com senso de cisalhamento para N. Há ainda estreitas faixas alongadas de material pulverulento, que também se revelaram auríferas, onde às suas margens cuidadosa inspeção revelou dobras sem raiz poucos centímetros. Faz-se notar, portanto, a descrição indelével do posicionamento da mineralização em sítios de maior concentração de deformação. Cabe ainda salientar que os teores de ouro cessam quando há acumulações de quartzo maciço e/ou hematita compacta, como previamente constatado por Henwood (1871) para a antiga mina.

Ainda pertinente à zona aurífera, agora em seu prosseguimento para E, a fotografia da Fig. 2.12c registra transposição do bandamento composicional do itabirito (S₀) por Sp. Também contém em si sentido de cisalhamento para N (Fig. 2.13). O itabirito silicoso é, do mesmo modo que no banco 1130, a lapa da jacutinga.

Outra estrutura mesoscópica pode ser vislumbrada no minério de ferro. Não são incomuns núcleos de hematita compacta envoltos por minério de hematita pulverulenta. Suas bordas amiúde possuem trama planar pouco desenvolvida, porém realçada nas porções intemperizadas. Por vezes, verifica-se alternância de bandas de hematita compacta e hematita pulverulenta manganêsífera na zona de contacto entre o núcleo compacto e a encaixante pulverulenta. Relações de campo como esta são melhor entendidas ao se classificar aqueles núcleos como *pods* (Bell & Hammond 1984), ou porções em forma de amêndoas de rocha menos deformada. Ilustrativa desta feição, a Fig. 2.12d ainda exhibe dobras geradas e progressivamente redobradas pela perturbação que os *pods* exercem no fluxo material (Lister & Williams 1983).

Quanto às dobras, aquelas em bainha assumem dimensões métricas (Fig. 2.12e) e tendem a exhibir forma em olho característica. As abundantes dobras isoclinais possuem perfil algo complicado e seu caráter não cilíndrico é creditado à superposição de

dobras tipo *kink*, tardias. Face à complexidade do estudo de padrões de redobramento (Thiessen 1986), nenhuma atenção foi devotada à definição do padrão de interferência.



Figuras 2.12: A) bucho aurífero rico em manganês encaixado em zona de concentração de deformação; atentar para deflexão da foliação e lente de cisalhamento (s) associada (direção S-N); B) bucho aurífero de forma oclar; notar presença de quartzo acicular (fotografia na direção E-W); C) transposição de foliação em itabirito silicoso (direção N-S); D) *pods* (p) de hematita compacta envoltos por hematita branda (vista aproximada para 110°; E) dobra em bainha em itabirito ocreoso com forma de olho (seção em alto ângulo ao eixo da dobra, vista para 110°).



Figura 2.13: Esquema de evolução da transposição do bandamento composicional (a) pela foliação principal (b) para a Fig. 2.12c.

As mesoestruturas anteriormente descritas desenvolveram-se em condições plásticas com algumas manifestações rúpteis, como evidenciam as gretas de tração. Condições rúpteis-dúcteis subsequente estão manifestas pela formação de dobras tipo *kink* e crenulações.

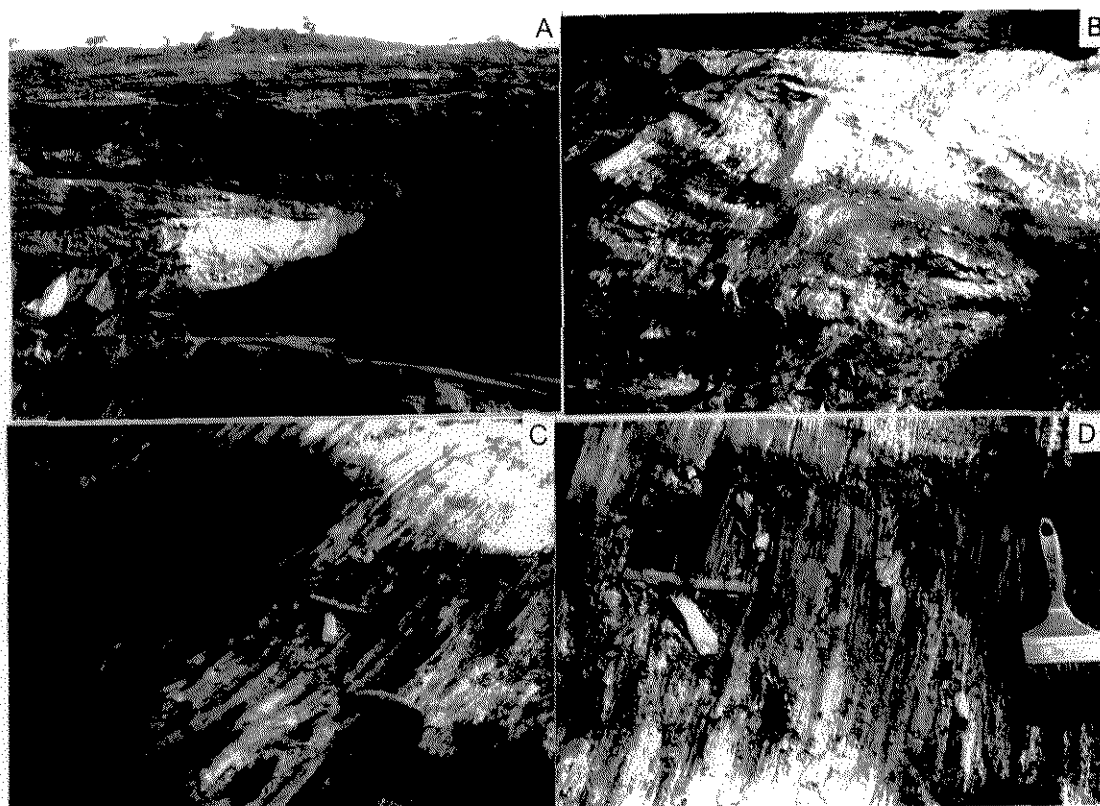
Talvez a mais insigne mesoestrutura de natureza rúptil sejam as brechas oriundas da fragmentação de talco-xisto (Figs. 2.14a e b). Constituem-se de clastos com anisotropia linear, caóticos, localizados exclusivamente nas partes côncavas da superfície ondulada (grosseiramente convexas) do próprio talco-xisto (Figs. 2.14c e d). M. Arthaud (com. pessoal, 1994), em sua interpretação cinemática (Fig. 2.15), tem sugerido que o movimento na direção N-S, atestado por estrias de deslizamento, encontraria resistência das porções côncavas que, então, fragmentar-se-iam. O posicionamento dessas brechas sintectônicas perfazem indicador cinemático para N.

Última mesoestrutura a ser descrita, esta desperta interesse por sua feição divergente. Ilustram-na as Figs. 2.16a e b, onde podem ser ressaltadas: a) uma porção central, entre as falhas, com dobras tipo *kink*; b) ramificação do “caule” de falha como bandas de cisalhamento, ainda que sua existência inequívoca seja impossibilitada pela cobertura de material desagregado; c) deflexão de Sp de modo divergente ao longo das bordas da porção central; d) incidência de dobras tipo *kink*, com direção NE, somente na porção central. A interpretação desta estrutura será abordada adiante, oportunamente.

Microestruturas

A área mineralizada da galeria antiga permitiu o estudo das texturas do minério de ferro desde o itabirito silicoso da lapa até o centro da zona mineralizada. Infelizmente, a natureza friável das rochas malograram as tentativas de obtenção de amostras orientadas.

As microestruturas doravante descritas, portanto, são desprovidas de orientação e obtidas, muitas vezes, de material desagregado.



Figuras 2.14: A) vista geral da exposição de talco xisto; B) detalhe da superfície ondulada e estriada do talco xisto; C) clastos com anisotropia linear dispersos caoticamente; notar estrias mergulhando para S; D) fotografia oblíqua à anterior denotando o posicionamento da brecha em depressões de forma grosseiramente convexa. Corpo de hematita-talco xisto (mapa, anexo I).

A Fig. 2.17 se constitui, entretanto, em exceção por possuir orientação. Fora da jacutinga (aurífera) os itabiritos ainda contém relictos de magnetita nas bandas escuras de óxidos de ferro (S_0). Estes relictos perfazem o conjunto de microestruturas que indicam movimento paralelo ao bandamento composicional (Fig. 2.17). Para este exemplo oriundo do itabirito da capa, o corte contendo lineação ($\approx 110^\circ$) de estiramento, perpendicular à foliação, exhibe sentido de movimento dextrogiro.

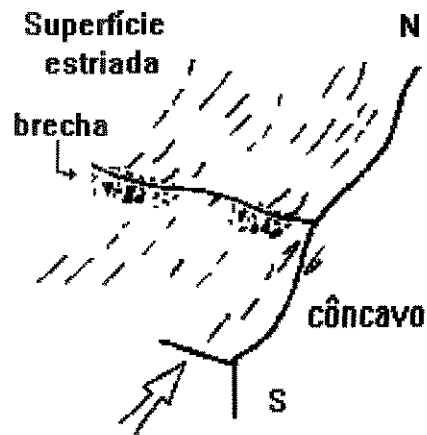


Figura 2.15: Ilustração esquemática, segundo interpretação de M. Arthaud (com. pessoal, 1994), para formação de brechas sintectônicas no hematita-talco xisto que, limitadas às porções côncavas da superfície estriada, implica em transporte para N.

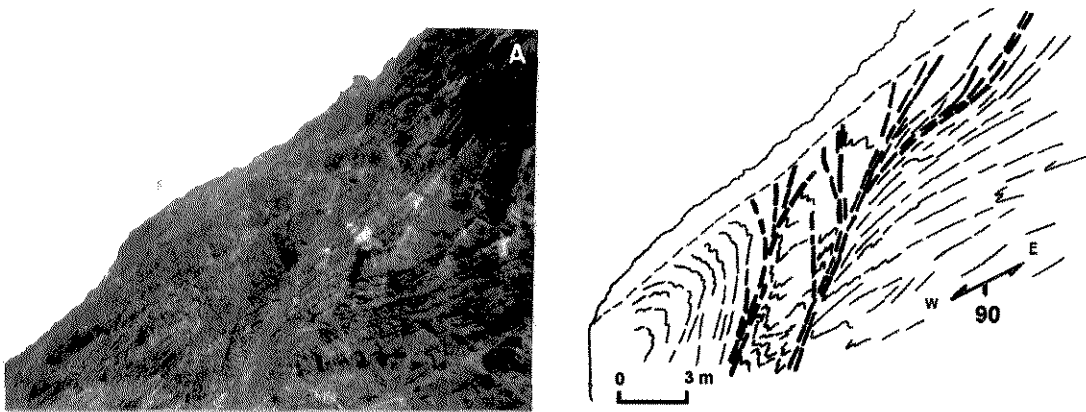
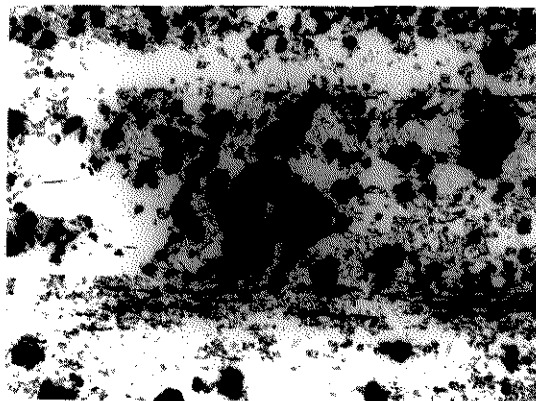


Figura 2.16: A) Fotografia (para 110°) de estrutura divergente em itabirito silicoso; B) esquema realçando estruturas da fotografia. Notar incidência de dobras tipo *kink* na parte central, entre falhas. Localizado no banco 1140, cerca de 15 m a norte da zona aurífera (mapa, anexo I)

No campo, a zona mineralizada é marcada pela abundante existência e formação de especularita e desaparecimento de magnetita. Microscopicamente, à passagem das rochas encaixantes para o sítio aurífero tem-se determinadas microestruturas: do itabirito silicoso da lapa, caracterizado por hematita xenomórfica com trama de subgrãos de bordas irregulares, alguns com bordas poligonais, segue o desenvolvimento de núcleos de hematita manteados por novos grãos de hematita (Fig. 2.18). Trata-se de textura de núcleo e manto (*core and mantle texture*, Gifkins 1976). Em direção a parte central da jacutinga (amostra GL-18c, Fig. 3.9) há surgimento de verdadeiras fitas de hematita

neoformada (Fig. 2.19). A observação mais cuidadosa destes novos grãos revela subgrãos euédricos dentro de mesmo grão de hematita (Fig. 2.20a e b).



— 0,2 mm

Figura 2.17: Microestrutura indicando sentido dextrogiro. Notar hematitas estiradas (h). Fotomicrografia em luz transmitida (nicóis paralelos).

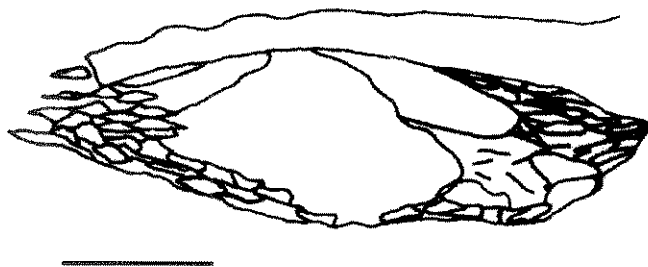
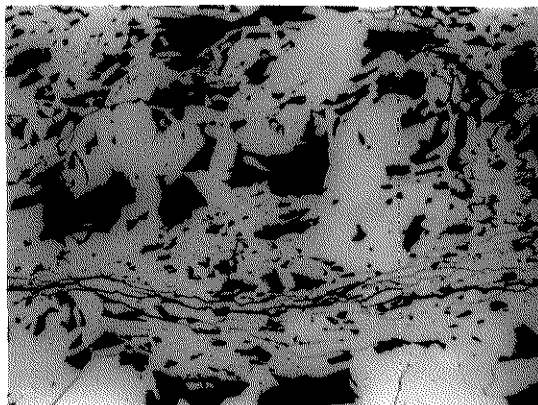


Figura 2.18: Textura núcleo e manto, onde núcleo menos deformado é mantado por novos grãos (de hematita). Barra de escala de 0,2 mm.



— 0,1 mm

Figura 2.19: Fita de neocristais de hematita cortando hematita menos deformada. Luz refletida, nicóis paralelos (LR //).

Indo, enfim, para a porção central, nos buchos ocelares, de poucos centímetros, composto por especularita e talco ($\pm$ caulinita, $\pm$ quartzo) verificam-se dobras sem raiz em especularita (Fig. 2.21). O talco encontra-se como agregados radiais e o quartzo, em diminuta quantidade, como segmentos orientados preferencialmente.

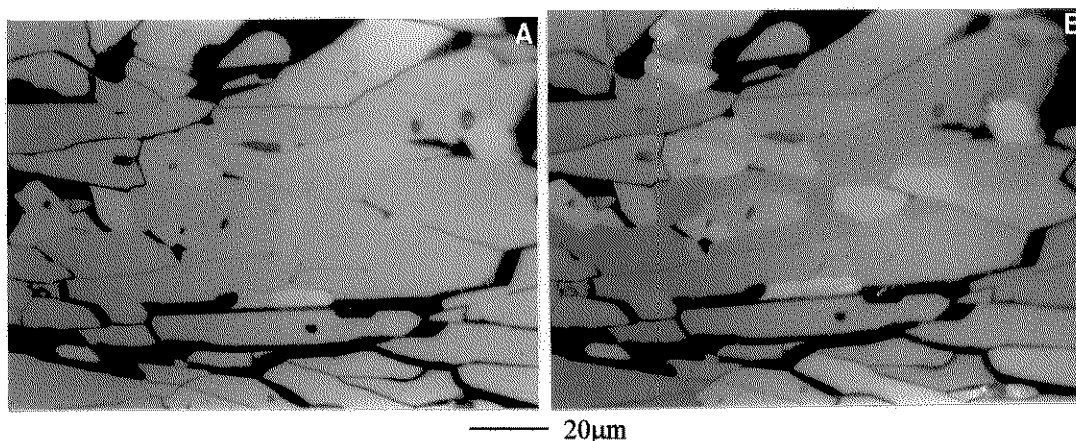


Figura 2.20: Subgrãos euédricos de hematita. (A) nicóis paralelos, (B) nicóis levemente descruzados (LR em óleo).

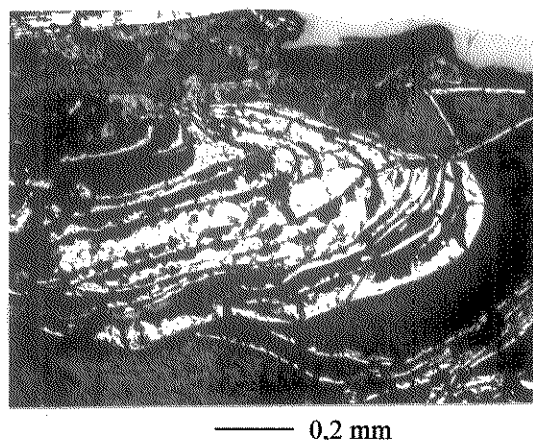


Figura 2.21: Dobra sem raiz em especularita, bucho ocelar da galeria antiga (LR//).

Discussão

• Mesoestruturas

As mesoestruturas então descritas podem ser consideradas à luz do conhecimento da geologia estrutural do sinclinal de Gandarela, ainda que a exigüidade da área estudada e o tipo de abordagem - longe daquele requerido para análise estrutural - coíbam interpretações concludentes.

Balizado pelas falhas de Cambotas e do Fundão, o segmento NE do sinclinal de Gandarela, onde se situa a mina de Gongo Soco, teve os metassedimentos do SGM comprimidos contra o complexo granito-gnáissico de Caeté por cavalgamentos (Rosière *et al.* 1991). Além de arrastar os quartzitos da Formação Moeda, os cavalgamentos interceptaram aqueles do sistema Córrego do Garimpo (Crocco-Rodrigues *et al.* 1989). Três fases têm sido interpretadas, pelos aludidos autores, para este evento compressivo. Zonas de cisalhamento de caráter dúctil a dúctil-rúptil em situação de rampa frontal e lateral do sistema Cambotas-Fundão se traduziriam em zonas transpressivas. Rotação de eixos de dobra em direção ao estiramento e foliação milonítica caracterizam esta primeira fase. Em condições rúpteis-dúcteis, a segunda e terceira fases promoveram formação de dobras tipo *chevron* e *kink-bands*, como também clivagens espaçadas e falhas inversas de alto ângulo.

Assim, seria possível relacionar as mesoestruturas da seção E-W, que indicam movimento subhorizontal na direção aproximada 110°, e aquelas da seção N-S, que manifestam movimento para N, ao quadro estrutural sugerido por Rosière *et al.* 1991. Se tal regime transpressivo em rampa lateral é correto, há possibilidade de que a estrutura divergente da Fig. 2.16 constitua estrutura em flor positiva (Raphael Cabral *et al.* 1995).

• Microestruturas

Da borda até o centro da zona aurífera verifica-se, pois, o desenvolvimento de cristais de hematita dinamicamente recrystalizados. Estes neoblastos de hematita podem ser equiparados à hematita II de Rosière (1983), Rosière & Chemale (1991). Logo, a textura núcleo e manto da Fig. 2.18 teria como núcleo e manto as hematitas I e II, respectivamente daqueles autores. A foliação então definida pelas hematitas neoformadas surge a partir da recrystalização de óxidos pré-tectônicos, sendo acompanhada pelo aumento da fugacidade do oxigênio em zonas de maior concentração de deformação (Rosière *et al.* 1993), onde percolação de fluidos hidrotermais auxiliaria o abrandamento (*softening*).

Os processos de recrystalização dinâmica são particularmente importantes por serem fundamentais ao abrandamento, indispensável à acomodação de deformação em zonas de cisalhamento (White *et al.* 1980). O mecanismo de deformação que envolve processos de deslocamento de discordâncias é a plasticidade cristalina (Knipe 1989). Para condições de

baixa temperatura, a plasticidade cristalina opera através de determinados planos de deslizamento, por onde uma cela unitária do cristal se desloca (vide Fig. 2.2 de Hobbs *et al.* 1976, por exemplo). A consequência geral de tal processo é a indução de encruamento, ou seja, a resistência à deformação. As temperaturas mais elevadas vêm promover processos de recuperação que aumentam a ductilidade do material. Então, como contraposição ao encruamento dá-se o deslocamento de discordâncias na rede cristalina (*dislocation creep*), onde microestruturas típicas (White 1973), como subgrãos e novos grãos, são geradas. Em condições mais severas de temperatura (900°-1100°C), o mecanismo de deformação de Fe₂O₃ policristalino é o de difusão denominado *Nabarro-Herring creep* (Crouch 1972), o que não é o presente caso.

Considere-se, supostamente, a formação de novos grãos de hematita por *dislocation creep*; então, como a trama de subgrãos das hematitas (Figs. 2.20a e b) tem subgrãos individuais com mesmo *habitus* dos novos grãos, é possível que os novos grãos tivessem sido originados por progressiva desorientação daqueles subgrãos (Poirier & Nicolas 1975). Entretanto, estudos detalhados têm sugerido que o desenvolvimento de trama orientada em corpos hematíticos seja efetuado por mecanismos de difusão (Rosière 1994).

Relação entre jacutinga aurífera e estruturas

A associação de porções auríferas com feições estruturais é desde há muito conhecida em Gongo Soco, como em outros depósitos do QF (Henwood 1846c).

Em Gongo Soco notava-se o paralelismo dos buchos auríferos a elementos lineares¹, assim como nuances ao longo destas direções². De maneira categórica, Henwood (1871) constata que:

"On either side of both shoots in the auriferous (vein) bed, the Gongo iron-strata assume, for some distance, a thick lamellar and granular texture; (...) whilst beside the larger they become softer, than elsewhere (...). These changes respectively begin and end at neighbouring - if not, indeed, at the very same - waves or ripples in the strata; which, as already shown, everywhere dip towards the east".

Em linguagem corrente, tal descrição traz à mente a imagem de zona de concentração de deformação, segundo a direção E (estiramento), a provocar dobras por

¹ *"The same lines of cleavage are common to the auriferous portions of the Gongo formation, and to the wedge-shaped (horse) mass of iron- ore and quartz, which interlies them towards the east"* (Henwood 1871).

² *"(...) that part of the main jacutinga lying to the south of a hard 'dead' stratum or 'horse', which thrusts itself into the jacutinga at the 41 fathom level at Gibson's shaft, and appears to be increasing in size as it goes eastward"* (Hocheder 1837).

arrasto, em que coube ao abrandamento a contextura macia da rocha. É interessante notar que eram, possivelmente, zonas de cisalhamento que, ao transpor foliação, acarretavam mudança de atitude³ dos leitos que, então, tornavam-se mais ricos, sendo também condicionados à direção E⁴ (Henwood 1871).

Comparando os dados obtidos em superfície no presente estudo às antigas descrições do minério aurífero em profundidade, pode-se arrolar as seguintes conclusões:

- Os corpos auríferos, concordantes à foliação da rocha encaixante, orientam-se segundo a lineação de estiramento na direção aproximada 090° a 110°, com suave caimento.
- Ao longo desta direção os corpos acunham-se, assumem formas lenticulares e, com efeito, desaparecem para ressurgirem metros adiante (a leste).
- Concentrações auríferas se verificam em superfícies de transposição (St) que mantêm mesma direção que a foliação principal (Sp), porém mais inclinadas. Trata-se de zonas de cisalhamento de poucos decímetros de espessura.
- O ouro sempre está associado à hematita branda, pulverulenta, preferencialmente na zona de contato com leitos ou corpos de hematita compacta. Estes últimos funcionaram como anteparos impermeáveis à passagem dos fluidos responsáveis pelo abrandamento da hematita e pela mineralização aurífera.

³ "For of every auriferous band in both series, the highly inclined portions are most, whilst the flattest are least, productive" (Henwood 1871).

⁴ "In the backs of the twenty-seven fathom level: (a) East of Macfarlane's shaft, on the, so called, north lode, we have regularly had a good produce for the washing house. The **western part** of these workings appears **rather unpromising**, the strata are **inclining considerably towards the south**, and taking a different character from that usually attaching to the "north vein". **The eastern part of the vein** has continued down upon the back of the twenty-seven fathom level, at a **nearly vertical dip**, and about nine fathoms further **eastward**, towards Lyon's shaft, we had the satisfaction to find the "north vein" in continuation at the bottom of the twenty-seven, where it was cut by a cross-cut, west of Lyon's shaft, and has continued **very productive**, and very probability may be entertained that this rich vein goes down to a greater depth than formerly supposed" (Hocheder 1834a)

III. A Mineralização Aurífera de Gongo Soco

*"A blow of the pick may turn the way
from poverty to wealth" .*

Eschwege¹ (1777-1855)

III.1 - A jacutinga de Gongo Soco

Introdução

Duas formações eram distinguidas na mina de Gongo Soco (Henwood 1871). A "formação Cumba" (*the southern or Cumba bed*) exibía poucas das características que "pressagiavam" o ouro na "formação Gongo". A "formação Gongo", que em grande parte continha ouro disseminado, consistia de especularita micácea e maciça (*micaceous and massive iron-glance*) com intercalação de minério martítico (*oxydulated iron-ore*²). Preferencialmente associados estavam óxidos de manganês e talco, onde o primeiro apresentava-se em camadas de poucos milímetros até um centímetro em espessura, enquanto o segundo ocorria em bolsões de forma irregular (Hocheder 1833). Era desta "formação" que provinha a riqueza de Gongo Soco (Hocheder 1833):

"About the middle of this jacutinga bed, the manganese mostly abounds in combination, forming one or more layers parallel with the general strata, which renders this part known by its brownish-black colour and increased softness, more or less distinct from the rest of bed. These distinct layers, resembling a bed in the whole body of the jacutinga bed, form the lode, in which the great riches of Gongo Soco are deposited".

Deve-se perceber que Hocheder entendia jacutinga como xisto ferro-micáceo (*iron-mica-schistus*) e que, portanto, é equivalente a "formação Gongo" de Henwood (1871).

Nesta formação o ouro era encontrado em "buchos" (*bunches*), paralelos a foliação da encaixante, freqüentemente contidos em leitos manganésiferos acompanhados de especularita e talco (Hocheder 1833). A presença, inconstante, de

¹ Citado por Eugenio Elmo (1913, in Ferraz 1928) a respeito da extraordinária riqueza da jacutinga.

² Parece se tratar de magnetita martitizada, pois Eschwege (1823) escrevia: *octaèdres de fer oxidulé*, onde a forma octaédrica sugere magnetita.

quartzo não era significativa para mineralização; era, ao contrário, constituinte principal das camadas estéreis às quais os estratos auríferos passavam em direção a leste (Henwood 1871). Por conseguinte, Hocheder (1834b) inferia que não havia relação entre quartzo e deposição de ouro³. Assim, o quartzo era tido como “ingrediente” indesejável à mineralização. Parecia, então, que as porções ferríferas possuíam mais ouro que as menos ferríferas (Hocheder 1834b, Henwood 1871), principalmente aquelas mais brandas e úmidas⁴ (Lyon 1830).

Genericamente, Henwood (1871) dividia a formação ferrífera em dois grupos, designadamente itabirito e jacutinga. Uma vez mais, a opção por transcrever uma definição no original se justifica para eximir erros de interpretação:

“The jacutinga is composed in great measure of iron-glance, mixed generally with small quantities of earthy manganese, and frequently with minute proportions of oxydulated iron, earthy (brown and black) iron-ore, titaniferous iron-ore, or the hydrous oxide of iron also; but seldom with all these at once. Talc, either foliated or massive, forms - especially in upper parts of the group - isolated masses and thin layers; but quartz is a rare, and an unwelcome, ingredient” (Henwood 1871).

Os pequenos depósitos lenticulares (*bunches*) de alto teor imputava-se-lhes também a denominação “jacutinga”. *“Estes nucleos e lentes de jacutinga ora são descriptos como sendo de pyrolusito pulverulento e tenro, rico em ocre e às vezes misturado com palhetas de talco, ora como sendo de hematita micasea pulverulenta sem palhetas de talco, mas misturadas com argilla branca”* (Hussak 1906). Para amostras de Gongo Soco por ele examinadas observava *“hematita schistosa contendo muito pouco quartzo; encontrava-se um pouco de pyrolusito e limonito terroso juntamente com algumas palhetas de talco e massas de aspecto de kaolinito. Como mineraes accessorios encontravam-se zirconio rolado, rutilo e cassiterita”*.

Trabalho presente

Os antigos relatos e descrições têm sido fundamentais pois prestam-se como parâmetros de comparação, essenciais ao estudo de dois sítios de jacutinga aurífera da mina de ferro de Gongo Soco. Um destes parâmetros é a ubiquidade das porções manganesíferas. Perfis realizados em trincheiras do banco 1130 (Figs. 3.1 e 3.2) mostram que corpos mineralizados coincidem com leitos manganesíferos ou contém

³ “(...) the depositum of gold in jacutinga had no relation to the quartz formation of this country”, Hocheder (1834b).

⁴ “It is remarkable throughout Gongo, that the wettest, softest, and most treacherous part is that accompanying the branch (...). Our last new strakes, six in number, are quite a picture (...), and have yielded on average for five weeks one pound and a half of gold per diem!” (Lyon 1830).

intrinsecamente óxidos de manganês. A Fig. 3.3 ilustra o contato entre itabirito silicoso e minério de ferro manganífero, onde os depósitos estão hospedados neste último. À suposição inicial de tal condicionamento às partes manganíferas sobreveio constatação, mesmo qualitativa, de amostragens de canal: onde havia manganês, pintas de ouro surgiam na bateia (Tabela 2.1); entretanto, não necessariamente o ouro “pintava” o fundo da bateia em todas as seções de canal que contivessem manganês.

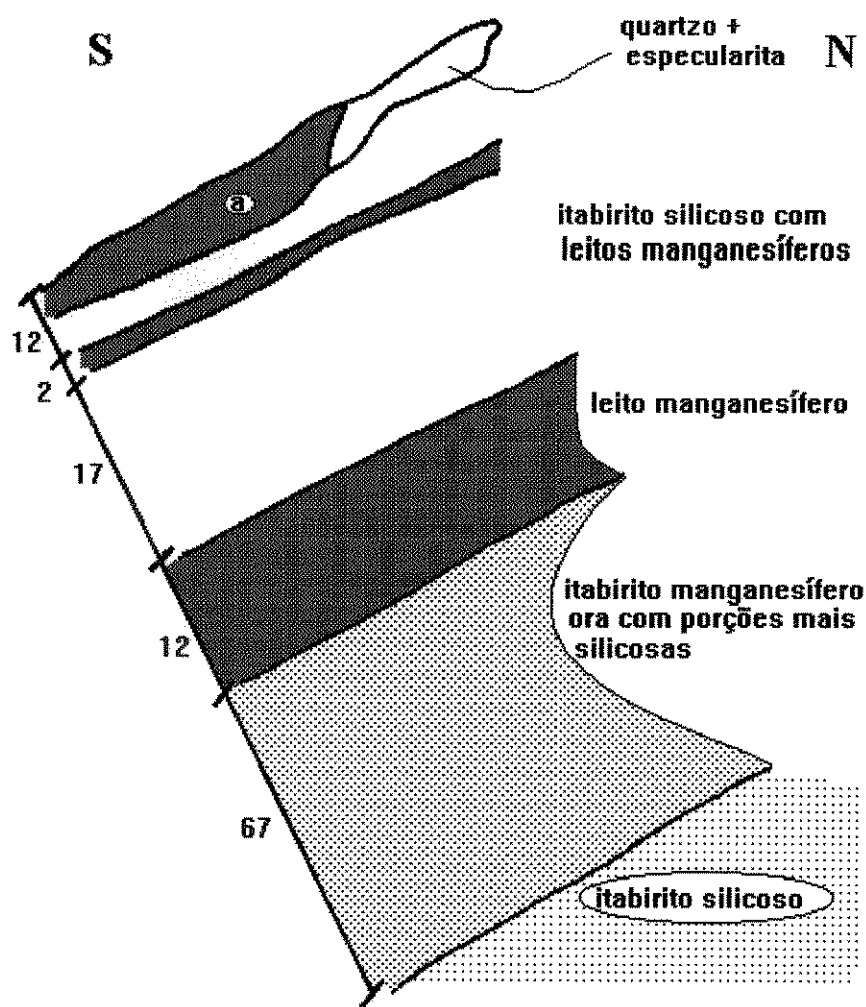


Figura 3.1: Perfil esquemático de trincheira no banco 1130. Designado por *a* um corpo lenticular composto por especularita, manganês pulverulento, agregados de talco e quartzo acicular, com *plunge* suave para E, em pequenos nichos oclares. Medidas de espessura em centímetros.

Um refinamento desta observação de campo foi realizado há alguns anos (F.E. Renger, com. pessoal, 1995) em furos de sonda pelo antigo *Lyon's shaft*. Os conteúdos de ouro e manganês do furo F-10 (Tabela 3.1, Fig. 2.5), quando colocados em gráfico (Fig. 3.4), sugerem a idéia de que não há correlação entre tais elementos em escala decimétrica (Renger & Raphael Cabral 1995). A Fig. 3.5 descreve a seção

analisada, onde se deve notar o surgimento de especularita à proximidade da acumulação aurífera.

Corpos lenticulares de jacutinga também podem estar inseridos no itabirito silicoso. A dessemelhança entre as encaixantes (i.e. minério de ferro manganésífero e itabirito silicoso) não se traduz em mudanças significativas no minério aurífero. Do exame de uma única exposição de jacutinga em itabirito silicoso tem-se a ressaltar a forma ocelar e desconecta dos “buchos” mineralizados, em torno dos quais a foliação do itabirito hospedeiro deflete (Fig. 3.6). Sua constituição é dada por especularita, talco, material com aspecto de caulinita, material limonítico, quartzo e óxido de manganês. Uma análise semi-quantitativa por difratometria de raios-X está na Tabela 3.2.

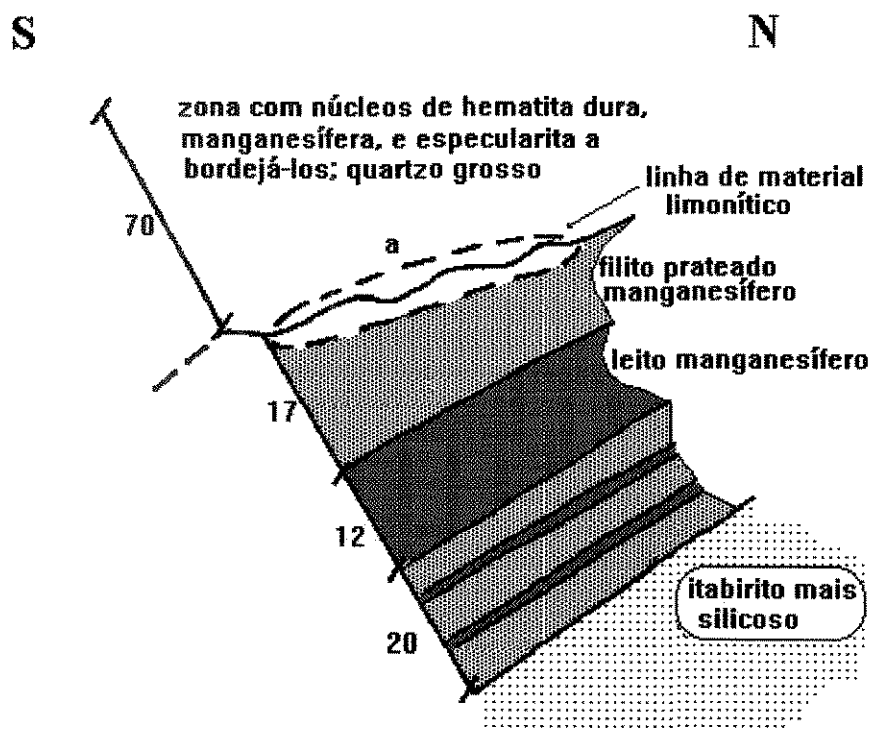


Figura 3.2: Perfil esquemático de trincheira no banco 1130 a aproximadamente 10 m a E da primeira (Fig. 3.1). Tem-se por a uma zona com núcleos de poucos centímetros de material talcoso em matriz manganésífera. O pouco quartzo aí existente está em bolsões ocelares de alguns poucos centímetros e tem forma acicular (estirado) com caimento suave para E.

Na mineralização aurífera de Gongo Soco, a especularita apresenta-se sob duas formas. Quando em (i) finos flocos à semelhança de “purpurina” - termo que talvez melhor transmita a imagem de sua textura micácea e pulverulenta - limita-se aos

buchos auríferos. Principalmente na (ii) forma de bolsões isolados, ora em algumas gretas de tração, tende a assumir dimensões maiores, centimétricas, e aspecto maciço.

Como agregados, chegando a poucos centímetros, encontram-se cristais de talco, tanto dispersos, como associados à porções mais quartzosas. Diminutas palhetas, da ordem de 1 mm, entremeiam-se à especularita fina. Digno de atenção é a concentração de cristais de talco (e especularita) à volta de núcleos de material caulínítico (Figs. 3.7a e b). Dispersos nesta matriz argilosa também podem estar cristais, de dimensões milimétricas, de talco e especularita.



Figura 3.3: Contato entre itabirito silicoso e minério de ferro manganésífero pulverulento, onde situam-se preferencialmente os corpos mineralizados em ouro. Traço de foliação no itabirito silicoso (porção inferior da fotografia) é aproximadamente E-W. Piquetes servem como escala (≈ 15 cm).

TABELA 3.1

Intervalos amostrados (m)	Au (ppm)	Mn (%)
5(I) 15.86-16.86	0.05	0.75
5(II) 16.86-17.80	<0.05	0.73
5(III) 17.80-18.81	<0.05	0.62
5(IV) 18.81-19.64	0.65	1.7
5(V) 19.64-20.33	23.8	1.2
6(I) 20.33-21.30	1.35	0.44
6(II) 21.30-22.75	<0.05	1.5
6(II) 22.75-23.50	<0.05	0.51
6(III) 23.50-24.18	<0.05	0.24

TABELA 3.1: Conteúdos de Au e Mn analisados (por *fire assay*) do furo de sonda F-10; extraído de Renger & Raphael Cabral (1995). Os valores estão apresentados no gráfico da Fig. 3.4. Para localização do furo F-10, vide Fig. 2.1.

A caulinita está distintivamente em núcleos de poucos centímetros, que comumente adquirem forma oftálmica; alguns destes núcleos se mostrando bordejados

por talco e especularita (Fig. 3.7b). Outros núcleos argilosos-talcosos foram submetidos a difratometria de raios-X, cujos resultados estão na Tabela 3.2. Desta depreende-se que aqueles núcleos talcosos, não raro encontrados no minério de ferro brando, contém alguma caulinita e são amplamente compostos por especularita fina. Deve-se ainda registrar que onde há acumulação de óxidos de manganês há tendência a se não observar caulinita.

A presença de material limonítico, de coloração ferruginosa, há tempos consta nas descrições de jacutinga. Forma massas amorfas e chega a ocupar parcelas substanciais de alguns “buchos”.

Componente indesejável das jacutingas outrora lavradas, o quartzo das partes estéreis é tipicamente grosso e comumente leitoso, assim como a especularita, ao passo que aquele associado aos “buchos” possui *habitus* acicular e friabilidade, com coloração amarelada freqüente. Sua feição linear decorre do estiramento, na direção aproximada E-W, por ocupar zonas de sombra de pressão em núcleos de quartzo pouco deformado. Estes núcleos podem ser observados como linhas decimétricas de porfiroclastos. O quartzo acicular também está nas regiões de pinçamento (*necks*) entre corpos lenticulares (*boudins*). Aqueles de aspecto maciço e grosso ocorrem em bolsões com especularita e talco subordinados, e em algumas gretas de tração. Em ambos a especularita compartilha os mesmos atributos texturais do quartzo.

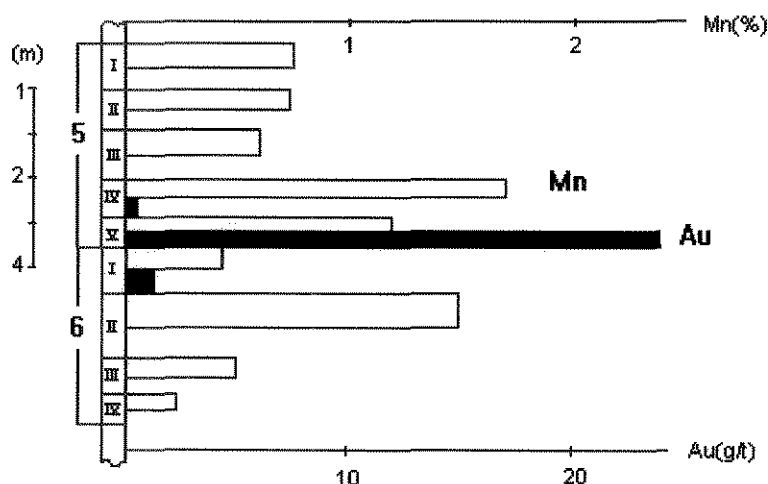


Figura 3.4: Seções analisadas para Au e Mn da Tabela 3.1. Valores abaixo de 0,05 ppm não estão representados. Notar ausência de correlação entre Au e Mn: onde há Au, tem-se Mn, mas não necessariamente toda porção manganesífera contém Au. Extraído de Renger & Raphael Cabral (1995). Intervalo 5 entre 15,86 e 20,33 m (Fig. 3.5); intervalo 6 entre 20,33 e 24,18m.

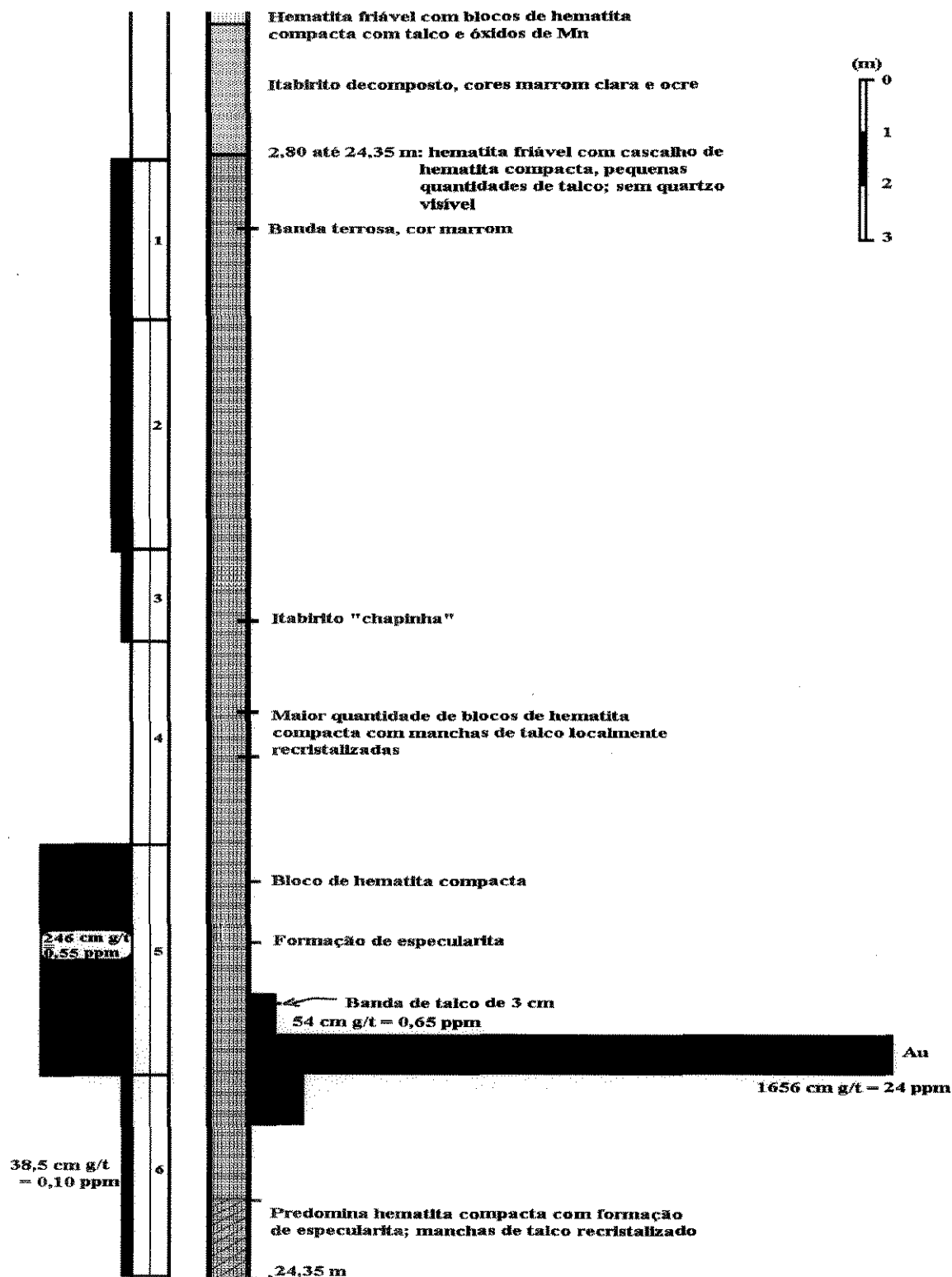


Figura 3.5: Descrição da seção analisada do furo F-10; vide texto e Tabela 3.1. Gentilmente cedido por F.E. Renger, 1995. O teor de ouro está representado em **cm g/t**, unidade obtida multiplicando-se a espessura do horizonte aurífero em centímetros (cm) pelo teor em gramas por tonelada (g/t).

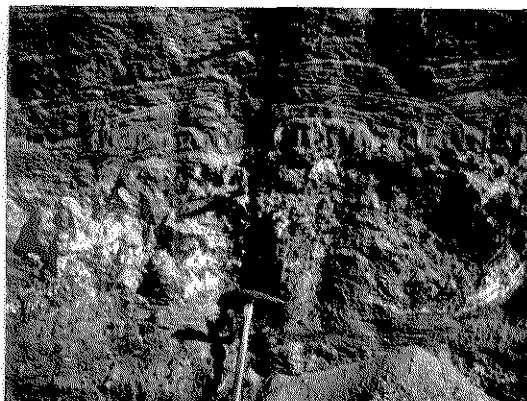


Figura 3.6: Corpo mineralizado em forma ocelar em torno do qual a foliação circunscreve. Compõe-se essencialmente de especularita, talco, material limonítico, caulinita e óxido de manganês, além de quartzo. Exposição do banco 1130 na direção E-W.

TABELA 3.2

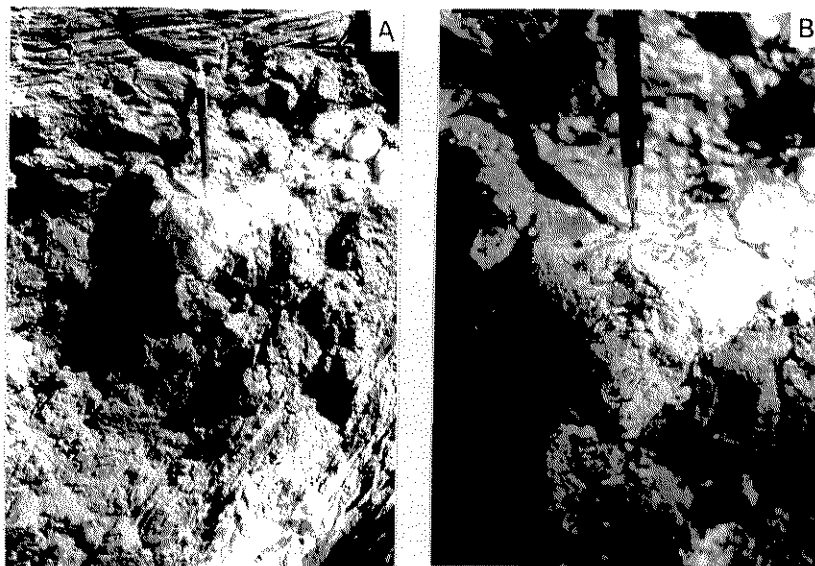
Amostra	17	70	1130 - s/n	1130 - 2 d
Mineral				
Hematita	81	96	-	90
Quartzo	t	t	-	1
Talco	7	2	54	1
Caulinita	t	t	17	-
Goethita/limonita	10	-	27	4
Óxido de Mn	-	-	-	2

TABELA 3.2: Análise mineralógica semiquantitativa (em %) por difratometria de raios-X (DRX). Amostras 1130 são referentes a núcleo argiloso (s/n) e a “bucho” de jacutinga (2d). Amostras 17 e 70 provém, respectivamente, de núcleo de aspecto talcoso no minério de ferro e de minério de ferro de lapa do banco 1130. t = traços.

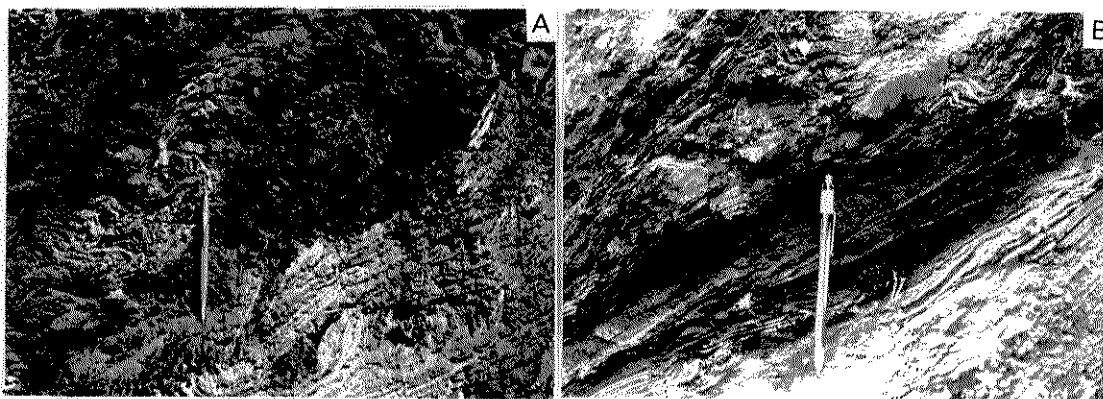
Ao contrário das demais exposições do banco 1130, os “buchos” hospedados em itabirito silicoso não possuem a aparência negra e terrosa conferida pelo manganês. Surpreendentemente, foram daqui as poucas seções polidas onde se pode identificar óxidos de manganês (seção III.4).

Os buchos auríferos do banco 1130, contidos em porções manganesíferas do minério de ferro e/ou itabirito, anteriormente aludidos na seção II.3, exibem essencialmente a mesma composição mineralógica daqueles em itabirito silicoso. Diferenciam-se um pouco no conteúdo de manganês: bolsões manganesíferos estão localizados em zonas de concentração de deformação (Fig. 2.11a e 3.8a); especularita pulverulenta e diminutas palhetas de talco, milimétricas, se espalham a esmo na massa manganesífera. Leitos de poucos decímetros de comprimento, em cujas bordas há dobras sem raiz e arrasto de foliação, concentram finíssimas, da ordem de 1 mm, palhetas de talco de coloração avermelhada (Fig. 3.8b). Zonas e faixas de minério de

ferro dado por especularita pulverulenta e algum talco, ambos de dimensões milimétricas, e quartzo quase imperceptível, desenvolvem-se no contato com núcleos (*pods*) de hematita compacta da capa (Fig. 3.9). Intensa iridescência sobre a hematita marca estes sítios. Os referidos *pods* de hematita compacta não detém mineralização, contendo, quando muito, injeções quartzosas com especularita e talco, caracterizadas pela textura maciça e grossa. Esta constatação não é nova e desde há muito se percebia que onde quer que houvesse hematita dura, os teores cessavam⁵ (Henwood 1871).



Figuras 3.7: A) Núcleo de caulinita envolto por especularita e talco na jacutinga; B) detalhe deste núcleo. Banco 1130, direção E-W.



Figuras 3.8: A) Buchos auríferos manganesíferos localizados em zonas ao longo das quais há arrasto e redobramento de foliação; B) banda de talco pulverulento avermelhado em cujas margens externas incidem dobras sem raiz de poucos centímetros. Seção N-S do banco 1130 (canto direito superior para N).

⁵ "Wherever hard, crystalline, massive iron-glance touches or approaches the auriferous bands, they cease to be productive." (Henwood 1871)



Figura 3.9: Contato entre lente de hematita dura (capa) e minério de ferro brando manganesífero hospedeiro da jacutinga, onde desenvolve-se estreita faixa de especularita cominuída (milimétrica). Não há mineralização aurífera na hematita compacta.

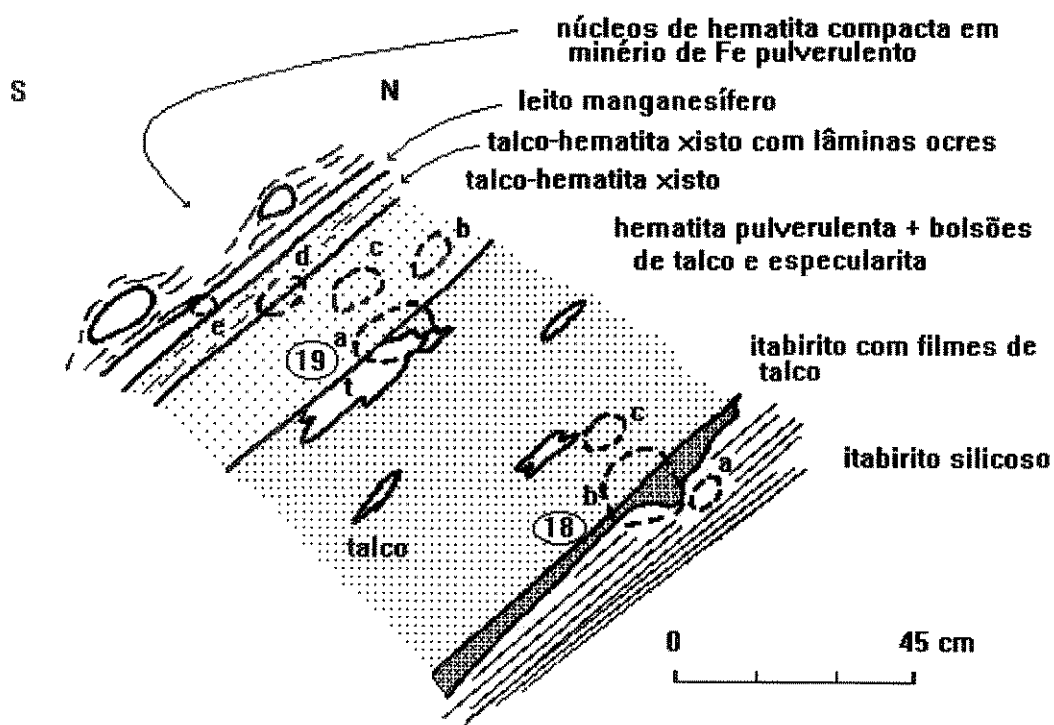


Figura 3.10: Perfil pela zona mineralizada da antiga galeria. Os números e letras assinaladas correspondem às amostras analisadas por DRX da Tabela 3.3.

TABELA 3.3

Amostra	GL							
	18 a	18 b	18 c	19 a	19 b	19 c	19 d	19 e
hematita	85	93	92	94	96	90	94	96
quartzo	12	t	t	t	-	-	-	-
talco	2	4	3	3	2	4	4	2
caulinita	-	1	t	1	1	1	1	-
goethita/limonita	-	-	3	-	-	4	-	-
óxido Mn	-	-	-	-	-	-	-	-

TABELA 3.3: Análise mineralógica semiquantitativa (em %) por difratometria de raios-X (DRX) das amostras do perfil pela galeria antiga (Fig. 3.10); realizada pela SUTEC/CVRD.

À época do trabalho de campo descobriu-se antiga galeria de encosta para prospecção, distando 380 m na direção 097° do banco 1130. Sua seção geológica (Fig. 3.10) também possui itabirito silicoso e lentes de hematita dura como lapa e capa, respectivamente. Repete-se aqui o fato de o ouro estar relacionado à formação de specularita e sua cominuição. Constam em seu perfil (Fig. 3.10) leitos de hematita-talco xisto compostos por specularita e ripas de talco da ordem de 1 mm. Existem caracteristicamente na porção rica em ouro bolsas ocelares centimétricas com talco, specularita e alguma caulinita; quartzo, aqui bastante escasso, tem hábito linear e cai suavemente para leste. Nota-se sem muita dificuldade que este minério possui pouco óxido de manganês, cujo reconhecimento mineralógico não foi à contento. A Tabela 3.3 apresenta resultados semiquantitativos de difratometria de raios-X das amostras assinaladas na Fig. 3.10.

Faz-se necessário ter em mente que muito do manganês facilmente observado no campo ocorre na forma amorfa de *wad*. Parece-nos a única explicação para a difratometria não acusar fase cristalina de variedade de óxido de manganês no leito ferromanganesífero da Fig. 3.10 (amostra GL-19e). Deve-se mencionar que pirolusita identificada ao microscópio foi confirmada no difratograma (Tabela 3.2, Fig. 3.14).

Quanto aos minerais acessórios, infelizmente não foi realizado estudo mineralógico algum. O exame em lupa binocular de concentrados de bateia revelou existência de prismas diminutos de turmalina, com faces estriadas, cor esverdeada e seção triangular arredondada. Alguns poucos grãos de mineral de simetria tetragonal, translúcido, foram interpretados como zircão. Sobre outra fase mineral, nada além de sua coloração amarelada e brilho vítreo pode ser dito. A possibilidade de se tratar de fosfato fica para ser averiguada. A existência de zircão na jacutinga de Gongo Soco já fora descrita há tempos por Hussak (1906).

Para todos os casos descritos é imperativo enfatizar o caráter errático da distribuição do ouro. A menos de um metro, por vezes, ricos bolsões, como o da Fig. 3.11, que teve seu conteúdo aurífero aferido em 72 g/t, não se encontrava pinta alguma no fundo da bateia. Essa distribuição extremamente irregular, não apenas nos “buchos”, como na “formação”⁶, era registrada na produção diária da mina (Tabela 3.4, Henwood 1871). Percebia-se naquela época a diminuição da quantidade de grãos de ouro em direção às bordas dos “buchos”⁷.

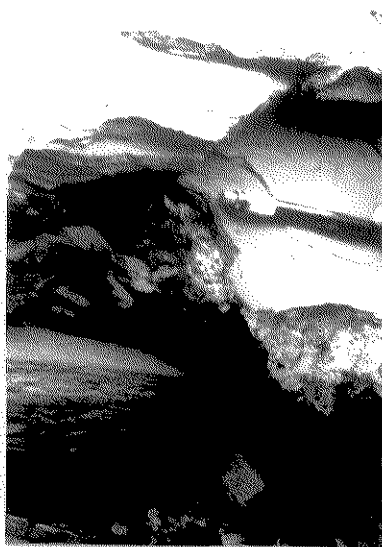


Figura 3.11: Corpo lenticular de jacutinga com sua constituição típica de specularita, talco, caulinite e óxido de manganês. Hospedado em minério de ferro manganésífero, o estreito “bucha” resultou no elevado teor de 72 g/t Au.

⁶ “In places where no gold is visible by the naked eye, it exists disseminated in these layers of the bed”. (Hocheder 1833)

⁷ “Grains, particles, and - sometimes - small nuggets occur in numbers gradually diminishing towards the confines of every bunch; on both sides of large masses, however, adjoining strata are, for short distances, also thinly sprinkled with gold.” (Henwood 1871)

TABELA 3.4

Datas			Washing-house		Stamps*		Total	
			(lbs. Troy)	(kg)	(lbs. Troy)	(kg)	(lbs. Troy)	(kg)
1828.	Fev.	14	9.601	3,58	----	----	9.601	3,58
		15	72.121	26,90	----	----	72.121	26,90
		16	17.680	6,59	----	----	17.680	6,59
1829.	Jan.	22	9.418	3,51	----	----	9.418	3,51
		23	67.213	25,07	----	----	67.213	25,07
		24	10.590	3,95	----	----	10.590	3,95
	Fev.	24	28.916	10,77	----	----	28.916	10,77
		25	81.833	30,52	----	----	81.833	30,52
		26	46.020	17,16	6.225	2,32	52.245	19,48
	Set.	22	37.680	14,05	----	----	37.680	14,05
		23	137.000	51,10	9.000	3,36	146.000	54,46
		24	69.242	25,83	5.500	2,05	74.742	27,88
		25	140.958	52,58	9.166	3,42	150.124	56,00
		26	68.083	25,39	3.000	1,12	71.083	26,51
		28	63.691	23,76	----	----	63.691	23,76
		29	13.870	5,17	----	----	13.870	5,17
1830.	Jan.	20	13.714	5,12	----	----	13.714	5,12
		21	77.741	29,00	----	----	77.741	29,00
		22	63.080	23,53	----	----	63.080	23,53
1831.	Abr.	14	2.191	0,82	----	----	2.191	0,82
		15	18.772	7,00	----	----	18.772	7,00
		16	35.186	13,12	----	----	35.186	13,12
1832.	Nov.	22	5.810	2,17	2.566	0,96	8.376	3,13
		23	30.951	11,54	6.554	2,44	37.505	13,98
		24	97.840	36,49	2.588	0,96	100.428	37,45
		26	11.158	4,16	1.679	0,63	12.837	4,79
1836.	Fev.	16	----	----	1.022	0,38	1.022	0,38
		17	23.839	8,89	----	----	23.839	8,89
		18	116.583	43,48	----	----	116.583	43,48
		19	102.435	38,21	----	----	102.435	38,21
		20	11.353	4,23	5.827	2,17	17.180	6,40
		22	2.025	0,75	2.835	1,06	4.860	1,81
1839	Jan.	7	0.341	0,13	1.930	0,72	2.271	0,85
		8	20.302	7,57	3.772	1,41	24.074	8,98
		9	9.786	3,65	0.804	0,30	10.590	3,95
		10	----	----	0.834	0,31	0.834	0,31
1840.	Fev.	6	----	----	0.374	0,14	0.374	0,14
		7	28.724	10,71	0.250	0,09	28.974	10,80
		8	90.020	33,58	3.246	1,21	93.266	34,79
		10	4.062	1,51	0.853	0,32	4.915	1,83
		11	----	----	0.728	0,27	0.728	0,27

TABELA 3.4: Quantidade de ouro lavrado em determinados dias na antiga mina de Gongo Soco (Henwood 1871). Notar o caráter errático dos teores do metal refletido na produção diária. * Moinhos onde o minério era beneficiado.

III.2 - Morfologia do Ouro

O ouro da formação ferrífera confina-se, pois, a leitos concordantes pouco espessos (jacutinga). Eram das porções centrais que provinham pepitas, plaquetas, grânulos e cordões de ouro¹ (Henwood 1871). Em Gongo Soco, pepitas de ouro chegavam a quilogramas². Grãos de ouro, ora isolados, ocorriam como agregados de forma irregular ou, ainda, unidos por cordões de ouro (*laminae or reticulated threads*, Henwood 1871). A forma agregada do ouro era a mais característica e, junto com as outras supracitadas, perfaziam a principal riqueza da “formação”³.

Para se ter acesso à morfologia do ouro das exposições estudadas, amostras de bolsões auríferos foram bateadas e os concentrados, após separação eletromagnética, inspecionados em lupa binocular. A Prancha 3.1 procura ilustrar o espectro das principais formas encontradas. As formas prolatas, em plaquetas e em agregados são as mais freqüentes; grãos de forma encurvada, arredondados e alguns poucos facetados se fazem presentes.

Na mina de Cauê, distrito de Itabira, impressionantes grãos prolatos, de até 5 cm de comprimento (Sá & Borges 1991, Olivo 1994), e cordões, da ordem de 10 cm (Polônia & Souza 1988), têm sido reportados. Ainda em Itabira, na antiga mina de Santa Anna, parte considerável do ouro encontrado próximo à superfície estava cristalizado na forma octaédrica (Henwood 1846a). A camada aurífera (jacutinga) era recoberta, de maneira gradacional,⁴ por canga contendo ouro.

Surpreendente nos relatos antigos era o senso apurado de observação, capaz de revelar fatos de difícil percepção. Aqui está um exemplo (Henwood 1871): “*Nuggets are common near the centres of aggregations; foliae towards their circumferences*”. Por outro lado, a forma prolata de grãos de ouro tem sido considerada como decorrente de estiramento⁵ (Sá & Borges 1991, Olivo 1994). Polônia & Souza

¹ “The central (...) portions of this matrix contain rough (nuggets) lumps, flakes, and granules; sometimes isolated, often clustered, but generally united by intertwining threads of gold”. (Henwood 1871)

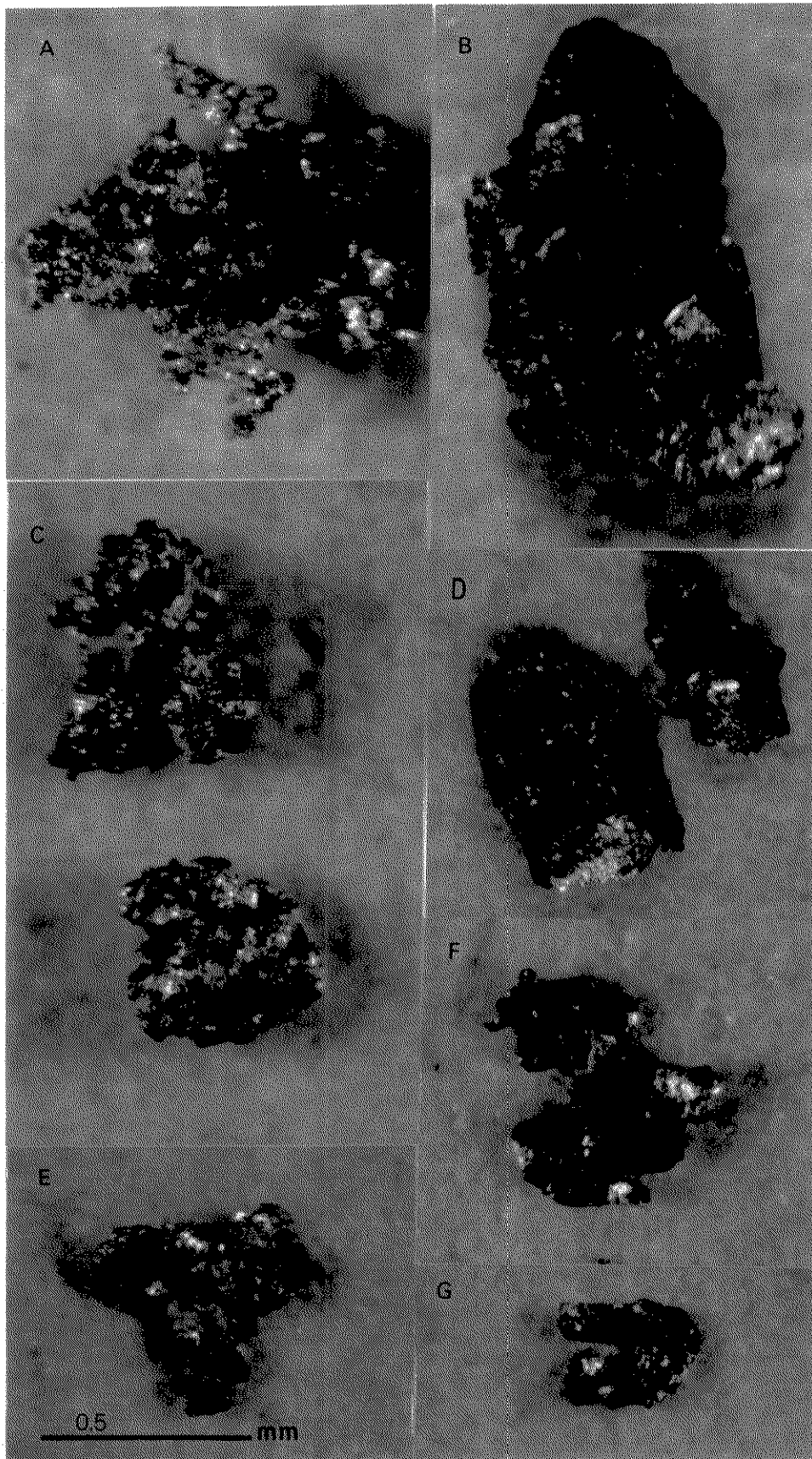
² “I must not close this subject without observing, that could the rich mass now sent have been kept together, it would have been more than 30 lb. but a great part crumbled off in the washing (...)”. (Skerrett 1833)

³ “Rather more than two thirds of the gold occurred, therefore, in masses, plates, and threads; whilst somewhat less than one-third was disseminated, in grains and particles, through the adjoining matrix”. (Henwood 1871)

⁴ “(...) the transition between them being by almost imperceptible gradations”. (Henwood 1846a)

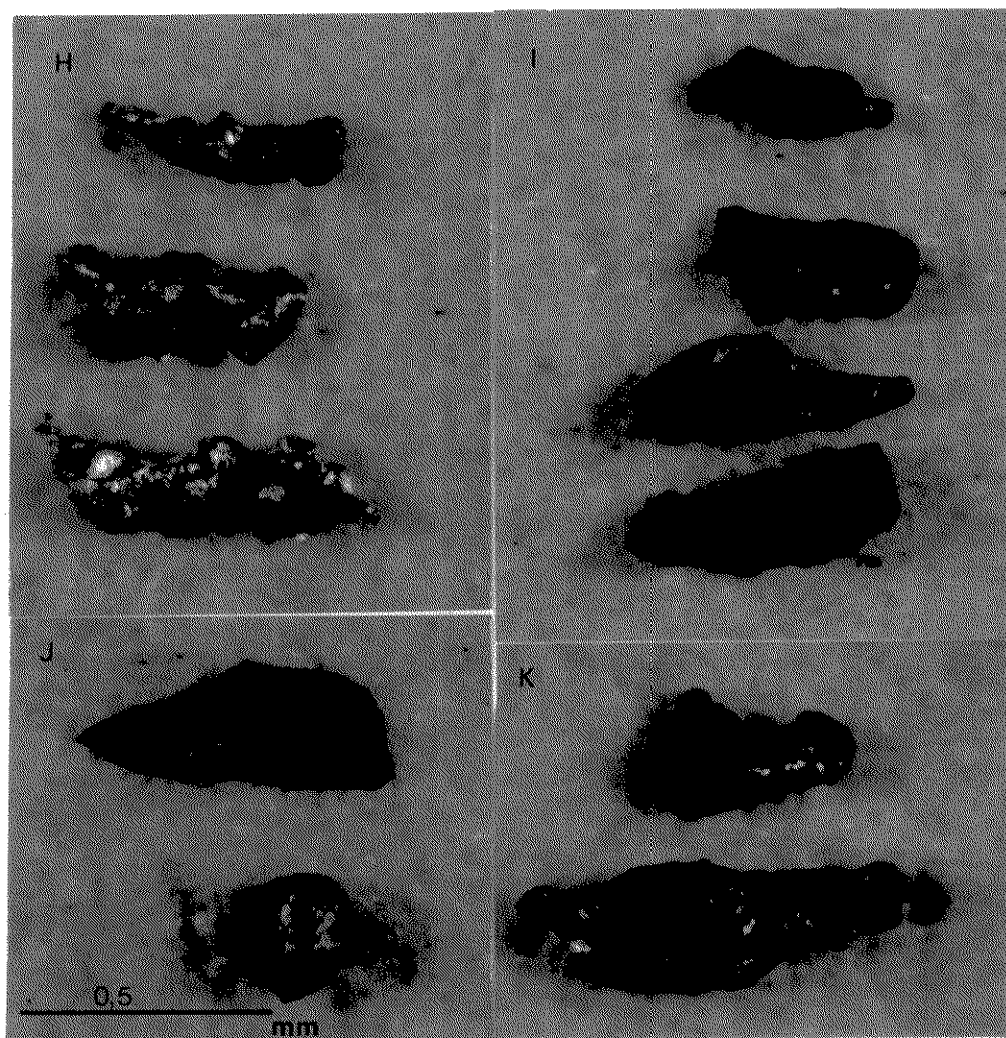
⁵ “At Taquaril near Sabará strata of schistose iron-glance (...) are interlaid by plates of gold; which - frequently several inches in length and breadth, though seldom thicker than paper, - often exhibit parallel striae, similar to those observed in the larger deposits of Morro Velho, Pitangui, Agua Quente, and Gongo Soco, and in slickensides elsewhere”. (John Morgan, in Henwood 1871)

PRANCHA 3.1



PRANCHA 3.1: Diversas formas de grão de ouro: grãos arborescentes ou de forma irregular (A e C) e em plaquetas (B e D) com hematita especular agregada (cor negra); como delgadas folhas com quartzo (E, cor branca); ou ainda em formas encurvadas (F e G). Amostras obtidas por bateia pelo autor a partir de material raspado de cortes da mina de Gongo Soco.

PRANCHA 3.1 (cont.)



PRANCHA 3.1 (cont.): Grãos prolatos (H, I e K), alguns envoltos por córdea negra; o grão superior "K" exibe forma de bulbo, grãos arredondado e facetado (J).

(1988) descreveram cordões de ouro, com 8,0 cm de comprimento e espessura variando de 1,0 a 2,5 mm, encaixados em nível limonítico e quartzo-caulínico. Se tal assertiva for válida, então a morfologia poderá ser usada como critério de simultaneidade da deposição aurífera à deformação. Este foi um dos elementos que levou Olivo (1994) a assumir concomitância da deformação e condições de ápice metamórfico à mineralização em Itabira.

Discussão

Em uma primeira análise, com base apenas na forma dos grãos, poder-se-ia depreender que em Gongo Soco haveria pelo menos duas gerações de mineralização aurífera. Uma seria contemporânea à deformação, testemunhada por grãos prolatos, enquanto outra teria se efetuado em condições estáticas (pós-deformacionais), como sugeririam os grãos com formas cristalinas.

Não obstante, partículas de ouro de forma alongada pode ser também atribuída à deposição ao longo dos planos de foliação da formação ferrífera⁶ (Harder & Chamberlin 1915b) e não diagnosticar, necessariamente, origem tectônica por estiramento. Ademais, como o ouro tem na maleabilidade uma de suas características, é permissível pensar que este metal tenha facilidade para se amoldar às irregularidades de cavidades ou planos e assumir feições de natureza tectônica (i.e. grãos dobrados ou alongados). Por isso, crê-se que a forma dos grãos de ouro não é um critério fidedigno para estabelecer a contemporaneidade entre mineralização e deformação.

⁶ *"The particles of gold are generally elongated or platy in form, owing to deposition along the lamination planes of the iron formation". (Harder & Chamberlin 1915b)*

III.3 - Composição do Ouro

Introdução

Um dos pontos de singularidade do depósito aurífero tipo jacutinga (Tabela 1.3) é, inequivocamente, a composição de seu ouro. A esse aspecto Hussak (1906) escrevia que o ouro paladiado parecia limitar-se à “*ocorrendia especial do ouro nos itabiritos ou na jacutinga intercalada em concordância nos mesmos*”. E chamava atenção para o ouro de Itabira (*do Matto Dentro*) por este aparentar ser o mais rico em paládio. A Tabela 3.5, que é uma tentativa de sumário de análises de ouro paladiado recentemente realizadas no QF, confirma a impressão original de Hussak.

Alguns decênios antes, porém, Henwood (1871) comparava a natureza e proporção de ligas com ouro em diversas rochas de Minas Gerais, especialmente do QF (Tabela 3.6), concluindo que o paládio, ausente nos quartzitos e xistos, abundava na formação ferrífera¹. No tocante à qualidade do ouro, Henwood (1871) também confrontou dados de diversas rochas. Mais especificamente para as minas de Morro Velho e Gongo Soco, este autor assinalava que o ouro da formação ferrífera (Itabira) era mais puro em relação àquele advindo das rochas do SGRV (Tabela 3.7).

Pouco se sabe sobre a variação composicional do ouro da jacutinga em profundidade. Na mina de Gongo Soco, as proporções de prata e platina decresciam a partir do nível 41, com eventual desaparecimento desta última; paládio e cobre, por outro lado, aumentavam (Tabela 3.8). Em Itabira, relatos antigos sugerem crescimento do conteúdo de metais ligados ao ouro com a profundidade (Saint Hilaire, seção I). A mudança de cor do ouro era o indício de que este estava “inficionado”², ou seja, com outros metais formando liga.

Trabalho presente

Para contribuir com mais dados sobre a composição do ouro de Gongo Soco, até então limitados àqueles fornecidos por Henwood (1871), sucedeu-se a concentração de grãos de ouro em bateia para montagem em plástico (seção polida) e análise por microsonda eletrônica; análises apresentadas na Tabela 3.9.

¹ “*Palladium occurs in the first individual of the system; and - unrecognised in the intermediate formations - abounds again in the fifth*”. (Henwood 1871)

² Refere-se ao estado daquilo que se acha contaminado por alguma coisa; no caso ao ouro contendo impurezas. A cidade de Santa Rita Durão outrora se chamava Inficionado pela má qualidade do ouro que ali era lavrado (Eschwege 1833).

TABELA 3.5

Au (%)	Pd (%)	Ag (%)	Cu (%)	Fe (%)	Local (autor)
82,22	----	17,78	----	----	Ouro Preto (Roeser <i>et al.</i> 1991)
81,59	1,73	16,77	----	----	Ouro Preto (Roeser <i>et al.</i> 1991)
98,28	1,05	----	0,68	----	Ouro Preto (Roeser <i>et al.</i> 1991)
91,67	6,37	----	1,93	0,03	Itabira (Roeser <i>et al.</i> 1991)
97,94	----	0,89	0,50	----	Cauê, Aba Norte, cristal octaédrico, n=4 (Olivo <i>et al.</i> 1995a)
91,83	6,97 (0,93-19,22)	----	0,61	0,19	Cauê, Corpo Y, grão estirados ou dobrados, n=19 (Olivo <i>et al.</i> 1995a)
95,05	2,04 (1,02-5,24)	0,38	1,71	n.d.	Cauê, Corpo Y, n=1 (Olivo <i>et al.</i> 1995b)
93,52	3,06 (1,06-10,14)	0,07	1,18	1,65	Cauê, Corpo X, grãos estirados ou dobrados, n=8 (Olivo <i>et al.</i> 1995a)
97,16	1,89 (0-7,84)	----	0,72	0,10	Cauê, Aba Leste, grão estirado ou dobrado, n=8 (Olivo <i>et al.</i> 1995a)
93,80	0,09 (0-0,47)	1,35	0,87	1,87	Conceição, grão dobrado, n=6 (Olivo 1994)
95,08	----	1,79	1,17	1,83	Conceição, cristal octaédrico, n=3 (Olivo 1994)
88,3	1,4 (1,5-5)	8 (1-8)	0,3	n.d.	Maquiné (Varajão 1994)

TABELA 3.5: Análises de microsonda eletrônica de ouro paladiado de jacutingas do QF recentemente efetuadas. Para análises obtidas noutros tempos, vide Tabela 1.3. Faixa de variação entre parêntesis; n.d. = não determinado.

TABELA 3.7

Profundidade		Mina de Morro Velho			Profundidade	Mina de Gongo Soco			
		Qualidade do ouro				Qualidade do ouro			
		Actual		Comparative		Actual		Comparative	
fms	m	carats	grains		fms	m	carats		grains
0 -	0 -	18	3.687	1.0	41 -	75 -	21	0.448	1.0
50	91,5				48	87,8			
50 -	91,5 -	19	0.183	1.006	48 -	87,8	20	1.778	0.968
100	183				70	128,1			
100-	183 -	19	0.228	1.008					
142.8	261,3								

TABELA 3.7: Comparação entre a qualidade do ouro das minas de Morro Velho e Gongo Soco, conforme profundidade, segundo Henwood (1871). Quilate é uma medida da pureza do ouro, 24 quilates (*carats*) equivalendo ao ouro puro: um grão de ouro de 20 quilates significa 20 partes de ouro para 4 partes de liga. 1 *grain* = 0,0648 g;

TABELA 3.6

Rock	Alloy		
	Nature	Proportion of mass	
		Extremes	Means
Granite	Pd	0.050000 - 0.080000	0.070000
Talcose slate	Ag		0.114583
	Te		0.020834
	Sb		traces
	Bi		
	Te		
Quartz-rock	Ag		traces
Clay-slate*	Ag	0.179300 - 0.205000	0.194200
	Cu		traces
	Pb		
	Bi		
	Sb		
	As		
Iron-slate	Ag	0.044884 - 0.083333	0.053704
	Pd	0.038929 - 0.048054	0.042100
	Cu	0.019444 - 0.037413	0.025374
	Pt	0.000407 - 0.001276	0.000811

* Análise de ouro de Morro Velho (Outubro, 1864):

	proporções
Au	0.7499
Ag	0.1793
Pb	0.0180
Bi	0.0135
Cu	0.0045
Sb	0.0030
As	0.0105
Fe	0.0195
Hg (traços) e perda	0.0018

TABELA 3.6: Comparação entre a proporção de elementos ligados ao ouro em diversos tipos litológicos de Minas Gerais, especialmente do QF, segundo Henwood (1871). Notar que a análise do ouro da mina de Morro Velho evidencia o propósito daquele autor em demonstrar variação composicional do ouro de acordo com a rocha hospedeira. A tabela segue em grande parte no original por motivo de fidelidade.

TABELA 3.8

Profundidade		Proporções de			
fms	m	Prata	Platina	Paládio	Cobre
41	75	0.058814	0.001276	0.038929	0.019444
48	87,8	0.054759	0.000711	0.041974	----
55	100,6	0.047614	0.000407	0.042709	----
62	113,5	0.044884	----	0.048054	0.037413
Means		0.052991	0.000811	0.042100	0.025374

TABELA 3.8: Variação composicional do ouro de Gongo Soco com profundidade (Henwood 1871).

TABELA 3.9

Grão	Au	Ag	Pd	Cu	Fe	Total (%)
Gal-1	97,94	1,60	0,11	0,11	0,59	100,35
Gal-2	98,27	1,95	0,23	0,13	0,17	100,75
Gal-3	99,28	1,51	0,30	0,00	0,13	101,22
Gal-4	94,89	2,80	0,16	0,03	0,52	98,40
Gal-5	96,51	2,23	0,13	0,00	0,79	99,66
Gal-6	94,60	3,65	0,21	0,02	0,22	98,70
Gal-7a	96,02	1,89	0,66	0,07	0,00	98,64
Gal-7b	97,00	1,71	0,71	0,03	0,06	99,51
Gal-8	96,91	1,76	0,53	0,06	0,00	99,26
Gal-9	97,05	2,12	0,11	0,07	0,11	99,46
Gal-10	96,42	1,65	0,28	0,01	0,11	98,44
Gal-11	93,91	4,69	0,07	0,02	0,32	99,01
Gal-12a	97,37	1,81	0,48	0,01	0,19	99,86
Gal-12c	95,15	1,69	0,87	0,10	0,16	97,97
Gal-13	96,01	3,59	0,15	0,08	0,09	99,92
1130-1a	95,68	2,85	0,05	0,00	0,17	98,75
1130-1c	95,35	2,86	0,34	0,08	0,01	98,64
1130-1b	96,08	2,75	0,28	0,00	0,14	99,25
1130-2	95,89	2,87	0,15	0,00	0,03	98,94
1130-3a*	98,60	3,02	0,12	0,09	0,12	101,95
1130-3c*	96,24	2,99	0,41	0,01	0,07	99,72
1130-3b*	95,22	2,95	0,18	0,01	0,33	98,69
1130-3d*	93,34	2,99	0,14	0,00	2,32	98,79

* Composição pontual do interior até a borda do grão da Fig. 3.12.

TABELA 3.9: Análise por microsonda eletrônica de grãos de ouro da mina de Gongo Soco (este trabalho).

O teor de paládio não excede 1%, enquanto valores de 1,6 e 4,6 % balizam a abundância de prata. O cobre limita-se a 0,1 %, atingindo o ferro 2,3 %.

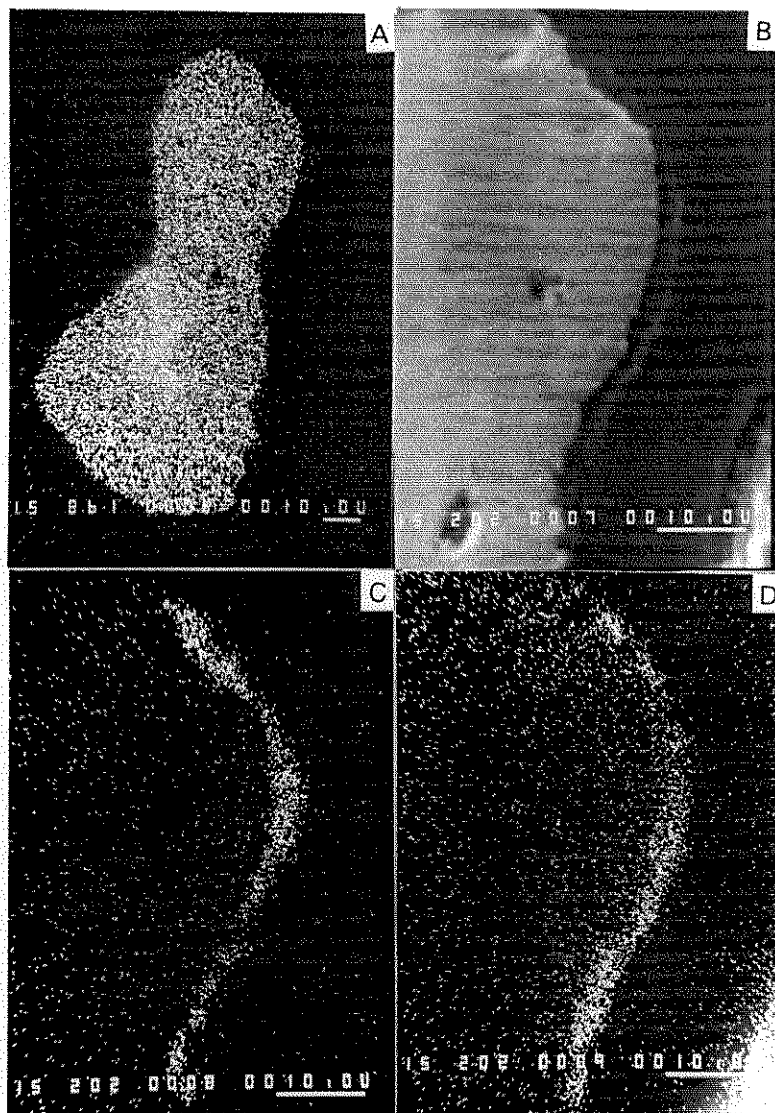
Um grão de ouro (1130-3, Tabela 3.9) em forma de bulbo (Fig. 3.12a) revelou possuir delgada crosta onde há acúmulo de Pd e Fe. Imagens de Pd ($L\alpha$), Fe ($K\alpha$) e Au ($L\alpha$) mostram com nitidez concentração de paládio e ferro na borda do grão (Figs. 3.12c, d).

Discussão

A coloração negra (Prancha 3.1) e a concentração de paládio e ferro à margem do grão de ouro instigam a histórica questão sobre a natureza do ouro preto. É sabido que cunhou-se à região de Vila Rica o nome de Ouro Preto por causa do aspecto escuro do metal (e.g. Eschwege 1833). Contam-se estórias de que a condicionante da cor seria o paládio, formando película a capear pepitas, ou de que o ouro estava revestido por goethita ou limonita (Roeser *et al.* 1989, 1991).

O ouro paladiado, no entanto, “*reconhece-se facilmente por sua cor mais clara, em geral vermelho acobreado*” (Hussak 1906); quando contivesse mais paládio,

assumia cor branca³. Estudando concreções de platina e paládio do Morro do Pilar, Guimarães (1959) descrevia que a “massa paladiada tem cor escura ou quase negra superficialmente”, assim o sendo provavelmente pela oxidação do manganês e ferro.



Figuras 3.12: A) Imagem de raios-x de Au ($L\alpha$) de grão de ouro em forma de bulbo; B) ampliação da parte superior direita do grão, onde se percebe delgada côdea (imagem de elétrons secundários). Distribuição de Pd ($L\alpha$) e Fe ($K\alpha$), respectivamente em C e D, com sua concentração ao longo daquela borda. Barra de escala: 50 μm .

De acordo com Roeser *et al.* (1989, 1991), o trabalho de Johnson & Lampadius (1837) fora, provavelmente, progenitor de interpretações equivocadas: o envoltório de

³ Em Itabira, Hussak (1906) distinguiu “cinco diferentes qualidades, segundo as nuances:

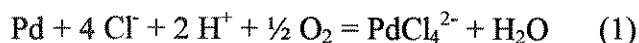
- 1ª. ouro de alto quilate, de cor amarelo escuro.
- 2ª. ouro rico em prata, de cor amarelo claro.
- 3ª. ouro palladiado, de cor vermelho claro de cobre.
- 4ª. ouro rico em palladio, de cor pardo escuro.
- 5ª. ouro rico em palladio, de cor quasi branco de prata”.

cor marrom, inicialmente descrito como óxido de ferro, provou se tratar, na realidade, de óxido de paládio. O eventual embaraço causado pelas cores teria dado origem ao dito “ouro preto como ouro paladiado”. Em conclusão, o ouro negro de Ouro Preto é paladiado, estando este metal, todavia, não no revestimento, mas disperso dentro do grão (Roeser *et al.* 1989).

Posto que as imagens (Fig. 3.12c, d) exibem, inequivocamente, concentrações de paládio e ferro à margem do grão, e como a côdea fosse enegrecida (Prancha 3.1), decorre que há indício de que a superfície negra do ouro de Gongo Soco seja constituída por óxido de paládio e ferro.

O que parece ainda mais obscuro é o processo responsável pela concentração de paládio naquela película, principalmente quando se consideram estudos teóricos. Deve-se a Varajão (1994) o excelente trabalho mineralógico e teórico sobre a solubilidade de liga Au-Ag-Pd a 25°C. A partir do comportamento supergênico do ouro paladiado da mina de Maquiné, aquele autor mostrou que em sistema de dois componentes, Au-Ag ou Au-Pd, é a liga Au-Pd a mais solúvel; com três componentes, Au-Ag-Pd, a solubilidade é diretamente proporcional ao conteúdo de paládio. O paládio é, assim, preferencialmente lixiviado pelo intemperismo. Logo, crê-se que se deve buscar outro processo que não o intempérico para explicar a referida concentração de paládio nas bordas.

Uma tentativa de explicar de maneira qualitativa o fato observado é feita com base na Fig. 3.13, que descreve o comportamento de $\log K_1$ em função da temperatura, como calculado por Mountain & Wood (1988), onde K_1 é a constante de equilíbrio da reação 1:



A solubilidade de paládio na forma de PdCl_4^{2-} diminui até aproximadamente 200°C (Fig. 3.13). Em temperaturas maiores que 400°C, é esperado um aumento notável em sua solubilidade (Mountain & Wood 1988).

Para solubilizar ouro a baixas temperaturas sobre a forma de cloro complexo é necessário, além da presença de Cl^- , um agente mais oxidante que o H^+ . A 25°C, a solubilidade de AuCl_4^- é de uma a seis ordens de magnitude maior que aquela de PdCl_4^{2-} (Fig. 3.13, pontos A e B). Não se pôde estabelecer o comportamento da solubilidade dos pontos A e B (Fig. 3.13) pela ausência de dados experimentais. Entretanto, como a constante de equilíbrio para reação envolvendo apenas H^+ :



aumenta com a temperatura [Николаева и д. 1972 (Nikolaeva *et al.* 1972), Gammons *et al.* 1994], espera-se também que a constante de equilíbrio das reações dos pontos A e B sejam maiores com a temperatura.

De modo intuitivo, pode-se supor a concentração de paládio nas bordas do grão de ouro (Fig. 3.12) se deve à diferença de solubilidade entre ouro e paládio como complexos clorados a temperaturas mais elevadas, facultando o enriquecimento relativo de paládio (menos solúvel). Microtermometria de inclusões fluidas em quartzo (seção IV.2) aponta evento hidrotermal com temperaturas em torno de 130°C; nestas condições poderia ter havido alguma dissolução do ouro paladiado precipitado com subsequente formação de películas ricas em paládio. Como já assinalado por Johnson & Lampadius (1837), estas devem se tratar de óxido de paládio e ferro.



Figura 3.13: Log K x 1/T para dissolução de Pd como PdCl_4^{2-} calculado por Mountain & Wood (1988). Ponto A refere-se à reação $2\text{Au} + 6\text{H}^+ + 3/2\text{O}_2 + 8\text{Cl}^- = 2\text{AuCl}_4^- + 3\text{H}_2\text{O}$, enquanto o ponto B representa a reação $2\text{Au} + 12\text{H}^+ + 3\text{MnO}_2 + 8\text{Cl}^- = 3\text{Mn}^{2+} + 2\text{AuCl}_4^- + 6\text{H}_2\text{O}$, ambas as constantes de equilíbrio calculadas a 25°C a partir de dados contidos em Krauskopf (1951).

III.4 - Microscopia do Minério

A presente seção limita-se à algumas seções polidas de amostras do minério aurífero que se mantiveram incólumes à desagregação. A friabilidade da jacutinga, com suas porções pulverulentas características, frustou a maioria das tentativas. Em contraposição, as poucas amostras foram generosas e recompensaram-nos com texturas que, até onde alcançam os conhecimentos do autor, se mostram em grande parte inéditas no estudo deste tipo de depósito.

Hematita

As feições texturais da hematita foram consideradas anteriormente (Figs. 2.18, 19, 20 e 21): texturas foliada e tipo dobrada, assim como textura núcleo e manto, e fitas de novos grãos. Grãos de hematita especular de zonas pulverulentas, interpretadas como sítios de abrandamento, contém ouro como inclusão (Fig. 3.14).

À hematita especular associam-se ripas de talco em agregados radiais, em “rosetas”, ou simplesmente entremeando-se aos cristais de hematita (Fig. 2.21).

Goethita - pirolusita

Ao lado da típica ocorrência no estado livre (Prancha 3.1), ora com especularita e/ou quartzo agregado, o ouro também encontra-se incluso em minerais. Pode-se tê-lo hospedado como diminutos grãos xenomórficos da ordem de 10 μm em especularita pulverulenta (Fig. 3.14) ou como microfiletes a preencher fraturas na hematita (Fig. 3.15a). Há, ademais, formas de incidência insignes com (i) pirolusita (Fig. 3.15b) e (ii) goethita ao longo do contato entre pirolusita e hematita (Fig. 3.15c).

Talvez a textura de maior notoriedade no minério aurífero (jacutinga) seja aquela caracterizada por delgadas auréolas de **goethita “A”** que bordejam e isolam grãos e agregados de hematita da matriz de cristais de **pirolusita “A”** (Fig. 3.15d). Os cristais de pirolusita são geralmente subédricos, com dimensões da ordem de 30 μm , exibindo coloração creme, anisotropia muito forte e extinção reta. Com reflexões internas avermelhadas e baixa refletividade, a goethita é opticamente identificada em preferência à lepidocrocita, que apresentaria anisotropia forte. Convém atentar para o

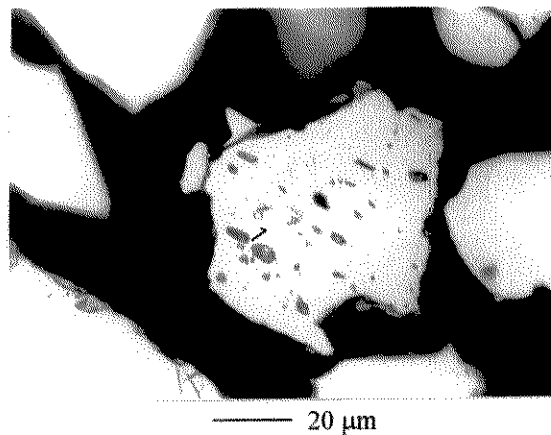
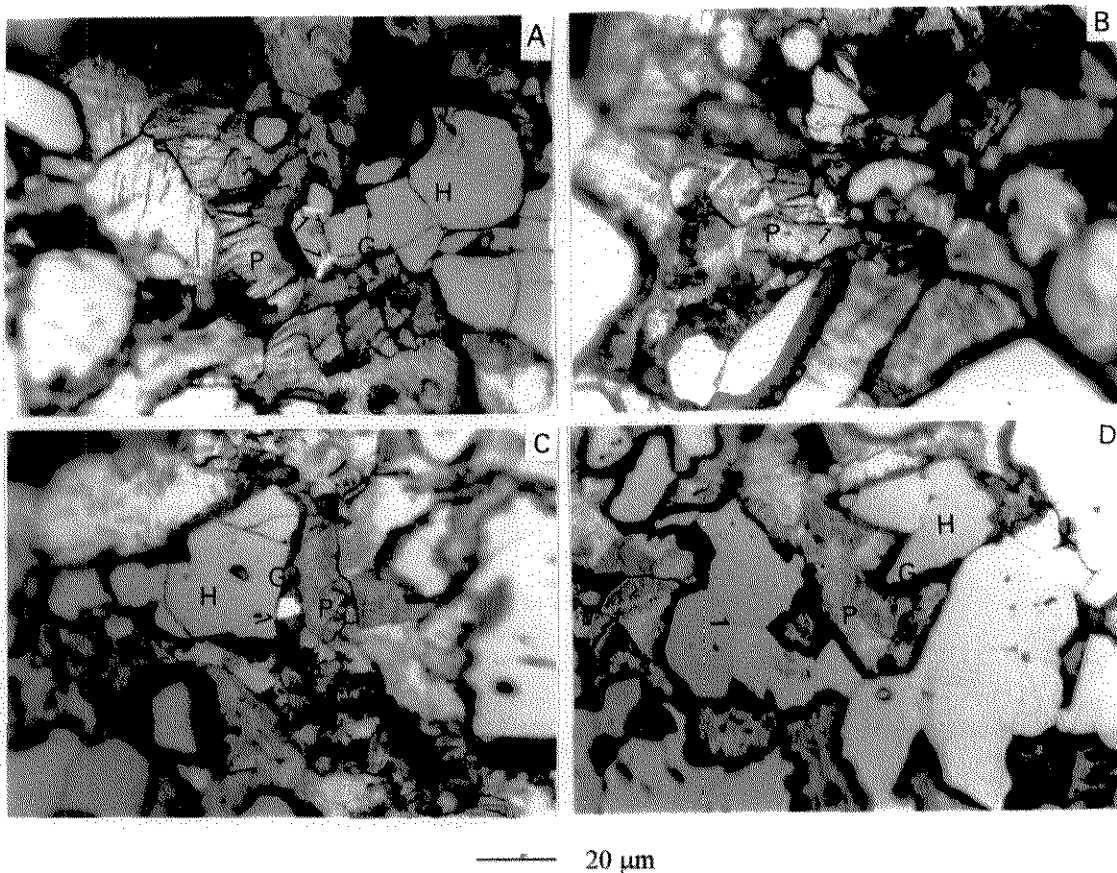


Figura 3.14: Grão de ouro (seta) incluído em especularita; LR// (luz refletida, nicóis paralelos) em óleo, amostra GAL (galeria antiga), fração 0,3 A.



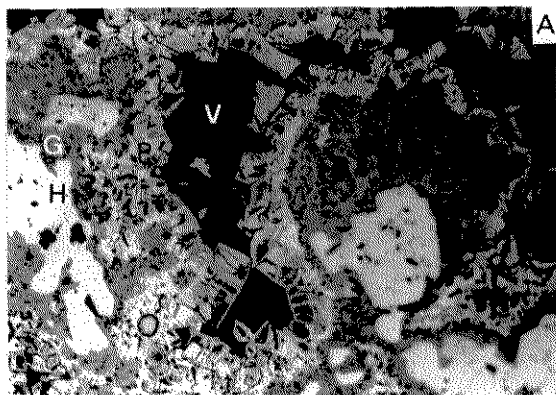
Figuras 3.15: A) Relações entre hematita (h), goethita "A" (g) e pirolusita "A" (p) na jacutinga: a) filetes de Au preenchendo fraturas em hematita (setas); B) Au incluído em pirolusita "A" (seta); C) grão de ouro na auréola de goethita entre hematita e pirolusita "A" (seta); D) contato triplice (seta) entre grãos recristalizados de hematita sem haver corrosão preferencial pela goethita "A". Amostra GS-1130 A, LR // em óleo.

fato de a goethita, nesta seção, limitar-se exclusivamente a envolver, como bordas de reação, a hematita. Noutros termos, significa dizer que contatos tríplexes a 120° (Fig. 3.15d), oriundos da recristalização de hematita, não são corroídos pela goethita, o que torna factível a possibilidade da primogenitura da goethita “A” em relação a recristalização (*annealing*) da hematita.

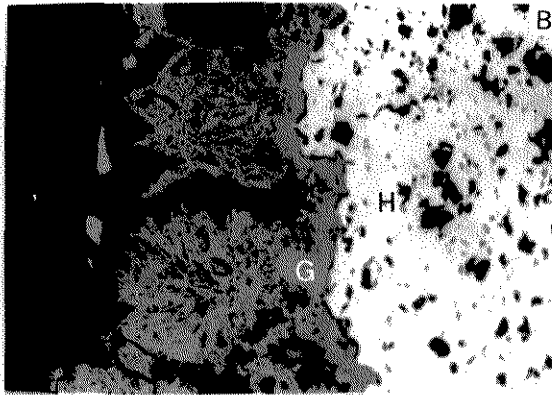
Relações semelhantes aparecem na Fig. 3.16a, onde auréolas de **goethita “B”** separam núcleos de hematita de cristais de **pirolusita “B”**. Aqui a goethita assume *habitus* arborescente ao redor de hematita (Fig. 3.16a), ou crescem em espaços vazios a partir da mesma (Fig. 3.16b). O contato com hematita é muitas vezes sinuoso, com goethita xenomórfica em auréolas que transformam-se em agregados de cristais radiados nos espaços vazios (Fig. 3.16c).

Cristais euédricos de pirolusita “B” (Fig. 3.16a), de até 100 μm , crescem preferencialmente a partir das paredes de cavidades e espaços vazios. Maior aproximação (Fig. 3.16d) ressalta a textura idiomórfica de seus cristais, cujas faces para o interior da cavidade são recobertas por película de quartzo. Por vezes, em meio aos cristais de pirolusita “B”, há agregados de forma arredondada de ínfimos cristais idiomórficos a hipidiomórficos (de poucos μm) de goethita (Fig. 3.16e), onde nota-se que à sua margem há desenvolvimento de fase mineral xenomórfica (fase “X”) de cor creme.

Quanto à identificação desta última, pouco pode ser afirmado. Massas anedrais de centenas de micrômetros de dimensão podem surgir em sítios onde se esperaria encontrar cristais de pirolusita. Aparentemente isotrópicas, possuem cor creme e textura maciça (Fig. 3.16e, fase “X”). Somente pode-se notificar presença de cristais prismáticos ora isolados, ora agregados (Fig. 3.16f, fase “Y”), de cor cinza escuro e refletividade menor que a goethita adjacente, pleocroísmo cinza escuro a cinza claro, anisotropia forte e extinção reta. Estas propriedades estão compatíveis com aquelas pertinentes à litioforita (Quadro 3.1). Quanto à fase “X”, uma possibilidade plausível é considerá-la como agregado muito fino de pirolusita, o que justificaria a isotropia aparente.



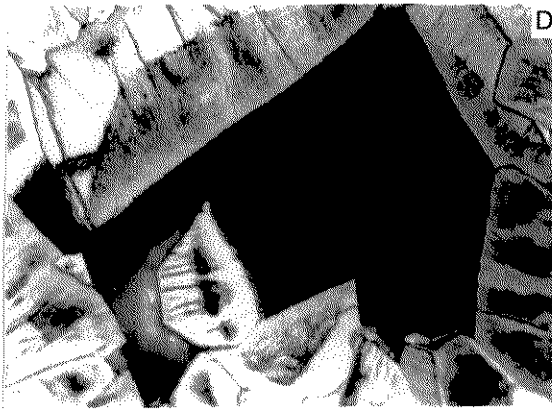
— 0,1 mm



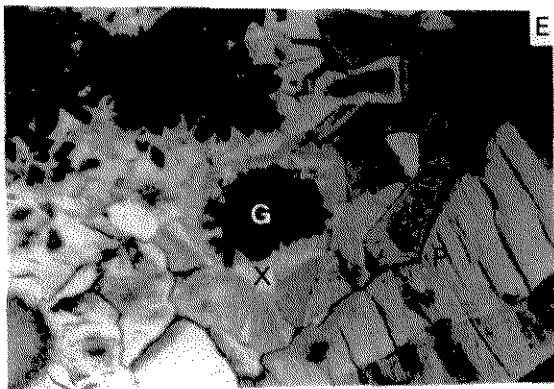
— 0,1 mm



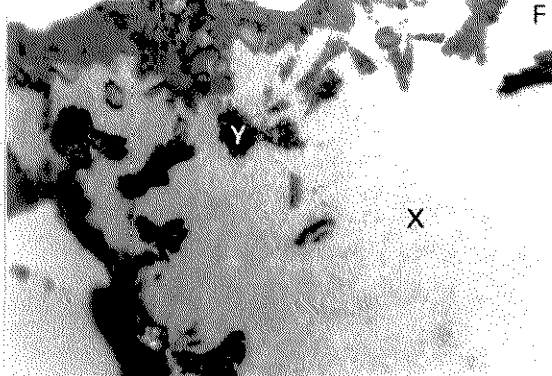
— 20 µm



— 20 µm



— 20 µm



Figuras 3.16: A) Relações texturais entre hematita (h), goethita "B" (g), pirolusita "B" (p) e espaços vazios (v); amostra GS-1130 D (LR //). Detalhes de: B) goethita "B" arborescente a crescer em vazio a partir de hematita (LR //); C) agregados de cristais radiados de goethita "B" em vazio, além do contato sinuoso entre goethita (g) e hematita (h) (LR // em óleo); D) cristais euédricos de pirolusita em textura tipo *comb* ou *cockade* (LR // em óleo); E) agregado de cristais de goethita "B" envolto por fase creme (fase "X") em meio a pirolusita "B" (LR // em óleo); F) massa anedral de cor creme (fase "X") com cristais eudrais de cor cinza escuro ($\approx 1 \mu\text{m}$, fase "Y"), fortemente anisotrópicos (LR // em óleo). Todas as seções provêm da amostra GS-1130 D.

QUADRO 3.1

Mn-óxido fórmula (sistema cristalino)	Pirolusita β -MnO ₂ (tetragonal)	Manganita γ -MnOOH (monoclínico)	Litioforita (Al, Li) MnO ₂ (OH) ₂ (monoclínico)	Ramsdellita γ -MnO ₂ (ortorrômbico)
Cor / Pleocroísmo	branco amarelado a branco / distinto	cinza a cinza amarronzado / fraco a forte	cinza escuro / distinto; R ₀ , cinza claro; R ₉₀ , cinza escuro	branco amarelado / distinto
Refletividade (%)	27-47	15-21	6 (em óleo)	9-41
Anisotropia	muito forte: amarelada, marrom escuro; extinção reta	forte paralelo à elongação	muito forte: negro a branco; extinção reta	forte: branco amarelado a tons mais cinzas
Reflexos internos	ausente	muito comum, vermelho sangue	ausente	muito comum, violeta intenso e vermelho

QUADRO 3.1: Características de alguns óxidos de manganês. Dados obtidos em Uytenbogaardt & Burke (1971) e Frenzel (1980). Vide texto para discussão.

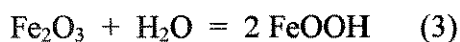
Discussão

O estudo de seções polidas tem revelado que, além de seu estado livre, o ouro hospeda-se em especularita, pirolusita e goethita. Às duas últimas atenção será devotada.

De início, uma primeira interpelação a ser feita se refere à origem da pirolusita. Comumente a pirolusita ocorre como pseudomorfos a partir da manganita (γ -MnOOH). Trata-se de uma transformação topotática na qual os eixos cristalográficos **a** e **c** se mantêm praticamente iguais, mas dá-se contração de até 15% no eixo **b** (Champness 1971), levando à formação de “pseudoclivagem” ao longo de (010). Também a transformação groutita (α -MnOOH) $\rightarrow$ ramsdellita (γ -MnO₂) $\rightarrow$ pirolusita (β -MnO₂) é exemplo de topotaxia, com as direções cristalográficas **a**, **b** e **c** mantendo-se correspondentes (Dent Glasser & Smith 1965). Os cristais de pirolusita da Fig. 3.16d apresentam conjuntos de clivagem, o que poderia sugestionar que os cristais de pirolusita, que estão a preencher vacúolos, tivessem se originado de manganita. Isto é pouco provável, pois relictos de manganita estariam presentes apesar da extrema oxidação. Parece a pirolusita ser oriunda de preenchimento e não de substituição.

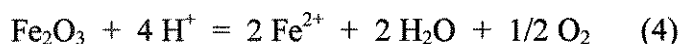
Das três formas de goethita descritas, designadamente como (i) delgado envoltório em hematita (goethita “A”, Fig. 3.15), (ii) arborescente (Fig. 3.16b) e em (iii) agregados radiais (Fig. 3.16c), somente a primeira desperta imediato interesse por conter ouro. A goethita “A” desenvolve-se como película revestindo grãos de

hematita, isolando-os da pirolusita “A” adjacente. Assumindo-se primeiramente derivação supergênica:

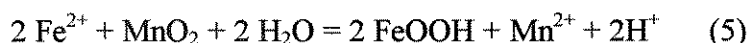


esperar-se-ia goetização mais severa, não apenas limitada à fina côdea ao redor da hematita. Cada molécula de hematita resultaria em duas de goethita.

Por outro lado, em solução ácida, a reação (Helgeson & Garrels 1968):



teria $\log K_{(2)} = -17$ a 25°C (K_4 = constante de equilíbrio da reação 4); porém para 200°C e 300°C aqueles autores calcularam-no em $\log K_4 = -11,7$ e $-9,9$, respectivamente, verificando que a solubilidade da hematita aumenta substancialmente com a temperatura. Em condições hidrotermais, ainda assim esta reação seria deslocada para esquerda, mas se a atividade de H^+ for alta, ou atividade de Fe^{2+} suficientemente baixa, poderia haver solubilização da hematita. Logo, o Fe^{2+} liberado seria prontamente precipitado como goethita:



A reação 5 explica, pois, a formação da observada auréola de goethita no contato entre hematita e pirolusita em condições epitermais.

As relações texturais observadas dos principais minerais estão interpretadas na seqüência paragenética da Fig. 3.17.

	Hidrotermal I	Hidrotermal II
		T decrescente
Hematita especular	—————	
Talco	-----	
Caulinita	-----	
Goethita A		—
Pirolusita A		-----
Goethita B		-----
Pirolusita B		-----
Au	—	— ?

Figura 3.17: Seqüência paragenética dos principais minerais da jacutinga aurífera.

IV - Condições de Formação da Jazida

IV.1 - **Assembléias Minerais**

Testemunho das condições físico-químicas vigentes à época de sua formação, a apreciação de dada assembléia mineral é indispensável para o estabelecimento da gênese, seja de rocha, seja de depósito mineral. Assim, sua apreciação na jacutinga aurífera de Gongo Soco tem permitido supor, em primeira análise, as condições de formação da jazida .

Assembléia hematita especular-talco-caulinita

A zona mineralizada (jacutinga) no minério de ferro hematítico é marcada pela formação de especularita. Partículas de ouro podem estar inclusas em hematita especular (Fig. 3.14); ou pode-se verificar situação reversa: flocos de hematita especular agregados ora em ouro arborescente, ora em grãos e plaquetas de ouro (Prancha 3.1).

No QF, a ausência de greenalita e minnesotaita sugere temperatura mínima de 300°C para o metamorfismo da formação ferrífera Itabira (Pires 1995). O aumento de tamanho de grão de hematita micácea (especular) se processa a partir da zona da cummingtonita (Pires 1995).

O talco, cuja presença na mineralização é característica, não advém da alteração intempérica de silicatos formados a temperaturas mais elevadas; trata-se de mineral primário, em equilíbrio estável com hematita especular. Partindo de seus componentes ($3\text{MgO} \cdot \text{H}_2\text{O} \cdot 4\text{SiO}_2$), sintetiza-se talco a temperaturas acima de aproximadamente 350°C; abaixo tem-se sepiolita como produto. Se há excesso de sílica ou MgO no sistema (i.e. acima do requerido pela fórmula), aparecem sílica livre e forsterita, respectivamente, com talco (Bowen & Tuttle 1949).

Um ponto pouco explorado na gênese dos depósitos tipo jacutinga concerne a origem da caulinita. Considerada como ingrediente típico (Hussak 1906), a caulinita da mina de Cauê, Itabira, por exemplo, foi assumida por Olivo (1994) como produto de alteração de K-feldspato. Não obstante, o único estudo fundamentado para avaliar sua derivação tem sido o de Varajão (1994) que, ao obter espectro de infravermelho de caulinita da mina de Maquiné, tem lhe imputado filiação hidrotermal. Como a caulinita

de Gongo Soco forma núcleos associados ao talco e especularita, origem primária hidrotermal é aqui proposta.

Segue-se que a alumina tem duas solubilidades marcadas, uma a pH aproximadamente de 4 e outra a 10 (Mason & Moore 1966) em soluções a 25°C, estando o campo de estabilidade da caulinita limitado à condições ácidas (Helgeson 1970). Para formação de K-feldspato, ambiente de pH mais elevado (próximo ao neutro a alcalino) é requerido (Meyer & Hemley 1967, Helgeson 1970). Em Gongo Soco, a presença de caulinita primária, juntamente com especularita nos buchos auríferos, aponta para solução hidrotermal ácida. Qualquer outra reação envolvendo K-feldspato, seja sua alteração intempérica para caulinita, seja sua transformação em caulinita por soluções hidrotermais posteriores, é remota: o K-feldspato está praticamente ausente dos itabiritos, sendo um raro componente restrito a poucas localidades no QF e derivado de biotita annítica (Pires 1995).

Inicialmente, no decurso dos trabalhos, pensou-se na existência de pirofilita como parte das diminutas palhetas de filossilicatos existentes na jacutinga. Difractometria de raios-X, entretanto, não a acusou e confirmou somente talco. Estudo do sistema $\text{Al}_2\text{O}_3\text{-SiO}_2\text{-H}_2\text{O}$ em diversas condições de pressão (pH_2O) tem mostrado que cristalização de pirofilita é esperada entre 420° e 575°C, contanto exista H_2O suficiente no sistema (Roy & Osborn 1954). Ademais, o equilíbrio da reação:



está a $325 \pm 20^\circ\text{C}$ a 1 kb pH_2O (Thompson 1970), com o limite máximo de cerca de 400°C assumido para assembléias contendo caulinita (Hemley & Jones 1964).

Caracteriza-se, portanto, paragênese de hematita especular-talco-caulinita formada em condições de $f\text{O}_2$ dadas, como limite mínimo, pelo *buffer* hematita-magnetita. A temperatura não excede o limite superior da estabilidade da caulinita, aproximadamente em 405°C (Roy & Osborn 1954), e é marcada pela formação de hematita especular e talco.

Assembléia goethita-pirolusita

Goethita e pirolusita formam assembléia tardia em relação à hematita especular-talco-caulinita. Embora existam gretas de tração preenchidas por quartzo, especularita e talco, são aqueles minerais que crescem a partir de cavidades, desenvolvendo *habitus*

arborescente (goethita) ou cristais euédricos em textura tipo *comb* ou *cockade* (pirolusita)

A goethita que contém ouro caracteriza-se por formar bordas que isolam grãos de hematita (Fig. 3.15c). Tal textura é interpretada como hipogênica, ao invés de intempérica: a goethita associada à mineralização é, ao menos em parte, um mineral hidrotermal.

Transformação de goethita para hematita se efetua a temperaturas acima de $125 \pm 15^\circ\text{C}$ em soluções neutras, acima de $165 \pm 5^\circ\text{C}$ em soluções alcalinas, e em torno de 100°C em pH ácido (Smith & Kidd 1949). Um valor de 170°C (a 906 bar) foi obtido experimentalmente no equilíbrio hematita-goethita (Schmalz 1958). Exemplos de goethita hipogênica estavam inicialmente restritos a certo número de casos. Em *Peko mine*, Austrália, reação entre solução hidrotermal e pirita cristalizada a temperatura mais elevada foi tida como responsável pela deposição de goethita, quartzo e siderita (Edwards 1946). Gibbsita, goethita, pirolusita e litioforita são constituintes principais de veios hidrotermais em *Nye County*, Nevada, onde a pirolusita formou-se posteriormente à goethita (Hewett *et al.* 1968). Recentemente, investigação de *vents* hidrotermais em cristas oceânicas tem revelado a natureza hidrotermal da goethita em crostas ferromanganesíferas (Rona 1978, Malahoff *et al.* 1982, Hein *et al.* 1994).

Quanto à pirolusita, é possível que parte desta, designadamente aquela ocorrendo em cavidades, provenha da manganita (seção III.4). Se isto for correto, então dever-se-á levar em conta que a manganita precipitou-se tardiamente em relação a goethita, o que é termodinamicamente inconsistente. A manganita é, na maioria das vezes, mineral hipogênico; quando contrário, é formada pela alteração de rodocrosita, especialmente (Hewett 1972).

Por outro lado, a pirolusita que atua como matriz dos grãos de hematita manteados por goethita não possui notoriamente gretas (*cracks*) orientadas que perfazem a “pseudoclivagem” típica da transformação topotática manganita $\rightarrow$ pirolusita e, tampouco, contém relictos de manganita. Esta pirolusita pode conter ouro e é interpretada como hipogênica (i.e. de origem hidrotermal) por sua relação com goethita. Neste sentido, dosagem de certos elementos, como As, Ba, Cu, Mo, Pb, Sb, V, Zn e F, nas pirolusitas em questão poderão esclarecer sobre sua filiação hidrotermal (Hewett 1964, Nicholson 1992).

A estabilidade de óxidos de manganês, como bixbyita, ramsdellita e pirolusita, está condicionada a fS_2 muito baixas. Em diagrama $\log fS_2 \times \log fO_2$ a 400°K, mesmo a níveis de fS_2 de 10^{-50} atm, não há aparecimento destas fases (Holland 1959). A inexistência de sulfetos associados à mineralização é indício de fS_2 extremamente baixas para formar óxidos de manganês. Comparados aos óxidos de ferro, os óxidos de manganês são mais estáveis a valores de fO_2 mais elevados (Fig. 4.1). Em sistemas livres de CO_2 , a estabilidade dos óxidos de manganês é limitada pela reação com H_2O para formar pirocroita $[Mn(OH)_2]$ e manganita, cujas curvas univariantes P-T das reações (i) $Mn(OH)_2 = MnO + H_2O$ e (ii) $2 MnOOH = Mn_2O_3 + H_2O$ passam a 15.000 psi (p H_2O) pelos pontos de 392°C e 272°C, respectivamente (Klingsberg & Roy 1959).

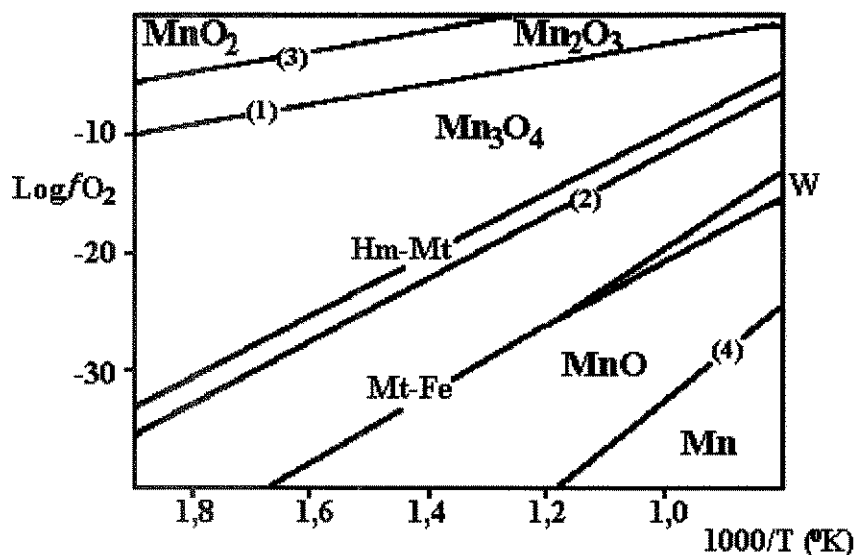


Figura 4.1: *Buffers* do sistema Mn-O e Fe-O em função da temperatura e fugacidade de oxigênio. A mudança de fO_2 com a variação de pressão entre 1 a 2000 atm é desprezível no diagrama. Reações no sistema Fe-O calculadas a partir de Eugster & Wones (1962); linhas univariantes hausmannita-bixbyita (1) e manganosita-hausmannita (2) (Huebner & Sato 1970); linhas bixbyita-pirolusita (3) e manganês-manganosita (4) (Huebner 1969). Hm = hematita; Mt = magnetita; W = wustita.

Tem-se agora segunda paragênese, nas condições do *buffer* MnO_2 - Mn_2O_3 , cuja temperatura máxima não excede àquela da estabilidade da goethita. As freqüentes descrições de “buchos” de alto teor aurífero contendo “manganês e material limonítico” vêm à baila, e asseveram a importância da paragênese goethita-pirolusita na concentração do ouro.

Conclui-se, pois, a existência de dois eventos hidrotermais:

1. O primeiro é caracterizado por temperatura em torno de 350°C, com limite máximo dado pela estabilidade da caulinita, nas condições do *buffer* Fe_2O_3 - Fe_3O_4 (Fig. 4.2, região “A”).
2. A segunda é marcada por temperatura compatível com a paragênese goethita-pirolusita, em torno de 100°C (Fig. 4.2, região “B”), confirmado pelas temperaturas de homogeneização de inclusões fluidas (seção IV.2).

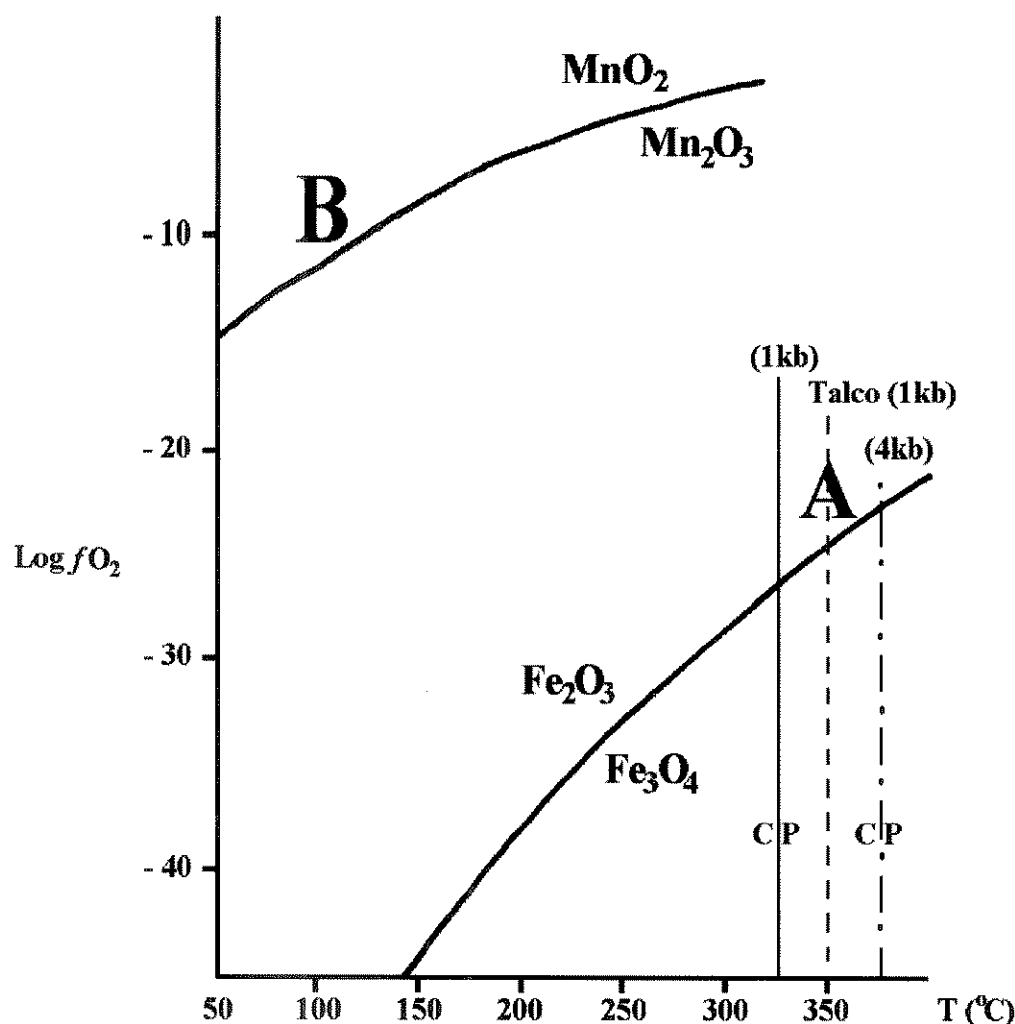


Figura 4.2: $\text{Log } f\text{O}_2 \times T$ para as paragêneses hidrotermais associadas à jacutinga aurífera de Gongo Soco. Duas regiões são estabelecidas: “A” para a assembléia hematita especular-talco-caulinita, e “B” para goethita-pirolusita. Curva Fe_2O_3 - Fe_3O_4 obtida a partir de dados em Helgeson (1969); curva MnO_2 - Mn_2O_3 calculada por dados contidos em Holland (1959). A região “B” está definida com base nas temperaturas de homogeneização de inclusões fluidas (seção IV.2). As pressões assinaladas são aquelas utilizadas nos estudos experimentais de Bowen & Tuttle (1949) e Thompson (1970); $P_{\text{água}} = P_{\text{total}}$. C = caulinita, P = pirofilita.

IV.2 - Inclusões Fluidas

Introdução

O estudo de inclusões fluidas constitui-se em importante ferramenta na busca da composição de fluidos mineralizantes e condições de deposição mineral (Hollister 1981). Apesar de sua aplicação a vários tipos de jazidas, os depósitos tipo jacutinga ainda mantêm-se intactos neste campo. Acredita-se que este seja o primeiro trabalho a considerar, ainda que de modo incipiente, inclusões fluidas na gênese da jacutinga aurífera.

Apresentação dos dados

Inclusões passíveis de análise foram encontradas em quartzo, tanto de porções mineralizadas como estéreis. Trata-se de inclusões aquosas, bifásicas (líquido + vapor) à temperatura ambiente, da ordem de 30 μm de comprimento. Ocorrem ora isoladas, quando possuem dimensões maiores (até 50 μm), ora em trilhas de diminutas inclusões (< 10 μm). Várias inclusões ao descongelar não nuclearam fase vapor, fato que atesta metaestabilidade (Roedder 1967). Temperaturas de homogeneização total variam de 80° a 130°C, com maior concentração dos valores entre 110° e 130°C (Fig. 4.3). As salinidades, determinadas pela temperatura de fusão do gelo, mostram variação e não valores correspondentes à máxima frequência (Fig. 4.4). As poucas medidas do ponto eutético apontam para temperaturas em torno de -35°C (média dos valores da Tabela 4.1 em -35,7°C), o que sugere soluções aquosas compostas por NaCl-MgCl₂ (Crawford 1981).

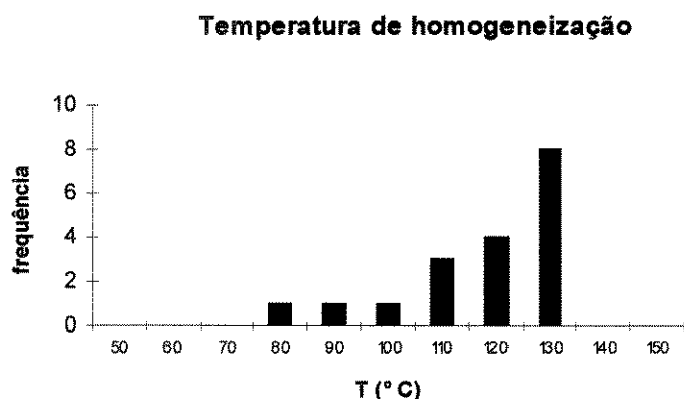


Figura 4.3: Histograma de temperaturas de homogeneização total a partir da Tabela 4.2.

TABELA 4.1

Local (amostra)	Descrição	Mineral	Te ¹	T _{fg} ²	T _h ³	NaCl (wt%)*
Gal-1	bucho mineralizado (acima de 50 pintas de Au na bateia)	quartzo friável, ocelar		-11,8	127,5	15,8
				-9,6	106,7	13,5
			-34,7	-12,0	96,3	16,0
				-12,2	107,2	16,2
				-12,4		16,4
			-34,7	-11,3		15,3
			-34,3	-12,0		16,0
			-36,4	-12,2		16,2
banco 1130	bucho estéril	quartzo maciço, grosso		-5,3	**	8,3
				-5,5	**	8,5
				-5,4	**	8,4
				-5,5	**	8,5
				-5,3	**	8,3
				-5,1	126,2	8,0
				-5,4	126,0	8,4
Gal-2	zona mineralizada	quartzo em bucho ocelar	-38,1	-9,0	111,5	12,9
				-9,3	129,3	13,2
				-10,2	124,0	14,2
			-38,1	-10,0	122,1	14,0

TABELA 4.1: Dados microtermométricos de inclusões fluidas.

Te¹ = temperatura do eutéticoT_{fg}² = temperatura de fusão do geloT_h³ = temperatura de homogeneização total* salinidade calculada segundo Potter *et al.* (1978)

** inclusões metaestáveis

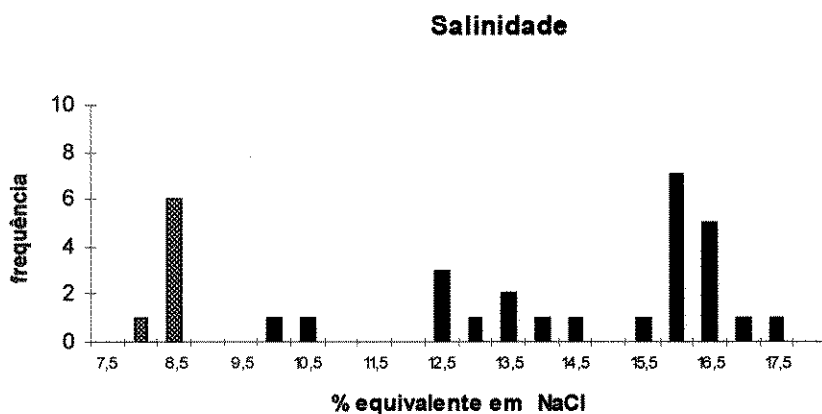


Figura 4.4: Histograma de salinidades calculadas a partir de Potter *et al.* (1978) com dados da Tabela 4.1. Histogramas quadriculados representam inclusões em trilhas, os demais (negros) inclusões isoladas.

Discussão

Mesmo sendo incompleta, a análise das inclusões de Gongo Soco traz informações que corroboram observações mineralógicas. A possibilidade de sistema com NaCl-MgCl₂ tem suporte na característica presença de talco; baixas temperaturas de homogeneização sustentam a estabilidade da assembléia hidrotermal goethita-pirolusita.

Conclusões, principalmente aquelas referentes à origem do fluido, ficam prejudicadas por se não ter procedido a um estudo sistemático. Não obstante, algumas inferências podem, com efeito, ser estabelecidas com base na comparação com as diferentes propostas de gênese para a mineralização tipo jacutinga.

Recentemente, a proposta de derivação do fluido mineralizante a partir da lixiviação hidrotermal das rochas arqueanas subjacentes (Grupo Nova Lima), inicialmente preconizada por Guimarães (1970), tem sido utilizada por Olivo (1994) para explicar a origem do ouro concentrado na jacutinga da mina de Cauê, Itabira. Fluidos metamórficos de baixa salinidade têm sido considerados como consequência irrefutável do metamorfismo de seqüência tipo *greenstone* (Powell *et al.* 1991), tanto assim que uma característica comum aos depósitos de ouro nestes terrenos são fluidos aquo-carbônicos de salinidade baixa, contendo enxofre reduzido (H₂S/HS⁻) e possuindo temperaturas mais elevadas que 300°C (Powell *et al.* 1991, Phillips 1993). De início, constata-se que a natureza aquosa, de salinidade moderada e baixa temperatura, das inclusões fluidas de Gongo Soco contrariam esta hipótese, bem

como a ausência de sulfetos — ou seja, da deposição de ouro como decorrência da sulfetação do ferro.

Em contrapartida, uma hipótese alternativa advém da estabilidade das fases minerais, goethita e pirolusita, características dos buchos auríferos. Estando restritas à temperaturas baixas, estes minerais poderiam ter tido seus elementos (Fe e Mn) lixiviados da própria formação ferrífera por soluções meteóricas aquecidas em profundidade. A borda oriental do QF está intensamente afetada por falhas de empurrão. A circulação de água meteórica ao longo de superfícies de falha é factível, como atestado pela fonte termal de aproximadamente 30°C da cidade de Água Quente, por onde passa a chamada falha de Água Quente (Dorr 1969). Neste local, na antiga mina homônima, Henwood (1871) observou que a água que saía da jacutinga aurífera possuía temperaturas de até 33,6°C (Quadro 1.3). Em Gongo Soco, também Henwood (1871) verificou que a temperatura da água podia chegar a 33,2°C. Dessa forma, uma solução aquosa de baixa temperatura teria se originado através da percolação de água meteórica em falha e promovido solubilização e precipitação de ouro com goethita e pirolusita. A passagem de tais fluidos pelas superfícies de transposição (St) que contivessem buchos de hematita especular-talco-caulinita teria provocado seu enriquecimento em ouro, com introdução manganês (pirolusita) e formação de goethita.

Uma questão pouco explorada nos depósitos de jacutinga aurífera se refere à participação de fluidos ou emanções derivadas de magmas graníticos. Hussak (1906) associava a notável presença de turmalina em algumas jacutingas — incluindo aqui sua descrição de cassiterita em Gongo Soco — como evidências à gênese como veios pegmatíticos. Moore (1962) considerou que uma possível fonte para o ouro pudesse ser soluções hidrotermais provenientes do Complexo Caeté (complexo granito-gnáissico). O envolvimento de tais fluidos e sua interação (diluição com água meteórica) é um ponto que no momento não pode ser apreciado.

IV.3 - Mecanismos de Transporte e Deposição de Au e Pd

Complexos aquosos de Au

Sabe-se que o ouro é solúvel para explicar fatos como seu transporte e deposição em veios hidrotermais ou em crostas lateríticas. O reconhecimento do mecanismo pelo qual o ouro é transportado e os processos que resultam em sua precipitação constituem pontos fundamentais na compreensão da gênese de uma jazida. O ouro pode formar vários complexos aquosos, dos quais os clorados e sulfurados têm sido privilegiados com mais estudos teóricos e experimentais (Romberger 1990, Seward 1993). A Fig. 4.5 ilustra a solubilidade e estabilidade dos complexos AuCl_2^- e $\text{Au}(\text{HS})_2$.

O cloro-complexo de Au^+ forma molécula triatômica, AuCl_2^- , menos estável que os complexos AuBr_2^- e AuI_2^- . Entretanto, as baixas concentrações de Br e I nos fluidos hidrotermais impedem qualquer influência daqueles complexos no transporte do metal (Seward 1993). Utilizando solução de 3M NaCl em equilíbrio com quartzo-pirita-Au, Helgeson & Garrels (1968) concluíram que AuCl_2^- era importante até 300°C. Para temperaturas entre 300° e 500°C, em solução de 3M KCl tamponada em relação a $f\text{O}_2$ (hematita-magnetita) e HCl (K-feldspato-muscovita-quartzo), Henley (1973) demonstrou que dá-se transição da forma aurosa para aúrica, com tendência para complexos clorados moleculares do tipo $\text{Au}_2\text{Cl}_6(\text{H}_2\text{O})_a(\text{HCl})_b$. Em soluções ácidas de baixa temperatura, o ouro dissolve como AuCl_4^- (Krauskopf 1951), sendo a forma AuCl_2^- instável: $3 \text{AuCl}_2^- = \text{AuCl}_4^- + 2 \text{Au} + 2 \text{Cl}^-$, onde $\log K = 5,25 \pm 0,02$ a 80°C [Nikolaeva *et al.* 1972 (Николаева и д. 1972)].

Os complexos sulfurados têm como premissa o comportamento do S em solução. Suas espécies predominantes estão na forma de H_2S e HS^- (Seward 1993). Em soluções sulfuradas alcalinas a 25°C, Krauskopf (1951) admitia solubilidade do ouro como AuS^- . Weissberg (1970) determinou experimentalmente solubilidades em soluções alcalinas de Na_2S a temperaturas elevadas (até 250°C) como AuS^- , tentativamente. Coube a Seward (1973) identificar os complexos de ouro em soluções hidrotermais sulfetadas: AuHS^0 , para pH ácido; $\text{Au}(\text{HS})_2^-$, pH neutro a fracamente alcalino; $\text{Au}_2(\text{HS})\text{S}^-$, pH alcalino. Os primeiros formam as espécies presentes em amplo intervalo de temperatura, tanto em pH ácido como neutro; à temperatura maior que 300°C o complexo $\text{Au}(\text{HS})_2^-$ perderia sua importância (Seward 1993).

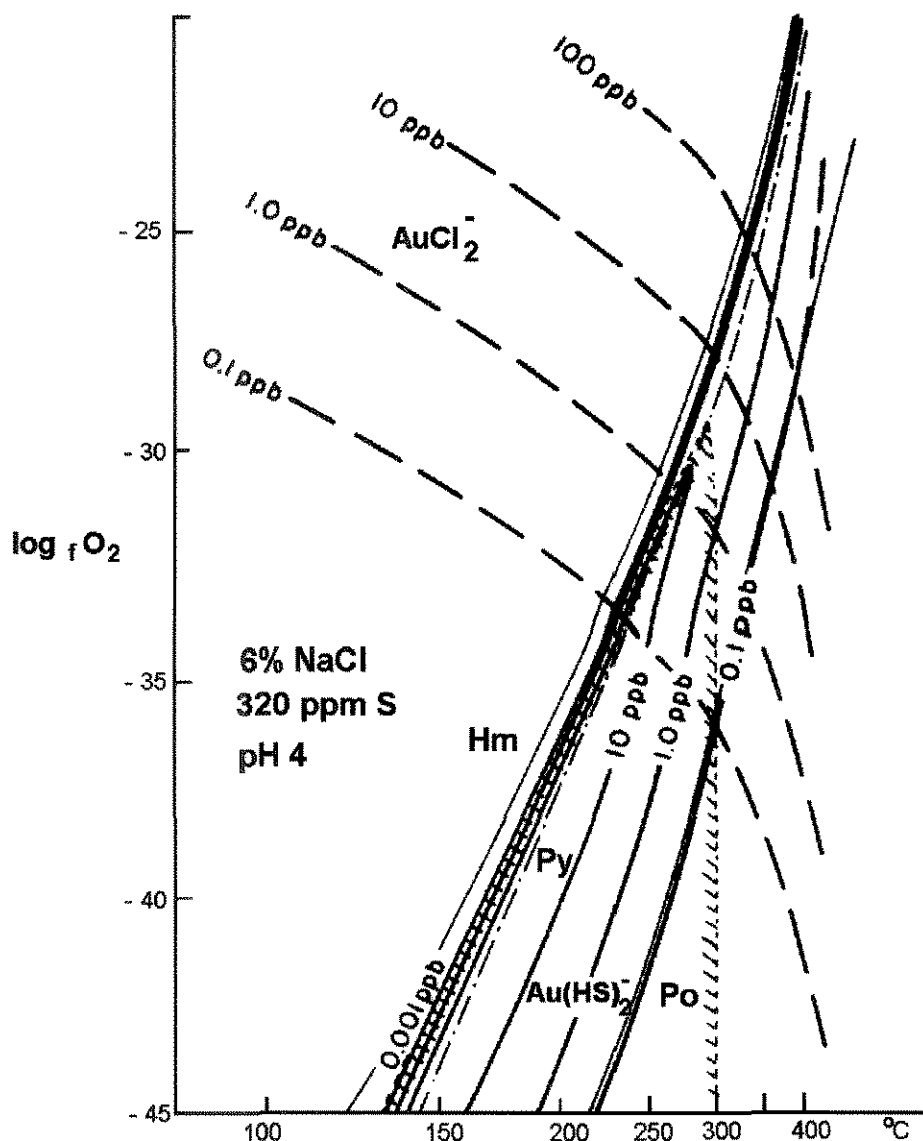


Figura 4.5: Solubilidade de Au como função de temperatura e fugacidade de oxigênio. Linhas cheias são para complexos bisulfetos e linhas tracejadas para complexos clorados. Área hachurada onde complexos bisulfetos predominam. Extraído de Romberger (1990). Hm = hematita; Py = pirita; Po = pirrotita.

Outros complexos sulfurados podem exercer algum papel no transporte de ouro. A argumentação contida em Boyle (1969) sobre a freqüente associação de Au com As e Sb faz pensar em complexos tioarseneto e tioantimoneto de ouro. Aumento na solubilidade do Au de 2-3 ordens de magnitude tem sido obtido quando se adicionam sulfetos de Sb e As em solução de NaOH (Grigor'yeva & Sukneva 1982). A contribuição de espécies como Te_2^{2-} e Te^{2-} à mobilização de Au parece não ter sido ainda consideradas adequadamente. D'yachkova & Khodakovskiy (1968) delinearão campos de estabilidade para compostos do sistema Te-H₂O em que as formas há pouco

referidas encontram-se em soluções alcalinas ($\text{pH} \approx 10-12$) e redutoras a 150°C ($p = 5$ atm). O complexo tiosulfato, $\text{Au}(\text{S}_2\text{O}_3)_2^{3-}$, tem sido proposto para ambiente laterítico desenvolvido sobre mineralização sulfurada (Plyusnin *et al* 1981). Complexos como $\text{Au}(\text{NH}_3)^{2+}$ e $\text{Au}(\text{CN})_2^-$ são muito estáveis a 25°C (Seward 1993).

A dissolução de ouro pode ser efetuada em água para formar complexos hidróxidos neutros. Baranova *et al.* (1984) conduziram experimentos a 450°C e 500 atm, em espectro de $f\text{O}_2$ balizado pelos buffers Ni-NiO e $\text{Mn}_3\text{O}_4\text{-Mn}_2\text{O}_3$, obtendo solubilidade, na forma de AuOH^0 , que varia, respectivamente, de $\log m_{\text{Au}} = -7,68 \pm 0,25$ a $-5,9 \pm 0,2$. Estes valores limitam o conteúdo aurífero mínimo de fluidos hidrotermais capazes de formar mineralização econômica; presença dos demais complexos ligantes fazendo aumentar solubilidade. Experimentos envolvendo hidrólise de Au em soluções contendo NaOH a 25°C têm indicado $\text{AuOH}(\text{H}_2\text{O})^0$ como espécie mais estável até valores de pH de aproximadamente 12 (Vlassopoulos & Wood 1990). Desde que não haja concentração elevada de outros complexantes (HS^- , $\text{S}_2\text{O}_3^{2-}$, Cl^-), concluíram aqueles autores, $\text{AuOH}(\text{H}_2\text{O})^0$ é provavelmente a forma aquosa dominante do Au das águas naturais (exceção feita às águas anóxicas de oceanos e lagos).

Outro meio de transporte de ouro é através do próprio elemento metálico, $\text{Au}^0_{(\text{sol})}$. Apesar de ser possivelmente a forma característica daqueles elementos que ocorrem em estado nativo, o papel das espécies metálicas tem sido aparentemente desconsiderado nos fluidos hidrotermais (Kozlov & Khodakovskiy 1984). No caso da prata, estes autores calcularam equilíbrio $\text{Ag}_c = \text{Ag}^0_{(\text{sol})}$ em $\log K = -4,47 \pm 0,03$ (200°C) e $-3,55 \pm 0,15$ (280°C), e sugeriram importância da forma metálica no transporte hidrotermal de Ag. Para o ouro, a forma $\text{Au}^0_{(\text{sol})}$ possui grande campo de estabilidade em diagrama Eh-pH (Baranova & Ryzhenko 1982), que diminui com aumento da temperatura (Fig. 4.6a e b).

Complexos aquosos de Pd

Durante as últimas décadas um número de casos tem apresentado evidências para mobilidade (e concentração) de elementos do grupo da platina (EGP) por processos hidrotermais (e.g. Mihálik *et al.* 1974, McCallum *et al.* 1976, Rowell & Edgar 1986, Watkinson & Melling 1992) e intempéricos (e.g. Fuchs & Rose 1974, Bowes 1986).

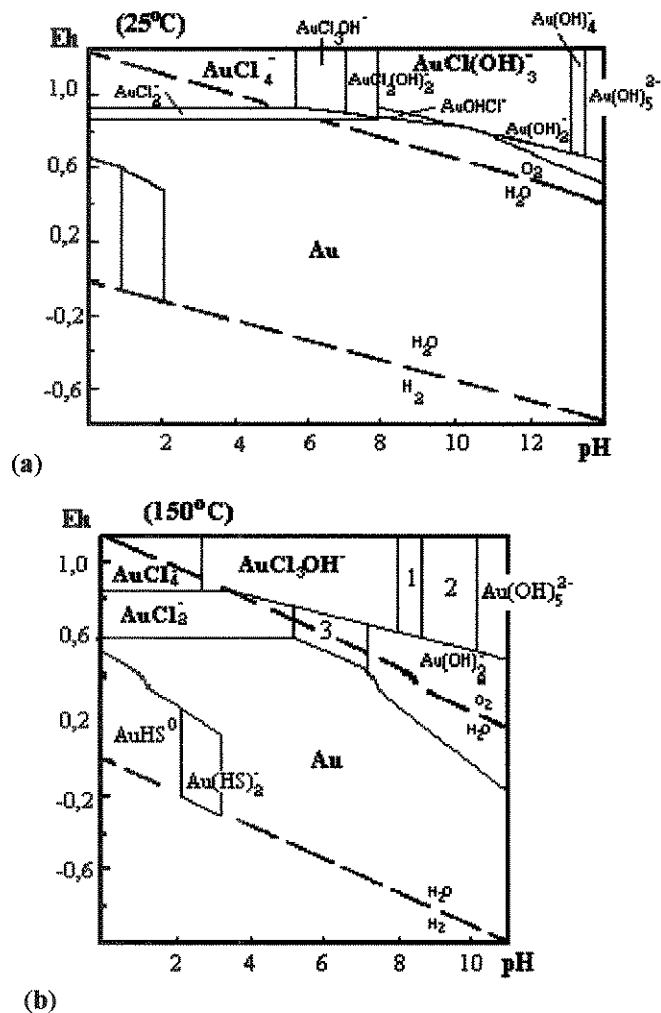


Figura 4.6: Diagramas Eh-pH de complexos aquosos de Au a 25°C, pressão total 1 atm (a) e 150°C, pressão total 5 atm (b) elaborados por Baranova & Ryzhenko (1982) para $\Sigma C_{Cl} = 1$, $\Sigma C_S = 10^{-1}$, $\Sigma C_{Au} = 10^{-5}$ g-ion /1000 g H₂O. Em (b): 1 - AuCl₂(OH)₂⁻; 2 - AuCl(OH)₃⁻ + Au(OH)₄⁻; 3 - AuOHCl⁻

Dos complexos ligantes capazes de transportar Pd e Pt, os mais prováveis - cloreto, hidróxido, bisulfeto - foram considerados por Mountain & Wood (1988). A 25°C, complexo tipo MCl_4^{2-} (onde $M = Pd^{2+}$, Pt^{2+}) predomina mesmo em baixas concentrações de Cl (0,1 m). Em soluções ricas em Cl até 300°C, $PdCl_4^{2-}$ é tido ser dominante (Gammons *et al.* 1992), mas espera-se que a forma neutra, $PdCl_2^0$, torne-se importante a temperaturas maiores (e em soluções menos cloradas, $\log (mCl^- / mol\ kg^{-1}) < 0$, Mountain & Wood 1988).

Uma vez que tinha-se o complexo $M(OH)_4^{2-}$ a ocupar amplo espaço em diagrama $\log mCl^-$ X pH (a 25°C) e que a hidrólise geralmente assevera-se com aumento da temperatura, a participação de hidróxidos no transporte hidrotermal de Pd e Pt não poderia ser negligenciada. Solubilidades calculadas a 300°C mostraram a Mountain & Wood (1988) o predomínio da forma $M(OH)_4^{2-}$ em soluções de pH neutro

a alcalino. Entretanto, novas estimativas de constantes de estabilidade mostraram prevalência da forma $M(OH)_2^0$, a 25°C, em detrimento daquela anterior, e maior estabilidade do complexo $M(OH)_3^-$ a temperatura de 300°C (Wood *et al.* 1989), cuja presença restringe-se à soluções alcalinas ($pH > 8$) e oxidantes (Fig. 4.7). Medições diretas de constantes de estabilidade de complexos hidróxido a 25°C lograram obter evidências consistentes com existência de $Pd(OH)_2^0$, em pH 9 a 12 (Wood 1991).

Reavaliação dos cálculos apresentados por Mountain & Wood (1988) para solubilidade de complexos bisulfeto fora feita pelos próprios autores (Wood *et al.* 1989). A estabilidade do então usado $Pd(HS)_4^{2-}$ mostrou ser insignificante em relação ao $Pd(HS)_2^0$ a 25°C. Em temperaturas maiores (300°C), a forma $M(HS)_3^-$ seria responsável pela solubilidade de Pd e Pt que, em região circundante ao ponto tríplice pirita-pirrotita-magnetita em diagrama fO_2 X pH (Fig. 4.7), chegaria a ordem de 1000 ppb. Experimentos realizados entre 200° e 350°C em soluções aquosas sulfuradas, pH e estado de oxidação controlados pela coexistência $H_2S-HS^-SO_4^-$, demonstraram que as solubilidades de Pd e Pt podem ser melhor modeladas como $M(HS)_2^0$; solubilidades encontrando-se em 1-400 ppb para Pd, 4-800 ppb para Pt, e 2-300 ppm para Au (Pan & Wood 1994).

Somados a estes complexos, aqueles envolvendo Te, As, Se, Sb podem também ser significativos no transporte de EGP. A complexação por amônia pode levar, a 300°C, à considerável solubilidade de Pd e Pt somente numa área do espaço $\log fO_2$ X pH limitada à condições levemente ácidas e fortemente redutoras (Wood *et al.* 1989).

Do exposto, arrolam-se conclusões de que: (i) cloro-complexos de Pd requerem soluções ácidas e oxidantes; (ii) transporte hidrotermal de Pd como hidróxido não deve ser importante, exceto em condições muito básicas; como aquelas de fluidos que promovem serpentinização (Wood 1991); (iii) complexos bisulfeto devem exercer papel de relevância na mobilização de Pd (e Pt) em fluidos hidrotermais moderadamente redutores e próximos à neutralidade. A menor solubilidade de Pd e Pt em relação ao Au pode explicar a abundância relativa de depósitos hidrotermais de Au àqueles de EGP (Pan & Wood 1994).

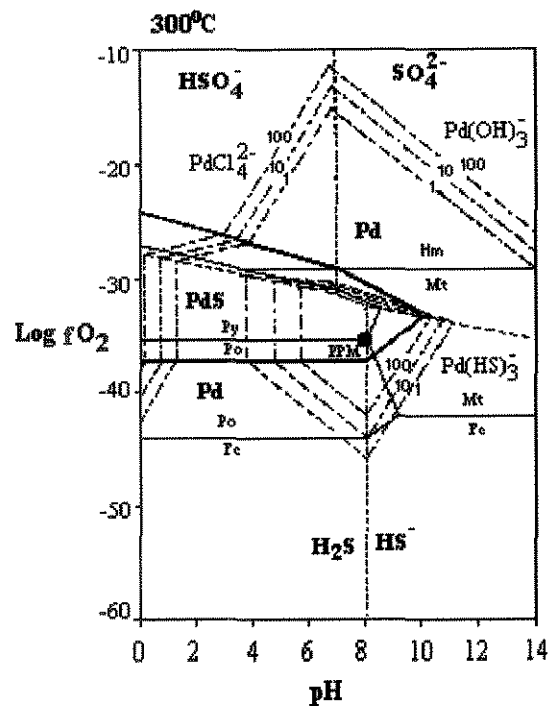


Figura 4.7: Diagrama de solubilidade de complexos aquosos de paládio, valores em ppb. PPM = pirita-pirrotita-magnetita. Extraído de Wood *et al.* (1989). $\Sigma S = 0,005$ m; $\Sigma Cl^- = 1$ m.

Transporte e deposição de Au e Pd em Gongo Soco

As breves considerações sobre complexos aquosos de Au e Pd servem para ilustrar os efeitos do pH, estado de oxidação e concentração de enxofre no transporte destes metais. Dois ambientes podem assim ser distinguidos com respeito à solubilização por fluidos hidrotermais: (i) oxidante, onde os metais são solúveis como complexos clorados e hidróxidos, e (ii) mais reduzido, onde atividade de enxofre, suficientemente alta, promove participação de complexos sulfurados.

Resta pouca dúvida que em Gongo Soco prevaleceram condições oxidantes (campo de estabilidade da hematita) e ácidas, e que uma solução com tais características transportasse Au e Pd na forma de complexos clorados (corroborada pela salinidade moderada das inclusões fluidas). Nos depósitos do tipo jacutinga, o transporte de metal em espécie clorada foi considerado, primeiramente por Oliveira (1932), para soluções supostamente originadas do intemperismo de sulfetos outrora existentes, e por Olivo (1994), para fluidos hidrotermais responsáveis pela mineralização de Cauê e Conceição, Itabira.

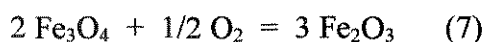
Três fatores podem resultar na precipitação de ouro (no caso ouro com paládio) dissolvido como complexo clorado (Mann 1984): (i) diminuição da atividade de Cl^- ,

(ii) aumento de pH, aproximando-se da neutralidade, e/ou (iii) redução do próprio complexo clorado.

O primeiro dar-se-ia por diluição e, no presente, nada pode ser comentado sobre sua contribuição na deposição do ouro de Gongo Soco. Tributa-se a Djalma Guimarães (1970) o discernimento do segundo mecanismo ao vislumbrar participação de dolomito na reação com solução hidrotermal mineralizante em Gongo Soco. O mesmo processo de aumento de pH fora assumido como imprescindível à formação da jacutinga aurífera de Cauê (Olivo 1994). Apesar da eficácia do carbonato para deposição do metal, a presença de itabirito dolomítico como condição *sine-qua-non* não deve ser dogmatizada (Raphael Cabral & Pires 1995b).

Relações de campo sugerem possibilidade tão factível como aquela. Em Gongo Soco, a mineralização aurífera situa-se no minério hematítico brando entre hematita compacta (capa) e itabirito silicoso (lapa). Confirmando a asserção de Henwood (1871) de que ouro não era encontrado em hematita dura, Dorr (1965) tinha esta rocha como impermeável à solução mineralizante que, portanto, encontraria passagem no minério de ferro brando.

Independente de qual seja a origem dos corpos de hematita de alto teor, a fase mineral mais antiga presente nas rochas da formação ferrífera Itabira é a magnetita (Rosière 1983, Pires 1995). A presença de porfiroclastos de magnetita no itabirito de lapa e seu desaparecimento na zona aurífera, que é marcada pela formação de especularita, indica que:



Fluido oxidante carreando ouro (e paládio) como complexo clorado reagiria com fase mais reduzida (magnetita) precipitando metal (Jaireth 1992, Figs. 6), de acordo com a reação:



que explica a associação entre ouro e hematita. Aqui cabe ressalva muito importante. A instantânea e quase total precipitação de ouro e paládio (Jaireth 1992) traz restrições ao transporte de metal; significa dizer que complexos clorados não são estáveis para percorrer longas distâncias através da formação ferrífera Itabira.

Um ponto a que pouca atenção tem sido devotada diz respeito ao papel que a caulinita exerce neste tipo de mineralização aurífera. Assinalando a notável ausência de

sulfetos, Gorceix (1881a) considerava a *lithomargia* (mineral do grupo da caulinita), como o único elemento indicativo da existência de ouro nos itabiritos¹. Apesar da inexistência de outras evidências que não sejam a mera descrição de típica ocorrência de caulinita nos buchos auríferos, aventa-se possibilidade de que a reação abaixo venha explicar tal associação:

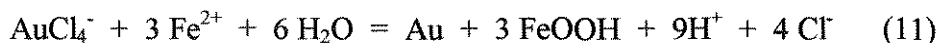


Com decréscimo de temperatura a partir do equilíbrio magnetita-hematita-H₂O há produção de “excesso de O₂” (Baker 1955). O eventual aumento de *f*O₂ levaria à estabilização de óxidos/hidróxidos de manganês. Associação entre ouro e óxidos de manganês nos depósitos tipo jacutinga é desde há muito reconhecida (Henwood 1871), tendo sido o Mn proposto como guia de prospecção para esses depósitos (Oliveira 1932). Assim, tem-se considerado recentemente (Raphael Cabral & Pires 1995b, Renger & Raphael Cabral 1995) que a reação (Krauskopf 1951):



seria capaz de consubstanciar a observada associação de pirolusita com ouro, que seriam precipitados conjuntamente.

Em estágio tardio, a solução hidrotermal ácida poderia promover parcial dissolução de Fe₂O₃, em que o Fe²⁺ liberado seria prontamente precipitado como goethita (seção III.4). Se esta contivesse ouro como AuCl₄⁻, a reação com Fe²⁺ seria representada (Mann 1984) por



implicando na coprecipitação ouro e goethita em situação epitermal (Fig. 3.15c).

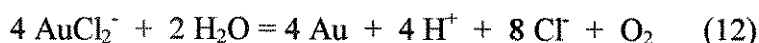
Aquele que se detém um pouco na leitura dos trabalhos antigos há de perceber que se constatava relativo aumento das proporções de paládio e cobre com profundidade na mina de Gongo Soco (Tabela 3.8). Nada mais além desta constatação de Henwood (1871) está disponível para apurar sua veracidade. Mesmo assim, Guimarães (1970) tentou explicar tal distribuição com base na diferença de solubilidade entre ouro e paládio: como o paládio é menos solúvel que o Au, soluções (hidrotermais) tenderiam a depositar relativamente mais paládio em partes mais profundas, enquanto o ouro, mais solúvel, seria levado a níveis mais rasos.

¹ “A unica substancia que nas jazidas deste nivel geologico parece assignalar a presenca do ouro é uma lithomargia branca que fôrma pequenos ninhos no meio da rocha”. (Gorceix 1881a)

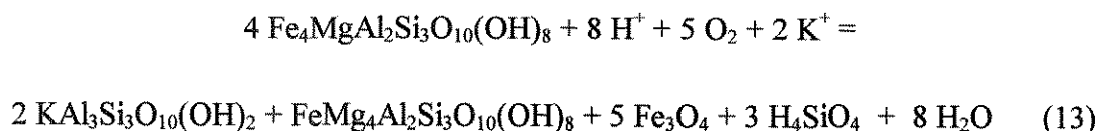
IV.4 - Comparação com Outros Depósitos

Até onde alcançam os conhecimentos do autor, não há depósitos comparáveis àqueles do tipo jacutinga em formações ferríferas bandadas do Proterozóico Inferior pelo mundo. Há, porém, outros depósitos que chamam atenção por algumas semelhanças.

Interessante é o caso das jazidas de alto teor de Tennant Creek, *Northern Territory*, Austrália (Wedeking *et al.* 1989). Bismuto e cobre acompanham a mineralização aurífera que pode conter valores médios de 56 g/t métricas. Hospeda-se em *lodes* ricos em magnetita e hematita, localmente conhecidos por *ironstones*, em sedimentos do Proterozóico Inferior do Grupo *Warramunga* (turbiditos, folhelhos, vulcânicos). Os *lodes* estão linearmente dispostos até distâncias de 40 km e refletem condicionamento estrutural (paralelamente a plano axial de clivagem regional) e estratigráfico (concentram-se adjacente às formações ferríferas argilosas). A presença de folhelho hematítico é tida como importante fator na distribuição dos *lodes*. Ao contrário da proposição de Large (1975), que tinha a deposição de ferro motivada pelo aumento de pH através de reação entre fluido hidrotermal e folhelho hematítico contendo calcita, o papel do folhelho hematítico na formação dos *ironstones* pode ser entendido como barreira de oxi-redução. A ausência de sulfetos na mineralização aurífera de alto teor desfavorece o transporte de ouro na forma de tiocomplexos e aponta para complexos clorados; inclusões fluidas em quartzo indicam temperaturas de deposição entre 300° e 400°C, e salinidades de até 38 % equivalente em peso de NaCl. Soluções ácidas são supostas pela associação de muscovita à mineralização. Os principais fatores de controle da deposição do ouro recaem sobre pH e fO_2 . Para reação:



um mecanismo eficiente para precipitação de ouro se processa pela redução de fO_2 e aumento de pH, provocados pela observada substituição de clorita por muscovita¹:



¹ A reação original contida em Wedeking *et al.* (1989) é tida como inadequada, tendo sido modificada pelo presente autor e apresentada na forma abaixo.

Outro caso também vem do *Northern Territory*, Austrália. Trata-se Coronation Hill (Mernagh *et al.* 1994) de depósito hidrotermal de Au-Pt-Pd ($\pm$ U) em rochas do *Pine Creek inlier*, sedimentos e vulcânicas do Proterozóico Inferior depositados sobre embasamento arqueano. Abaixo desta discordância está localizada a mineralização que, circundada por halo de alteração de muscovita (sericita)-clorita-caulinita-hematita, pode ser dividida em dois tipos:

- (i) **U-Au-EGP**, geralmente em conglomerados com clastos de material carbonoso, e também em zonas de alteração clorítica em quartzo-feldspato pórfiro.
- (ii) **Au-EGP**, em veios de quartzo-calcita-clorita em rochas ígneas (quartzo-feldspato pórfiro, quartzo diorito), possuindo duas associações mineralógicas distintas: (a) Au-EGP-seleneto e (b) Au-EGP-seleneto-sulfeto com pirita de substituição na encaixante ígnea alterada.

Além da mineralização Au-EGP não estar relacionada à pirita, o conteúdo total de sulfetos é inexpressivo. Estudos microtermométricos têm revelado natureza salina da solução mineralizante (26 % equivalente em peso de CaCl_2) com temperatura em torno de 140°C, enquanto dados isotópicos conferem-na proveniência meteórica. O fluido ácido e oxidado (*buffer bixbyita/hausmannita*) teria depositado Au e EGP, então transportados como complexos clorados, por meio de (i) neutralização ácida por feldspato e/ou (ii) redução por material carbonoso ou ion ferroso. O predomínio ora de um ora de outro processo explicaria o desenvolvimento dos dois tipos distintos de mineralização espacialmente separadas em Coronation Hill.

Particularidades e desemelhanças à parte, os casos descritos mostram alguma pertinência em relação a Gongo Soco no que tange ausência de sulfuração, natureza dos fluidos mineralizantes, meios de transporte e deposição de metal.

V. Sobre a Metalogênese do Ouro e Paládio

"(...) this iron formation (itabirite) has been proved to be slightly auriferous in many places, but the gold has only been found in payable quantities in the bands of sand micaceous iron ore known as jacutinga".

Scott (1902)

Aquele que se detivesse a apreciar a mineralização aurífera de Gongo Soco, por mais breve que fosse, seria acometido por questões concernentes à (i) eficiência do processo que levou a concentrar “mais de doze toneladas de ouro no espaço de pouco mais de 120 metros” (Guimarães 1970) e à (ii) fonte de ouro e paládio deste tipo singular de depósito, como também sobre (iii) a inusitada composição das encaixantes, (iv) completa ausência de sulfetos, (v) mineralogia exótica e (vi) repetência das condições físico-químicas em outros depósitos do Quadrilátero Ferrífero (QF).

Autores têm sugerido que concentrações de ouro acima do normal seriam premissas à consignação de dada rocha como fonte (e.g. Stephenson & Ehmann 1971). Com base neste princípio, necessita-se, então, uma avaliação do conteúdo aurífero da rocha hospedeira do depósito de Gongo Soco. Desde tempos remotos relatava-se incidência de ouro em pequenas proporções nos itabiritos e minérios de ferro da formação ferrífera Itabira (Henwood 1846a, 1871, Derby 1882, Scott 1902, Hussak 1906, Bensusan 1929). Kessler & Müller (1988) analisaram 50 amostras, entre itabiritos e minérios de ferro, e encontraram valores de ouro entre 6 a 133 ppb, com média em 33 ± 8 ppb Au.

A Tabela 5.1 confronta conteúdos de ouro de diversas formações ferríferas tipo Algoma com aqueles disponíveis da formação ferrífera Itabira do Proterozóico Inferior. É interessante perceber que os dados sugerem que os itabiritos do QF contenham aproximadamente duas vezes mais ouro que a média das formações ferríferas tipo Lago Superior, fácies óxido, e quantidade equiparável às do tipo Algoma, ambas do Escudo Canadense. Uma vez que as últimas, tipicamente arqueanas e associadas à rochas vulcânicas, têm seu conteúdo aurífero aparentemente controlado pelo ambiente deposicional (Gross 1988, Crocket 1993), não há porquê negar que os

itabiritos encerreem em si quantidade primordial do metal, depositado contemporaneamente aos sedimentos químicos ferríferos. Ademais, exíguas inclusões de ouro com menos de 1 µm têm sido identificadas em hematita e magnetita (Kessler & Müller 1988); estes autores enfatizaram ainda que “o minério de ferro freqüentemente contém ouro em quantidade de ppb a ppm sem ouro livre detectável”¹.

Para tal quadro concorre a possibilidade da existência de porções já enriquecidas à época da sedimentação química. Concentrados magnetíticos de *Krivoy Rog*, separados de rocha sem qualquer sinal de superposição de mineralização, podem possuir de 0,4 a 0,8 ppm de Au disseminado² [Rozhkov *et al.* 1971 (Рожков и д. 1971)]. A deposição de sedimentos químicos enriquecidos em ouro tem sido demonstrada de forma inegável nos precipitados hidrotermais de assoalho oceânico do Pacífico ocidental (Hannington *et al.* 1986)

TABELA 5.1

Tipo de formação ferrífera	Au (ppb)	Referência
FFB de Raposos (não mineralizada), Grupo Nova Lima	40	Ladeira (1980)
FFB canadenses tipo Algoma (fácies óxido)	38	Gross (1988)
FFB tipo Algoma, Ontario, NWT	57	In Crocket (1993)
FFB tipo Algoma, <i>Sherman and Adams mines</i> , Ontario	4,4	In Crocket (1993)
	8,5	
FFB tipo Algoma, <i>Carshaw-Malga iron formation</i>	29	In Crocket (1993)
	131	
	9,8	
FFB tipo Algoma (siderita-pirita), <i>Helen iron formation, Wawa subprovince</i>	1,1	In Crocket (1993)
	9,4	
	1,2	
Itabirito, sinclinal de Ouro Fino, QF	38	Ramanaidou et al. (1991)
Minério de ferro e itabirito, QF	33	Kessler & Müller (1988)
FFB canadenses tipo Lago Superior (fácies óxido)	19	Gross (1988)

TABELA 5.1: Abundância aurífera média de algumas formações ferríferas em comparação com aquelas do QF.

¹ “Au is an interesting element in BIF of the Quadrilátero Ferrífero. In some places garimpeiros are able to concentrate extremely fine-grained gold using primitive wooden cascade plants, but very often iron ore contains Au in the range ppb to ppm without any detectable free gold” (Kessler & Müller 1988).

² В отдельных провах железных руд без следов наложенной минерализации фиксируются высокие содержания золота: до 0,7 г/т в маритовой руде; 0,4 и 0,8 г/т в магнетитовом комцентрате (Рожков и д. 1971).

No que diz respeito ao conteúdo em ouro, portanto, a formação ferrífera Itabira possui requisito necessário à rocha fonte. Entretanto, abundância de ouro não pode ser tratada como fator determinante para mineralização aurífera ou para identificação de rochas fontes: águas termais, como em *Yellowstone*, que possuem ínfimas quantidades de ouro (0,05 ppb ou menos) e circulam por rochas com 1 ppb (ou menos) de Au, são capazes de depositar concentrações econômicas do metal (Tilling *et al.* 1973). Ao estudar os conteúdos de ouro e prata de crostas vítreas em *pillow lavas* tholeiíticas, Keays & Scott (1976) demonstraram que a disponibilidade de metal para mineralização não é função de sua abundância na rocha fonte, mas sim do lugar que o ouro ocupa no mineral; ou seja, do ouro “reativo”, que por alojar-se em lugares como bordas de grãos, em sulfetos ou fases *mesostasis*, está propenso a ser lixiviado mais facilmente.

O reconhecimento de estruturas que permitem passagem de fluido e que geralmente possuem anomalia aurífera, que eventualmente chega a teor econômico (e.g. Kwong & Crocket 1978), tem revelado a importância da presença de *traps* para conduzir e concentrar soluções mineralizantes, cabendo ao metamorfismo o fator determinante na formação de veios auríferos por processos de secreção (Saager *et al.* 1982). Se tal modelo de secreção metamórfica, aplicado a terrenos *greenstone* arqueanos, é de fato fidedigno, então não há razões para se admitir que o ouro singenético da formação ferrífera Itabira não tivesse sido lixiviado durante o metamorfismo regional e posteriormente depositado na jacutinga.

Acontece que o comportamento do ouro durante metamorfismo progressivo é assunto controvertido e sujeito à formulações contraditórias. Petrov *et al.* (1972) estudaram mobilidade do ouro nas rochas do *Patom Uplands*, Sibéria, área *Ugakh* - grande estrutura sinclinal cujas rochas sedimentares foram metamorfizadas na faixa de temperatura entre 250° e 650°C em 50 km de extensão - e concluíram que houvera migração de ouro, com acumulação em rochas pelíticas da fácies xisto-verde e epidoto-anfibolito, e perda na fácies anfibolito; veeiros sulfurados estando associados a fácies xisto-verde. Com esta visão não concordaram Li & Shokhina (1974), que apreciaram rochas precambrianas do *Yenisey Range*, Sibéria. Os autores verificaram que o conteúdo aurífero não fora substancialmente modificado durante o metamorfismo regional de fácies xisto-verde a granulito. Dependência entre dispersão e coeficientes de variação da abundância do metal e intensidade de metamorfismo fora

estabelecida pela tendência então observada à redistribuição e dispersão de ouro nas rochas da fácies anfibolito e granulito; o metamorfismo regional, portanto, não teria importância na formação de concentrações econômicas de ouro (Li & Shokhina 1974).

As rochas do QF foram submetidas ao metamorfismo dinamotermal, cujo grau metamórfico aumenta de oeste para leste (seção I). Justamente na sua borda mais severamente metamorfizada, a leste, estão localizadas as antigas minas de ouro em jacutinga, que formam “linha aurífera” desde Maquiné até o distrito de Itabira (Fig. 1.1). O fato de que “buchos” auríferos de jacutinga dispõem-se segundo elementos lineares E-W (Henwood 1846c, 1871, Olivo 1994, Varajão 1994, Quadro 1.3) é muito significativo.

Antes, porém, do então chamado controle estrutural, existem as condições físico-químicas para transporte e deposição de metal. A jacutinga de Gongo Soco, como as demais, é zona de elevada fO_2 marcada pela transformação de magnetita em hematita e formação de especularita. A própria formação ferrífera Itabira, no conjunto, não sofreu, ao contrário de outras, redução durante metamorfismo (Pires 1995) e experimentou metassomatismo ácido e oxidante, com introdução de flúor em anfibólios e ciclosilicatos (Pires & Frost, em prep.) e eventual formação de fluorita (e.g. gretas de tração com fluorita em Acaba Mundo, Pomerene 1964) e topázio. Daí vem que o fluido ácido e oxidante ao reagir com fase reduzida (magnetita) desestabiliza os complexos aquosos de ouro, promovendo sua precipitação. É consequência lógica a dedução de que tal fluido não seria capaz de transportar ouro por longas distâncias através de rocha tão reativa como os itabiritos. Deve-se lembrar que é a magnetita o mineral mais antigo observado nestas rochas (Rosière 1983, Pires 1995). Em outras palavras, a jacutinga de Gongo Soco é um depósito *proximal* à rocha fonte de ouro, que é a própria formação ferrífera Itabira.

A acumulação aurífera em Gongo Soco poderia advir de uma combinação de rocha enriquecida em ouro singenético com eficiente processo de lixiviação hidrotermal, que também fora capaz de retirar sílica e formar, num primeiro estágio, minério de ferro brando (Dorr 1965). Num segundo estágio, o ouro precipitado fora novamente solubilizado e concentrado com óxido de manganês e goethita. Finalmente, ação intempérica promovera enriquecimento derradeiro, responsável pelas grandes pepitas e agregados de ouro encontrados à superfície. Esta concepção de evolução genética não difere substancialmente da proposição de Siegers & Renger (1985).

Quanto ao paládio, “é difícil explicar a razão de ser o ouro de jacutinga, geralmente paladiado. (...) Em contraposição o ouro obtido de jazidas de minerais sulfurados (i.e. tipo Morro Velho) não é caracterizado por teores tão elevados de paládio” (Guimarães 1970). De fato, o ouro dos depósitos arqueanos é ligado a prata, com razão Au/Ag em torno de 6:1 (Ladeira 1988, 1991; Vieira 1988), enquanto o ouro paladiado parece ser típico da formação ferrífera Itabira (Hussak 1906, Schoerscher 1992, Raphael Cabral & Pires, 1995 b). Recentemente, autores (Roeser *et al.* 1991, 1993; Olivo 1994, Olivo *et al.* 1995) têm retomado a idéia de Djalma Guimarães (1970) de que *“a fonte de suprimento de paládio, que acompanha o ouro nos conhecidos depósitos de jacutinga mineralizada, deve estar nas próprias formações envolvidas ou subjacentes a esta rocha ferrífera”*; idéia esta fundamentada na abundância de paládio nas rochas máficas e ultramáficas (Tabela 5.2). À eventos metamórficos se tem atribuído (Roeser *et al.* 1993) remobilização de paládio, e seu possível enriquecimento à serpentização. Subsequente esteatização promoveria lixiviação de paládio que, transportado às formações superiores, seria depositado como minerais de paládio (Quadro 1.4). Tal suposição poderia, talvez, encontrar alguma argumentação na descrição de Sanders (1933) de íntima relação entre jacutinga aurífera e intrusivas na formação ferrífera em Itabira, o que parece não ter sido observado por Olivo (1994).

TABELA 5.2

Tipo litológico	Pd	Localização, autor
Lapa Seca (não mineralizada)	0,090 ppm	mina de Morro Velho, Ladeira (1980)
xistos verdes próximos ao minério	0,120 ppm	mina de Morro Velho, Ladeira (1980)
xistos verdes distantes do minério	0,125 ppm	mina de Morro Velho, Ladeira (1980)
sericita quartzito	0,009 ppm	mina de Morro Velho, Ladeira (1980)
gnaisses, migmatitos, quartzitos	n.d.	QF, não especificado, Roeser <i>et al.</i> (1993)
basaltos, ortoanfibolitos, xistos anfibolíticos	até 30 ppb	QF, não especificado, Roeser <i>et al.</i> (1993)
talco xistos, esteatitos	até 90 ppb	QF, não especificado, Roeser <i>et al.</i> (1993)

TABELA 5.2: Abundância de paládio disponível em rochas do QF.

Considerá-lo como oriundo da remobilização hidrotermal das rochas arqueanas subjacentes (Grupo Nova Lima) é visão muito singela que não dá conta de um processo geoquímico que pudesse segregar paládio e ouro dos demais elementos, como S, As, Cu e Ag, das supracitadas rochas e concentrá-los junto com manganês e minério de ferro em porções tão restritas de jacutinga.

Aliás, o papel do manganês na metalogênese do ouro da jacutinga tem sido desconsiderado. O manganês, como ouro, foi depositado ao mesmo tempo (e.g. Ntiamoah-Agyakwa 1979) que os óxidos de ferro da formação ferrífera. As porções mais ricas em manganês limitam-se a estreitas faixas (0,5-6 m) nos itabiritos (Dorr *et al.* 1958). Decorre que porções manganesíferas, agora metamorfizadas, podem possuir conteúdos de Ni e Co de até 0,3% (Scott 1900)! Ainda mais interessante é notar que em sedimentos ferromanganesíferos do *East Pacific Rise* há forte correlação entre Pd-Mn (+0,90) e Pd-Fe (+0,86), que é ainda maior próximo à crista (*rise crest*), onde há maior fluxo de calor (Crocket *et al.* 1973). Neste caso, exalações marinhas teriam contribuído com Pd (e Au). Algum paládio também pode ser concentrado na componente ferromanganesífera hidrógena em sedimentos marinhos e possuir forte correlação Pd-Mn (Crocket & Kuo 1979).

É válido supor que o paládio estivesse singeneticamente relacionado às porções manganesíferas da formação ferrífera, mesmo em diminutas quantidades, e fosse possivelmente oriundo de exalações marinhas. Investigações recentes de elementos terras raras (Raposo & Ladeira 1993, Raposo 1996) têm lançado luz à contribuição hidrotermal na deposição dos itabiritos. Assim, talvez a associação entre ouro paladiado e manganês não seja fortuita e justifique uma avaliação do conteúdo metalífero das porções manganesíferas dos itabiritos³.

A Fig. 5.1 ilustra a disposição das minas de jacutinga em relação àquelas hospedadas nas rochas arqueanas do SGRV. Independente da idade das mineralizações, controle estrutural ou estilo de depósito, a incidência de paládio está praticamente restrita aos itabiritos (Henwood 1871, Hussak 1906). Colocado de outra forma, a mineralização aurífera em formação ferrífera no QF está ligada a prata, na forma de *electrum*, em terrenos *greenstone* arqueanos, e ao paládio, como ouro paladiado e minerais de paládio, nas partes brandas do minério de ferro da formação ferrífera proterozóica. Esta associação característica fomenta hipótese de que a filiação metalogenética dos jazimentos auríferos nas formações ferríferas do QF esteja relacionado ao tipo de terreno onde estas ocorrem. Trata-se da então chamada **herança** proveniente de dado ambiente geológico como fator relevante na epigênese metalífera de um distrito (Ladeira 1991, Titley 1991). A idéia de que a jacutinga

³ F.R.M. Pires e A. Raphael Cabral têm iniciado este estudo nos leitos manganesíferos da Serra da Moeda.

aurífera compartilha o caráter mineral da rocha encaixante fora inicialmente sugerida por Henwood (1871).

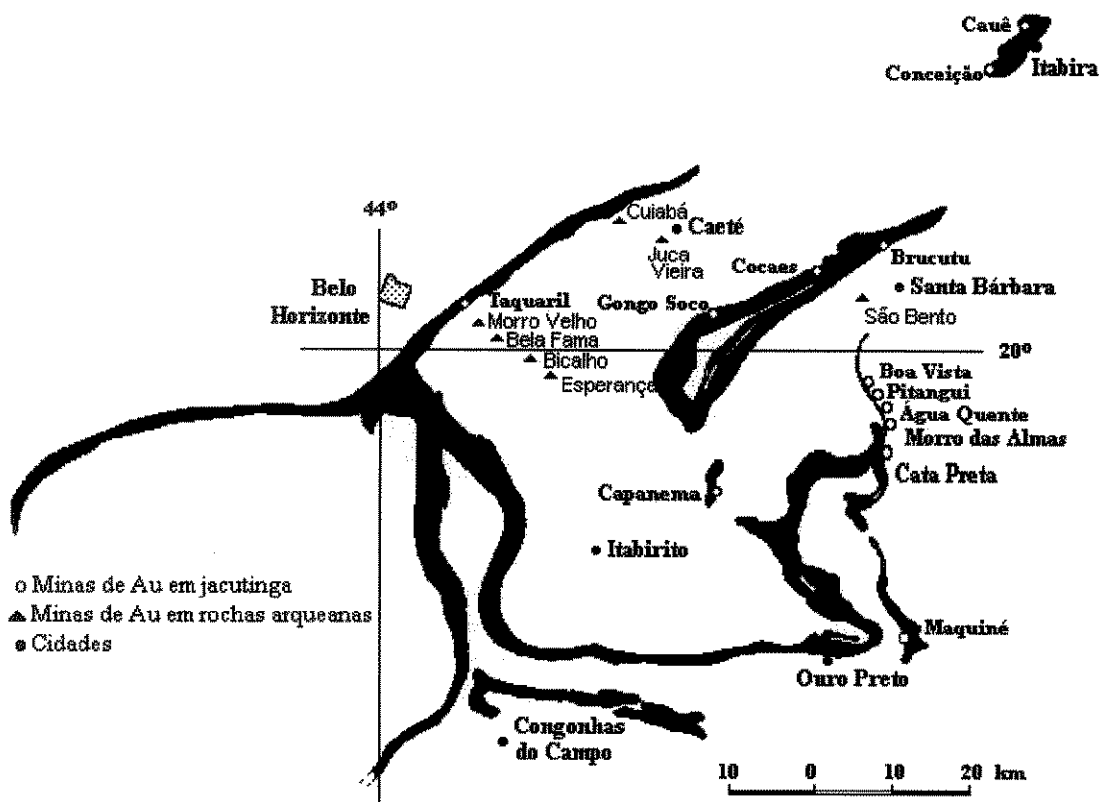


Figura 5.1: Disposição das minas de ouro em jacutinga em relação àquelas arqueanas. A ocorrência de ouro paladiado parece estar restrito às primeiras, hospedadas na formação ferrífera Itabira. Em negro, contorno do Grupo Itabira. Extraído de Renger & Raphael Cabral (1995).

Conclusões

Do estudo realizado acerca da mineralização aurífera de Gongo Soco, a jacutinga, seguem conclusões sobre a forma de ocorrência, condicionamento e gênese da jazida:

- A jacutinga ocorre como bolsões (buchos) e leitos condicionados pelas superfícies de transposição (St), de mesma direção, porém mais inclinadas, de 10° a 20°, que a foliação principal (Sp). Tal relação é apenas observada em cortes perpendiculares à direção de Sp.

- Os buchos auríferos têm sua disposição aproximadamente E-W controlada pela lineação de estiramento.

- A mineralização aurífera está restrita ao minério de ferro brando e situa-se ao longo do contato entre itabirito silicoso e hematita dura (compacta). Esta última atuou como barreira impermeável ao fluido mineralizante.

- Trata-se a jacutinga de depósito hidrotermal formado em condições de fO_2 elevadas. Duas assembléias são reconhecidas: (i) hematita especular-talco-caulinita (*buffer* hematita-magnetita) e (ii) goethita-pirolusita (*buffer* bixbyita-pirolusita).

- Encontra-se o ouro como inclusões em hematita especular, pirolusita e goethita, e como preenchimento de fraturas nas primeiras.

- Dois estágios ou pulsos hidrotermais são vislumbrados. O primeiro, caracterizado por hematita especular-talco-caulinita, tem sua temperatura máxima balizada pela estabilidade da caulinita, e temperatura compatível com a formação de talco; tem-se aí temperatura em torno de 350°C. O segundo, marcado pela introdução de manganês e “goethitização”, tem temperaturas baixas para precipitação de pirolusita e goethita de natureza hidrotermal. O primeiro estágio, concomitante à deformação, preparou o arcabouço lito-estrutural que permitiu passagem de soluções hidrotermais tardias.

- Estudo de inclusões fluidas em quartzo aponta para um fluido aquoso de salinidade moderada. As temperaturas de homogeneização em torno de 130°C estão de acordo com a estabilidade da assembléia goethita-pirolusita.

- O estágio hidrotermal tardio seria responsável pela mobilização e concentração do ouro precipitado no estágio inicial (assembléia hematita especular-talco-caulinita), com formação de goethita e pirolusita. Durante este processo dissolução e precipitação, a diferença de solubilidades entre os complexos aquosos de ouro e paládio explicaria a concentração de paládio nas bordas de grão de ouro.

- O ouro, transportado como complexo clorado, em fluido oxidante e ácido, tem na reação com fase reduzida (magnetita) e co-precipitação com pirolusita e goethita seus mecanismos de deposição. Aventa-se possibilidade de a formação de caulinita ser relevante na precipitação do ouro.

- A jacutinga de Gongo Soco é um depósito proximal à fonte do ouro, pois uma solução oxidante não poderia percorrer grandes distâncias numa rocha que contém fases mais reduzidas (magnetita, silicatos) sem que se produzissem reações de oxirredução.

Quanto à origem do ouro na formação ferrífera Itabira:

- Os itabiritos contém uma quantidade primordial de ouro, e talvez até porções singeneticamente enriquecidas.

- Um modelo mais realista para origem do ouro estaria na sua remobilização e concentração a partir da própria formação ferrífera Itabira. Uma derivação do ouro por lixiviação das rochas do Grupo Nova Lima não é condizente, por um lado, com a ausência de sulfetos e a natureza das inclusões fluidas na jacutinga aurífera; e por outro, com a inexistência de ouro paladiado ou minerais de paládio nas jazidas auríferas deste grupo.

- Uma hipótese de que a formação ferrífera Itabira também possui, assim como o ouro, algum conteúdo primário de paládio, está baseada na associação entre ouro paladiado e manganês na jacutinga e na ocorrência, aparentemente exclusiva, de mineralização de paládio.

- Uma origem meteórica para o fluido mineralizante (em seu estágio tardio) em Gongo Soco é tributável à sua natureza aquosa, com inclusões fluidas metaestáveis, em conjunto com a ocorrência de fontes termais associadas à falhas. Relatos antigos de que a temperatura das águas nas minas de Gongo Soco e Água Quente atingiam cerca de 30°C são evidências de circulação de água meteórica ao longo de falhas.

- A borda leste do Quadrilátero Ferrífero foi severamente afetada por dobramentos e empurrões e atingiu temperaturas metamórficas mais elevadas. A disposição das antigas minas de jacutinga justamente ao longo de borda oriental talvez seja o resultado da combinação de diversos fatores: (i) a existência de leitos sedimentares (químicos) com conteúdos anômalos de ouro; (ii) deformação e metamorfismo, com desenvolvimento de foliações e geração de fluidos; (iii) percolação de água meteórica pela superfície de falhas.

Referências Bibliográficas

- ALMEIDA, F.F.M. 1977. O cráton de São Francisco. *Rev. Bras. Geociênc.*, 7 (4): 349-364.
- ANDRADE, L.P. & SÁ, E.L.de. 1990. Lavra seletiva de minério aurífero nos itabiritos. *Minérios*, 161: 34-40.
- BABINSKI, M.; CHEMALE JR., F.; VAN SCHMUS, W.R. 1993. A idade das formações ferríferas bandadas do Supergrupo Minas e sua correlação com aquelas da África do Sul e da Austrália. In: SIMP. CRATON SÃO FRANCISCO, 2, Salvador, 1993, *Anais ...* Salvador, SBG, p. 152-153.
- BAKER, D.R. 1955. Stability of magnetite and hematite in a hydrothermal environment from thermodynamic calculations. *Bull. Geol. Soc. Am.*, 66: 1528-1529.
- BALTAZAR, O.F.; CORRÊA NETO, A.V.; SILVA, S.L.; ZUCHETTI, M.; CARVALHO, J.B.; RAPOSO, F. 1994. Uma tentativa preliminar de aplicação de estratigrafia de sequências ao "greenstone belt" Rio das Velhas, Quadrilátero Ferrífero, MG. In: CONG. BRAS. GEOL., 38, Balneário Camboriú. Boletim de Resumos Expandidos, v. 1, p. 82-83.
- BARANOVA, N.N. & RYZHENKO, B.N. 1982. Computer simulation of the Au-Cl-S-Na-H₂O system in relation to the transport and deposition of gold in hydrothermal processes. *Geochem. Intern.*, p. 46-60.
- BARANOVA, N.N.; ZOTOV, A.V.; BANNYKH, L.N.; DAR'YINA, T.G.; SAVEL'YEV, B.V. 1984. The effects of redox conditions so the solubility of gold in water at 450°C and 500 atm. *Geochem. Intern.*, p. 117-122.
- BARBOSA, A.L.M. 1969. Mapa geológico da quadricula de Antônio Pereira, escala 1:25.000. In: DORR, J. V. N. 1969. Physiographic, stratigraphic and structural development of the Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais, Brazil. U.S. Geol. Survey. 110 p. (Prof. Paper 641-A).
- BARBOSA, A.L.M. 1968. Contribuições recentes à geologia do Quadrilátero Ferrífero. Belo Horizonte, Soc. Bras. Geol., reimpressão, 1985, UFMG, Depto. Geol. 44 p.
- BARBOSA, O. 1954. Évolution du géosynclinal Espinhaço. In: INTERN. GEOL. CONG., 19. Algiers 1952. *Comptes rendus...* sec. 13, pt. 2, fase 14, p. 17-36.
- BELL, T.H. & HAMMOND, R.L. 1984. On the internal geometry of mylonite zones. *Jour. Geol.*, 92: 667-686.
- BELO DE OLIVEIRA, O.A. & VIEIRA, M.B.H. 1987. Aspectos da deformação dúctil e progressiva no Quadrilátero Ferrífero. In: SIMP. GEOL. MINAS GERAIS, 4. Belo Horizonte, 1987. *Anais...* Belo Horizonte, SBG. p. 237-253. (Boletim 7).
- BENSUSAN, A.J. 1929. Auriferous jacutinga deposits. *Inst. Min. Metal. Bull.*, 300: 451-483.
- BERTHÉ, D.; CHOUKROUNE, P.; JEGOUZO, P. 1979. Orthogneiss, mylonite and non coaxial deformation of granite: the example of the South Armorican shear zone. *Jour. Struct. Geol.*, 1: 31-42.
- BORGES, N.R.A. 1978. Ocorência de ouro em formações ferríferas. Unpub. Msc thesis, University of London, Imperial College of Science and Technology, 145 p. (tradução)
- BOYLE, R.W. 1969. Hydrothermal transport and deposition of gold. *Econ. Geol.*, 64: 112-115.
- BOWEN, N.L. & TUTTLE, O.F. 1949. The system MgO-SiO₂-H₂O. *Bull. Geol. Soc. Amer.*, 60: 439-460.
- BOWLES, J.F. 1986. The development of platinum-group minerals in laterites. *Econ. Geol.*, 81: 1278-1285.

- CABRI, L.J.; CLARK, A.M.; CHEN, T.T. 1977. Arsenopalladinite from Itabira, Brazil, and from the Stillwater complex, Montana. *Can. Mineralogist*, 15: 70-73.
- CHAMPNESS, P.E. 1971. The transformation manganite $\rightarrow$ pyrolusite. *Mineralogical Magazine*, 38: 245-248.
- CHEMALE Jr., F.; ROSIÈRE, C.A.; ENDO, I. 1991. Evolução tectônica do Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais - um modelo. *Pesquisas*, 18 (2): 104-127.
- CHEMALE Jr., F.; ROSIÈRE, C.A.; ENDO, I. 1994. The tectonic evolution of the Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais, Brazil. *Precamb. Reseach.*, 65: 25-54.
- CLARK, A.M.; CRIDDLE, A.J.; FEJER, E.E. 1974. Palladium arsenide-antimonides from Itabira, Minas Gerais, Brazil. *Mineral. Mag.*, 39: 528-543.
- COMIG - Companhia Mineradora de Minas Gerais -1994. Mapas geológico, metalogenético e de ocorrências minerais do Estado de Minas Gerais - escala 1:1.000.000. Belo Horizonte, Governo do Estado de Minas Gerais.
- CRAWFORD, M.L. 1981. Phase equilibria in aqueous fluid inclusion. In: HOLLISTER, L.S. & CRAWFORD, M.L. (Eds.) *Fluid inclusions: applications to petrology*. Short course handbook, Mineralogical Association of Canada, p. 75-100.
- CROCCO-RODRIGUES, F.A.; FONSECA DA COSTA, A., CUSTÓDIO DE SOUZA, R.A.; ROSIÈRE, C.A. 1989. Sistemas de cavalgamento do nordeste do Quadrilátero Ferrífero, MG. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DE MINAS GERAIS, 5. Belo Horizonte, SBG. p. 6-10. (Boletim 10).
- CROCKET, J.H. 1993. Distribution of gold in the Earth's crust. In: FOSTER, R.P. ed. *Gold metallogeny and exploration*. Chapman & Hall. p. 1-36.
- CROCKET, J.H. & KUO, H.Y. 1979. Sources for gold, palladium and iridium in deep-sea sediments. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 43: 831-842.
- CROCKET, J.H.; MACDOUGALL, J.D.; HARRISS, R.C. 1973. Gold, palladium and iridium in marine sediments. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 37: 2547-2556.
- CROUCH, A.G. 1972. High temperature deformation of polycrystalline Fe_2O_3 . *Journ. Amer. Ceram. Soc.*, 55 (11): 558-563.
- D'YACHKOVA, I.B. & KHODAKOVSKIY, I.L. 1968. Thermodynamic equilibria in the system $\text{S-H}_2\text{O}$, $\text{Se-H}_2\text{O}$, and Te-H_2 in the 25-300°C temperature range and their geochemical interpretations. *Geochem. Intern.*, p. 1108-1125.
- DENT GLASSER, L.S. & SMITH, I.B. 1965. Topotaxy in the system $\text{MnO-O-H}_2\text{O}$: groutite-ramsdellite-pyrolusite. *Min. Mag.*, 35: 327-334.
- DERBY, O.A. 1882. On the gold-bearing rocks of the Province of Minas Geraes, Brazil. *Am. Journ. Sci.*, 3rd Ser., 23: 178.
- DERBY, O.A. 1901. On the mode of occurrence of topaz near Ouro Preto, Brazil. *Am. Journ. Sci.*, 4th Ser., 11: 25-34.
- DERBY, O.A. 1902. Notes on Brazilian gold-ores. *Trans. Am. Inst. Min. Eng.*, p. 1-6.
- DERBY, O.A. 1906. The Serra do Espinhaço. *Jour. Geol.*, 14 (3): 374-401.
- DORR, J. V. N. 1964. Supergene iron ores of Minas Gerais, Brazil. *Econ. Geol.*, 59 (7): 1203-1240.
- DORR, J. V. N. 1965. Nature and origin of the high-grade hematite ores of Minas Gerais, Brazil. *Econ. Geol.*, 60 (1): 1-46.

- DORR, J. V. N. 1969. Physiographic, stratigraphic and structural development of the Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais, Brazil. U.S. Geol. Survey. 110 p. (Prof. Paper 641-A).
- DORR, J. V. N. & BARBOSA, A. L. M. 1963. Geology and ore deposits of the Itabira district, Minas Gerais, Brazil. U.S. Geol. Survey. 108 p. (Prof. Paper 341-C).
- DORR, J. V. N.; GAIR, J.E.; POMERENE, J.B.; RYNEARSON, G.A. 1957. Revisão da estratigrafia precambriana do Quadrilátero Ferrífero. Rio de Janeiro, DNPM/DFPM.31 p. (Boletim 81).
- DORR, J. V. N.; HOREN, A.; COELHO, I.S. 1958. Jazidas de manganês de Minas Gerais, Brasil. Rio de Janeiro, DNPM/DFPM. 95 p. (Boletim 105).
- DRAKE Jr., A.A. & MORGAN, B.A. 1980. Precambrian plate tectonics in the Brazilian shield: evidence from the pre-Minas rocks of the Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais. U.S. Geol. Survey. 19 p. (Prof. Paper 1119-B).
- EDWARDS, A.B. 1946. Hypogene goethite at Peko mine, N. T., Australia. *Amer. Mineral.*, 41: 657-660.
- EDWARDS, P.W. 1826. In: IMPERIAL BRAZILIAN MINING ASSOCIATION. Reports of the Directors, addressed to the Share-Holders. London, 128 p.
- ESCHER, A. & WATTERSON, J. 1974. Stretching fabrics and crustal shortening. *Tectonophysics*, 22: 223-231.
- ESCHWEGE, W.L. von. 1823. Esquisse géognostique du Brésil. *Annales de Mines*, tome VIII, 3e. livr., p. 401-430.
- ESCHWEGE, W.L. von. 1833. Pluto Brasiliensis. Belo Horizonte, Itatiaia Editora Ltda., vols. 1 & 2,
- EUGSTER, H.P. & WONES, D.R. 1962. Stability relations of ferruginous biotite, annite. *Jour. Petrology*, 3: 82-125.
- FERRAND, M.P. 1894. *L'Or a Minas Geraes. Ann. Escola de Minas*, Ouro Preto, Vol. II. 164 p.
- FERRAZ, L.C. 1928. *Compendio dos mineraes do Brasil*. Rio de Janeiro, Imprensa Nacional. 645 p.
- FRENZEL, G. 1980. The manganese ore minerals. In: VARENTSOV, I.M & GRASSELLY, Gy. eds. *Geology and geochemistry of manganese - Volume I*. Budapest, Akadémiai Kiadó. p. 25-158.
- FREYBERG, B. von. 1932. Ergebnisse geologischer forschungen in Minas Geraes (Brasilien). *Neues Jahrb., fur Min., Geol. und Paleo.*, sonderband 2 (2): 1-399.
- FRIPP, R.E.P. 1976. Stratabound gold deposits in Archean banded iron formation, Rhodesia. *Econ. Geol.*, 71: 58-75.
- FUCHS, W.A. & ROSE, A.W. 1974. The geochemical behaviour of platinum and palladium in the weathering cycle in the Stillwater Complex, Montana. *Econ. Geol.*, 69: 332-346.
- GAIR, J.E. 1958. The Sabará Formation. *Bol. Soc. Bras. Geol.*, 7 (2): 68-69.
- GAIR, J.E. 1962. Geology and ore deposits of the Nova Lima and Rio das Velhas quadrangles, Minas Gerais, Brazil. U.S. Geol. Survey. 67 p. (Prof. Paper 341-A).
- GAMA, Colonel. 1826. In: IMPERIAL BRAZILIAN MINING ASSOCIATION. Reports of the Directors, addressed to the Share-Holders. London, 95 p.
- GAMMONS, C.H.; BLOOM, M.S. & YU, Y. 1992. Experimental investigations of the hydrothermal geochemistry of Pt and Pd. I. Solubility of Pt and Pd sulfide minerals in NaCl/H₂SO₄ solutions at 300°C. *Geoch. Cosmoch. Acta*, 56: 3881-3894.

- GHOSH, S. K. & SENGUPTA, S. 1987. Progressive development of structures in a ductile shear zone. *Jour. Struct. Geol.*, 9 (3): 277-287.
- GIFKINS, R.C. 1976. Grain-boundary sliding and its accommodation during creep and superplasticity. *Metallurgical Transactions*, 7A: 1225-1232.
- GORCEIX, H. 1881 a. Estudo chimico e geologico do centro da provincia de Minas Geraes. *Ann. Escola de Minas*, Ouro Preto, 1: 1-12.
- GORCEIX, H. 1881 b. Estudo geologico das jazidas de topazios da Provincia de Minas Geraes. *Ann. Escola de Minas*, Ouro Preto, 1: 15-38.
- GRIGOR'YEVA, T.A. & SUKNEVA, L.S. 1982. Effects of sulfur and of antimony and arsenic sulfides on the solubility of gold. *Geochem. Intern.*, p. 153-158.
- GROSS, G.A. 1988. Gold content and geochemistry of iron-formation in Canada. *Geol. Survey Canada* 86-19. 54 p.
- GROVES, D.L. 1988. Gold mineralization in the Yilgarn Block, Western Australia. *Bicentennial Gold '88*, extended abstracts, Melbourne, p. 13-18.
- GUILD, P.W. 1957. Geology and mineral resources of the Congonhas district, Minas Gerais, Brazil. U.S. Geol. Survey. 90 p. (Prof. Paper 290).
- GUIMARÃES, D. 1931. Contribuição a geologia do Estado de Minas Geraes. Rio de Janeiro, Serviço Geológico e Mineralógico do Brasil. 36 p. (Boletim 55).
- GUIMARÃES, D. 1933. A industria extractiva do ouro no Estado de Minas Geraes. Belo Horizonte, Departamento dos Serviços Geographico e Geologico. 54 p.
- GUIMARÃES, D. 1935. Contribuição ao estudo da origem dos depositos de minerio de ferro e manganez do centro de Minas Geraes. Rio de Janeiro, SFPM. 70p. (Boletim 8).
- GUIMARÃES, D. 1959. Notas à margem de "O paládio e a platina no Brasil", de E. Hussak. . Rio de Janeiro, DNPM/DFPM. (Boletim 106) p. 81-102.
- GUIMARÃES, D. 1961. Fundamentos de metalogênese e os depósitos minerais do Brasil. Rio de Janeiro, DNPM/DFPM. 441 p.(Boletim 109)
- GUIMARÃES, D. 1964. Geologia do Brasil. Rio de Janeiro, DNPM/DFPM. 674 p. (Memória n. 1).
- GUIMARÃES, D. 1970. Arqueogênese do ouro na regio central de Minas Gerais. Rio de Janeiro, DNPM/DFPM. 51 p. (Boletim 139)
- HANNINGTON, M.D.; PETER, J.M. & SCOTT, S.D. 1986. Gold in sea-floor polymetallic sulfide deposits. *Econ. Geol.*, 81: 1867-1883.
- HARDER, E. C. & CHAMBERLIN, R. T. 1915 a. The geology of central Minas Geraes, Brazil. *Jour. Geol.*, 23: 341-378.
- HARDER, E. C. & CHAMBERLIN, R. T. 1915 b. The geology of central Minas Geraes, Brazil. *Jour. Geol.*, 23: 385-424.
- HARTT, C. F. 1870. *Geology and physical geography of Brazil*. Boston; Fields, Osgood, & Co. 620 p.
- HEIN, J.R.; YEN, H-W; GUNN, S.H.; GIBBS, A.E.; WANG, C-H. 1994. Composition and origin of hydrothermal ironstones from central Pacific seamounts. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 58: 179-189.

- HEINECK, C.A.; RIBEIRO, J.H.; FRACESCATO, J.A. & SILVA, E.A. da. 1986. As mineralizações auríferas de Mata Cavalo, minas da Passagem, Mariana, MG. In: CONG. BRAS. GEOL., 34. Goiânia, 1986. Anais... Goiânia, SBG. v.5, p. 1932-1937.
- HELGESON, H.C. 1969. Thermodynamics of hydrothermal systems at elevated temperatures and pressures. *Am. J. Sci.*, 267: 729-804.
- HELGESON, H.C. 1970. Description and interpretation of phase relations in geochemical processes involving aqueous solutions. *Am. Journ. Sci.*, 268: 415-438.
- HELGESON, H.C. & GARRELS, R.M. 1968. Hydrothermal transport and deposition of gold. *Econ. Geol.*, 63: 622-635.
- HEMLEY, J.J. & JONES, W.R. 1964. Chemical aspects of hydrothermal alteration with emphasis on hydrogen metasomatism. *Econ. Geol.*, 59: 538-269.
- HENLEY, R.W. 1973. Solubility of gold in hydrothermal chloride solutions. *Chem. Geol.*, 11: 73-87.
- HENWOOD, W.J. 1846 a. Notice of the Itabira and Santa Anna mines, in Brazil. *Trans. Royal Geol. Soc. Cornwall*, 6: 227-229.
- HENWOOD, W.J. 1846 b. Notice of the Descoberta gold mine, in Brazil. *Trans. Royal Geol. Soc. Cornwall*, 6: 294-295.
- HENWOOD, W.J. 1846 c. Descriptive notice of the Morro Velho Mine, Province of Minas Geraes; and on the relations between the structure of the containing rocks and the directions of the shoots of gold in Brazilian Mines. *Trans. Royal Geol. Soc. Cornwall*, 6: 143-146.
- HENWOOD, W.J. 1871. On the gold mines of Minas Geraes, Brazil. *Trans. Royal Geol. Soc. Cornwall*, 8 (pt.1): 168-370.
- HERZ, N. 1978. Metamorphic rocks of the Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais, Brazil. U.S. Geol. Survey. 81 p. (Prof. Paper 641-C).
- HEUSSER, M. M. Ch. & CLARAZ, G. 1860. Gisement et exploitation du diamant dans la province Minas Geraes au Brésil. *Ann. des Mines*, tome XVII: 289-299.
- HEWETT, D.F. 1964. Veins of hypogene manganese oxide minerals in the southwestern United States. *Econ. Geol.*, 59 (8): 1429-1472.
- HEWETT, D.F. 1972. Manganite, hausmannite, braunite: features, modes of origin. *Econ. Geol.*, 67: 83-102.
- HEWETT, D.F., CORNWALL, H.R. & ERD, R.C. 1968. Hypogene veins of gibbsite, pyrolusite and lithiophorite in Nye County, Nevada. *Econ. Geol.*, 63: 360-371.
- HOBBS, B.E.; MEANS W.D.; WILLIAMS, P.F. 1976. *An outline of structural geology*. J. Wiley & Sons Inc., 572 p.
- HOCHEDER, J.C. 1833. In: IMPERIAL BRAZILIAN MINING ASSOTIATION. Fifteenth Report of the Directors. London, 130 p.
- HOCHEDER, J.C. 1834 a. In: IMPERIAL BRAZILIAN MINING ASSOTIATION. Sixteenth Report of the Directors. London, 97 p.
- HOCHEDER, J.C. 1834 b. In: IMPERIAL BRAZILIAN MINING ASSOTIATION. Seventeenth Report of the Directors. London, 149 p.
- HOCHEDER, J.C. 1837. In: IMPERIAL BRAZILIAN MINING ASSOTIATION. Twenty-second Report of the Directors. London, 160 p.

- HOEFS, J.; MÜLLER, G.; SCHUSTER, A.K. 1982. Polymetamorphic relations in iron ores from the Iron Quadrangle, Brazil: the correlation of oxygen isotope variations with deformation history. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 79: 241-251.
- HOLLAND, H.D. 1959. Some applications of thermochemical data to problems of ore deposits. I. Stability relations among oxides, sulfides, sulfates and carbonates of ore and gangue metals. *Econ. Geol.*, 54: 184-233.
- HOLLISTER, L.S. 1981. Information intrinsically available from fluid inclusions. In: HOLLISTER, L.S. & CRAWFORD, M.L. (Eds.) *Fluid inclusions: applications to petrology*. Short course handbook, Mineralogical Association of Canada, p. 1-12.
- HUEBNER, J.S. 1969. Stability relations of rhodochrosite in the system manganese-carbon-oxygen. *Amer. Mineral.*, 54: 457-481.
- HUEBNER, J.S. & SATO, M. 1970. The oxygen fugacity-temperature relationships of manganese oxide and nickel oxide buffers. *Amer. Mineral.*, 55: 934-952.
- HUSSAK, E. 1906. O palladio e a platina no Brazil. *Ann. Escola de Minas, Ouro Preto*, 8: 77-189.
- HUTCHINSON, R.W. 1993. A multi-stage, multi-process genetic hypothesis for greenstone-hosted gold lodes. *Ore Geol. Rev.*, 8: 349-382.
- JAIRETH, S. 1992. The calculated solubility of platinum and gold in oxygen-saturated fluids and the genesis of platinum-palladium and gold mineralization in the unconformity-related uranium deposits. *Mineral. Deposita*, 27: 42-54.
- JAMES, H.L. 1955. Zones of regional metamorphism in the Precambrian in Northern Michigan. *Bull. Geol. Soc. Am.*, 66: 1455-1488.
- JOHNSON, R.F. 1962. Geology and ore deposits of the Cachoeira do Campo, Dom Bosco, and Ouro Branco quadrangles, Minas Gerais, Brazil. U.S. Geol. Survey. 39 p. (Prof. Paper 341-B)
- JOHNSON, P.N. & LAMPADIUS, W.A. 1837. Über brasilianisches Palladiumgold und dessen Ausbringung und Scheidung. *J. Prakt. Chemie*, 2: 307-315.
- KEAYS, R.R. & SCOTT, R.B. 1976. Precious metal in ocean-ridge basalts: implications for basalts as source rocks for gold mineralization. *Econ. Geol.* 71: 705-720.
- KESSLER, W. & MÜLLER, G. 1988. Minor and trace-element data of iron oxides from iron-formations of the Iron Quadrangle, Minas Gerais, Brazil. *Mineralogy and Petrology*, 39: 245-250.
- KLINGSBERG, C. & ROY, R. 1959. Stability and interconvertibility of phases in the system Mn-O-OH. *Amer. Mineral.* 44: 819-838.
- KNIFE, R.J. 1989. Deformation mechanisms - recognition from natural tectonites. *Jour. Struct. Geol.*, 11 (1/2): 127-146.
- KOZLOV, V.K. & KHODAKOVSKIY, I.L. 1984. The thermodynamic parameters of atomic silver in aqueous solution at 25-280°C. *Geochem. Intern.*, p. 118-131.
- KRAUSKOPF, K.D. 1951. The solubility of gold. *Econ. Geol.*, 46: 858-870.
- KWONG, Y.T.J. & CROCKET, J.H. 1978. Background and anomalous gold in rocks of an archaic greenstone assemblage, Kakagi Lake area, northwestern Ontario. *Econ. Geol.*, 73: 50-63.
- LACOURT, F. 1937. Jazidas auríferas de Ouro Preto e Marianna, Estado de Minas Geraes. *Mineração e Metalurgia*, julho-agosto, p. 87-95.

- LADEIRA, E.A. 1980. Metallogenesis of gold of the Morro Velho Mine and in Nova Lima District, Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais, Brazil. Unpubl. PhD Thesis, University of Western Ontario, London, 272 p.
- LADEIRA, E.A. 1988. Metalogenia dos depósitos de ouro do Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais. In: SCHOBENHAUS, C. & COELHO, C.E.S. eds. *Principais depósitos minerais do Brasil - volume III*. Brasília, DNPM/CVRD. p. 301-375.
- LADEIRA, E.A. 1991. Genesis of gold in Quadrilátero Ferrífero: a remarkable case of permanency, recycling and inheritance - a tribute to Djalma Guimarães, Pierre Routhier and Hans Hamberg. In: LADEIRA, E.A. ed. *Brazil Gold '91*. Rotterdam, Balkema. p. 11-30.
- LADEIRA, E.A. & VIVEIROS, J.F.M. 1984. Hipótese sobre a estruturação do Quadrilátero Ferrífero com base nos dados disponíveis. Belo Horizonte, SBG-MG. 14 p. (Boletim 4).
- LARGE, R.R. 1975. Zonation of hydrothermal minerals at the Juno mine, Tennant Creek goldfield, central Australia. *Econ. Geol.*, 70: 1387-1413.
- LHOTKA, P.G. & NESBITT, B.E. 1989. Geology of unmineralized and gold-bearing iron formation, Contwoyto Lake -Point Lake region, Northwest Territories, Canada. *Can. J. Earth Sci.* (23): 46-64.
- LI, L.V. & SHOKHINA, O.I. 1974. Behaviour of gold in progressive regional metamorphism of Precambrian rocks of the Yenisey Range. *Geochem. Intern.*, p. 314-321.
- LIN, S. & WILLIAMS, P.F. 1992. The geometrical relationship between stretching lineation and the movement direction of shear zones. *Jour. Struct. Geol.*, 14 (4): 491-497.
- LISBOA, J.M.A. 1943. Mina de ouro em Pitangui, em Catas Altas de Mato Dentro, Minas Gerais. *Mineração e Metalurgia*, 7 (38): 89-90.
- LISTER, G.S. & WILLIAMS, P.F. 1983: The partitioning of deformation in flowing rock masses. *Tectonophysics*, 92: 1-33.
- LYON, Captain. 1830. In: IMPERIAL BRAZILIAN MINING ASSOCIATION. Eighth Report of the Directors, addressed to the Share-Holders. London, 127 p.
- MACHADO, N.; NOCE, C.M.; LADEIRA, E.A. & BELO DE OLIVEIRA, O.A. 1992. U-Pb geochronology of Archean magmatism and Proterozoic metamorphism in the Quadrilátero Ferrífero, southern São Francisco Craton, Brazil. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 104: 1221-1227.
- MACHADO, N.; NOCE, C.M.; FENG, R. 1993. Idades $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ de zircões detríticos de rochas metassedimentares da região do Quadrilátero Ferrífero, sul do Cráton do São Francisco: Considerações sobre áreas-fonte e idades de sedimentação. In: SIMP. CRATON SÃO FRANCISCO, 2, Salvador, 1993, *Anais ...* Salvador, SBG, p. 149-151.
- MALAHOFF, A.; McMURTRY, G.M.; WILTSHIRE, J.C.; YEH, H-W. 1982. Geology and chemistry of hydrothermal deposits from active submarine volcano Loihi, Hawaii. *Nature*, 298: 234-239.
- MANN, A.W. 1984. Mobility of gold and silver in lateritic weathering profiles: some observations from Western Australia. *Econ. Geol.*, 79, p. 38-49.
- MARSHAK, S. & ALKMIM, F.F. 1989. Proterozoic extension/contraction tectonics of the southern São Francisco Craton region. *Tectonics*, 8 (3): 555-571.
- MASON, B. & MOORE, C.B. 1966. *Principles of geochemistry*. 4 ed. 1982. New York, John Wiley & Sons. 344 p.
- MAXWELL, C.H. 1958. The Batatal Formation. *Bol. Soc. Bras. Geol.*, 7 (2): 60-61.

- MAXWELL, C.H. 1972. Geology and ore deposits of the Alegria district, Minas Gerais, Brazil. U.S. Geol. Survey. 72 p. (Prof. Paper 341- J).
- McCALLUM, M.E.; LOUCKS, R.R.; CARLSON, R.R.; COOLEY, E.F.; DOERGE, T.A. 1976. Platinum metals associated with hydrothermal copper ores of the New Rampler Mine, Medicine Bow Mountains, Wyoming. *Econ. Geol.*, 71: 1429-1450.
- MERNAGH, T.P.; HEINRICH, C.A.; LECKIE, J.F.; CARVILLE, D.P.; GILBERT, D.J.; VALENTA, R.K. & WYBORN, L.A.I. 1994. Chemistry of low-temperature hydrothermal gold, platinum, and palladium ($\pm$ uranium) mineralization at Coronation Hill, Northern Territory, Australia. *Econ. Geol.*, 89: 1053-1073.
- MEYER, C. & HEMLEY, J.J. 1967. Wall rock alteration. In: BARNES, H.L. ed. *Geochemistry of hydrothermal ore deposits*. New York; Holt, Rinehart and Winston. p. 166-235.
- MIELKE, H. & SCHREYER, W. 1972. Magnetite-rutile assemblages in metapelites of the Fichtelgebirge, Germany. *Earth Plan. Sci. Letters*, 16: 423-428.
- MIHÁLIK, P.; JACOBSEN, J.B.E.; HIEMSTRA, S.A. 1974. Platinum-group minerals from a hydrothermal environment. *Econ. Geol.*, 69: 257-262.
- MOORE, S.L. 1969. Geology and ore deposits of Antônio dos Santos, Gongo Soco and Conceição do Rio Acima quadrangles, Minas Gerais, Brazil. U.S. Geol. Survey. 48 p. (Prof. Paper 341-I).
- MORAES, L. J. & BARBOSA, O. 1939. Ouro no centro de Minas Gerais. Departamento Nacional da Produção Mineral, Divisão de Fomento da Produção Mineral, Rio de Janeiro. 186p. (Boletim 38)
- MOUNTAIN, B.W., AND WOOD, S.A., 1988, Chemical controls on the solubility, transport, and deposition of platinum and palladium in hydrothermal solutions: A thermodynamic approach. *Econ. Geol.*, 69: 492-510.
- NATARAJAN, W.K. & MUKHERJEE, M.M. 1986. A note on the auriferous banded iron-formation of Kolar Schist Belt. *Jour. Geol. Soc. India*, 28: 218-222.
- NICHOLSON, K. 1992. Contrasting mineralogical-geochemical signatures of manganese oxides: guides to metallogenesis. *Econ. Geol.*, 87: 1253-1264.
- НИКОЛАЕВА, Н.М.; ЕРЕНБУРГ, А.М. И АНТИЛИНА, В.А. 1972. О температурной зависимости стандартных потенциалов галогенидных комплексов золота. *Изв. Сиб. орг. АН СССР*, сер. хим. наук, 4: 126-129.
- NTIAMOAH-AGYAKWA, Y. 1979. Relationship between gold and manganese mineralizations in the Birimian of Ghana, West Africa. *Geol. Mag.*, 116 (5): 345-352.
- OBERTHUR, T.; SAAGER, R. & TOMSCHI, H.P. 1990. Geological, mineralogical and geochemical aspects of Archean banded iron-formation gold deposits: some examples from Southern Africa. *Mineral. Deposita*, 25: S125-S135.
- OLIVEIRA, E.P. 1932. Genesis of the deposits of auriferous Jacutinga. *Econ. Geol.*, 32: 744-749.
- OLIVO, G.R. 1994. Palladium-bearing gold deposits of the Cauê and Conceição mines, hosted by Lake Superior-type iron-formations of the Itabira district, São Francisco craton, Brazil: structure, mineralogy, geochronology and metallogeny. Unpubl. PhD thesis, Université du Québec à Montréal. 209 p.
- OLIVO, G.R., GAUTHIER, M., BARDOUX, S.A., E.L., FONSECA, J.T.F., AND CARBONARI, F. 1995. Palladium-bearing gold deposit hosted by Proterozoic Lake Superior-type iron-formation at the Caue iron mine, Itabira district, southern São Francisco craton, Brazil: geologic and structural controls. *Econ. Geol.*, 90 (1): 118-134.

- OLSEN, D.R. 1971. Origin of topaz deposits near Ouro Preto, Minas Gerais, Brazil. *Econ Geol.*, 66: 627-631.
- PAIVA, G. 1933. Jazida de ouro de Gongo Soco, MG. *Engenharia, Mineração e Metalurgia*, 37 (219): 109-113.
- PAN, P. & WOOD, S.A. 1994. Solubility of Pt and Pd sulfides and Au metal in aqueous bisulfide solutions. II. Results at 200° to 350°C and saturated vapor pressure. *Mineral. Deposita*, 29, p. 373-390.
- PARK, C.F. Jr.; DORR, J.V.N.; GUILD, P.W.; BARBOSA, A.L.M. 1951. Notes on the manganese ores of Brazil. *Econ. Geol.*, 46 (1): 1-22.
- PETROV, B.V.; KRENDELEV, F.P.; BOBROV, V.A.; TSIMBALIST, V.G. 1972. Behaviour of radioelements and gold during metamorphism of sedimentary rocks in the Patom Uplands. *Geochem. Intern.*, p. 647-655.
- PHILLIPS, G.N. 1993. Metamorphic fluids and gold. *Mineral. Mag.*, 57: 365-374.
- PHILLIPS, G.N.; GROVES, D.I. & MARTYN, J.E. 1984. An epigenetic origin for Achean banded iron -formation-hosted gold deposits. *Econ. Geol.*, 79: 162-171.
- PIRES, F.R.M., 1983, Greenstones as a part of the Minas Supergroup in the Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais, Brazil. *Rev. Bras. Geociênc.*, 13: 106-112.
- PIRES, F.R.M. 1993. Amphiboles as a monitor of the metamorphism of the Itabira iron-formation, Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais, Brazil. In: CONG. GEOQ. PAÍSES DE LINGUA PORTUGUESA, 2, Porto, Portugal, 1993, *Anais* Porto, p. 291-295
- PIRES, F.R.M. 1995. Textural and mineralogical variations during metamorphism of the Proterozoic Itabira Iron Formation in the Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais, Brazil: *An. Acad. Bras. Sci.* 67: 77-105.
- PIRES, F.R.M.; FREITAS, C.O.; PALERMO, N. & SARCIA, M.N. 1983. Geologia e gênese dos depósitos de topázio do distrito de Ouro Preto, Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais. In: SIMP. GEOL. MINAS GERAIS, 2, SBG, p. 283-296 (Boletim 2).
- PIRES, F.R.M. & NEVES, M.T. 1985. Gênese dos depósitos de cianita do distrito de Ouro Preto, Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais. In: SIMP. GEOL. MINAS GERAIS, 3, SBG, p. 251-263. (Boletim 5).
- PIRES, F.R.M. & BERTOLINO, L.C. 1990. Estudo do metamorfismo das formações proterozóicas no Quadrilátero Ferrífero, MG. IGEO/UFRJ, Anuário, 10: 32-44.
- PLYUSNIN, A.M.; POGRELNYAK, Yu.F.; MIRONOV, A.G.; ZHMODIK, S.M. 1981. The behaviour of gold in the oxidation of gold-bearing sulfides. *Geochem. Intern.*, p. 116-123.
- POIRIER, J.P. & NICOLAS, A. 1975. Deformation-induced recrystallization due to progressive misorientation of subgrains, with special reference to mantle peridotites. *Jour. Geol.*, 83: 707-720.
- POLÔNIA, J.C. & SOUZA, A.M.S. 1988. O comportamento em microescala do ouro no minério de ferro de Itabira, Minas Gerais. XXXV Cong. Bras. Geol., Anais ..., Belém, p. 58-69.
- POMERENE, J.B. 1958 a. The Cercadinho Formation. *Bol. Soc. Bras. Geol.*, 7 (2): 64-65.
- POMERENE, J.B. 1958 b. Taboões Quartzite. *Bol. Soc. Bras. Geol.*, 7 (2): 66-67.
- POMERENE, J.B. 1958 c. Barreiro Formation. *Bol. Soc. Bras. Geol.*, 7 (2): 67-68.

- POMERENE, J.B. 1964. Geology and ore deposits of the Belo Horizonte, Ibirité, and Macacos quadrangles, Minas Gerais, Brazil. U.S. Geol. Survey. 84 p. (Prof. Paper 341-D).
- POTTER, R.W.; CLYNNE, M.A.; BROWN, D.L. 1978. Freezing point depression of sodium chloride solutions. *Econ. Geol.*, 73: 284-285.
- POWELL, R.; WILL, T.M. & PHILLIPS, G.N. 1991. Metamorphism in Archaean greenstone belts: calculated fluid compositions and implications for gold mineralization. *J. Metamorphic Geol.*, 9: 141-150.
- QUINQUIS, H., AUDREN, C., BRUN, J.P. & COBBOLD, P. R.. 1978. Intense progressive shear in the Ill de Groix blueschists and compatibility with subduction or obduction. *Nature*, 273: 43-45.
- RAMANAIDOU, E., CATHELINEAU, M., DUBESSY, J., LE GLEUHER, M., AND TRESCASES, J.J. 1991. Gold mobility during hydrothermal and supergene alteration of BIF (itabirites), Ouro Fino syncline, Brazil. In: LADEIRA, E.A. ed. *Brazil Gold '91*. Rotterdam, Balkema. p. 729-733.
- RAMSAY, J.G. 1980. Shear zone geometry: a review. *Jour. Struct. Geol.*, 2 (1/2): 83-99.
- RAMSAY, J.G. & RUBER, M.I. 1983. *The techniques of modern structural geology - Strain analysis*. London, Academic Press. p.
- RAPHAEL CABRAL, A. & PIRES, F.R.M. 1995 a. Sobre a definição do termo jacutinga: sítio de mineralização aurífera. VIII Simp.Geol. Minas Gerais, Anais ..., SBG Núcleo MG, bol. 13: 121-122.
- RAPHAEL CABRAL, A. & PIRES, F.R.M. 1995 b. Palladium-bearing gold deposit hosted by Proterozoic Lake Superior-type iron-formation at the Caue iron mine, Itabira district, southern São Francisco craton, Brazil: geologic and structural controls: A discussion. *Econ. Geol.*, 90 (8): 2370-2371.
- RAPHAEL CABRAL, A., ROSIÈRE, C.A., PIRES, F.R.M. & DAYAN, H. 1995. Aspectos da geologia estrutural da mina de gongo Soco, Quadrilátero Ferrífero, MG. In: SIMP. NAC. ESTUDOS TECTÔNICOS, 5. Gramado, 1995. *Boletim de Resumos Expandidos*. Gramado, SBG-RS, p. 360-363.
- RAPOSO, F.O. 1996. Formações ferríferas e metassedimentares químicas de áreas selecionadas do Quadrilátero Ferrífero e suas relações com níveis rudáceos. Dissertação de Mestrado, Universidade Federal de Minas Gerais.
- RAPOSO, F.O. & LADEIRA, E.A. 1993. Litoquímica de elementos terras raras de itabiritos da Serra do Curral, Quadrilátero Ferrífero, MG. In: SIMP. GEOL. MINAS GERAIS. 7. Belo Horizonte, 1993. *Anais ...* Belo Horizonte, SBG-MG, Bol. 12, p. 95-98.
- REEVES, R.G. 1966. Geology and ore resources of the Monlevade and Rio Piracicaba quadrangles, Minas Gerais, Brazil. U.S. Geol. Survey. 58 p. (Prof. Paper 341-E).
- RENGER, F.E.; NOCE, C.M.; ROMANO, A.W.; MACHADO, N. 1994. Evolução sedimentar do Supergrupo Minas: 500 ma. de registro geológico no Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais, Brasil. *Geonomos*, 2 (1): 1-11.
- RENGER, F.E. & RAPHAEL CABRAL, A. 1995. Acerca da relação entre Au e Mn em depósito aurífero tipo Jacutinga, mina de Gongo Soco, Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais. In: CONG. BRAS. GEOQ., 5. Niterói, 1995. *Anais ...* Niterói, SBGq.
- ROBIN, P.-Y. F. & CRUDEN, A. R. 1994. Strain and vorticity patterns in ideally ductile transpression zones. *Jour. Struct. Geol.*, 16 (4): 447-466.
- ROEDDER, E. 1967. Metastable "superheated" ice in liquid-water inclusions under high negative pressure. *Science*, 155: 1413-1417.

- ROESER, H.; SCHURMANN, K.; TOBSCHALL, H.J. 1989. Ouro preto - ouro paladiado ? In: SIMP. GEOL. MINAS GERAIS, 5, SBG, p. 41-44 (Boletim 10).
- ROESER, H.; SCHURMANN, K.; TOBSCHALL, H.J. 1991. The black palladium gold of the Iron Quadrangle, Minas Gerais, Brazil, revisited. In: LADEIRA, E.A. ed. *Brazil Gold '91*. Rotterdam, Balkema. p. 411- 413.
- ROESER, H.; SCHURMANN, K.; TOBSCHALL, H.J. & JORDT-EVANGELISTA. 1993. Paládio no Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais. I Encontro Brasileiro sobre Elementos do Grupo da Platina, Resumos expandidos, p. 53-55.
- ПОЖКОВ, И.С.; ПИСЕМСКИЙ, Г.; ГАНЖА, Л.М.; ЛОПАТИН, А. Г.О.; ЕЛЕЕВА, И.В.; БАБКОВ, Б.; ЗАЙЦЕВ, Е.И.И. МАЛАХОВ, Н.Л. 1971. О золотеносности железных руд Кривого Рого. *Докл. Акад. Наук СССР*, 196 (4): 923-926.
- ROMBERGER, S.B. 1990. Transport and deposition of gold in hydrothermal systems. In: NUNA CONFERENCE ON GREENSTONE GOLD AND CRUSTAL EVOLUTION, Proceedings ... Val d'Or, Québec, 1990, p. 61-66.
- RONA, P.A. 1978. Criteria for recognition of hydrothermal mineral deposits in oceanic crust. *Econ. Geol.*, 73 (2): 135-160.
- ROSIÈRE, C.A. 1983. A recristalização do minério de ferro da jazida do Pico do Itabirito no Quadrilátero Ferrífero, MG, e suas implicações genéticas In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DE MINAS GERAIS, 2. Belo Horizonte, 1983. *Anais...* Belo Horizonte, SBG. p. 664-665.
- ROSIÈRE, C.A. 1994. Microestruturas e texturas nos minérios de ferro - uma visão geral. In: CONG. BRAS. GEOL., 38, Balneário Camboriú. Boletim de Resumos Expandidos, v. 1, p. 82-83
- ROSIÈRE, C.A. & CHEMALE Jr., F. 1991. Textural and structural aspects of iron ores from Iron Quadrangle, Brazil. In: PAGEL, M. & LEROY, J.L. eds. *Source, transport and deposition of metal*. Amsterdam, Balkema. p. 485-488.
- ROSIÈRE, C.A.; CHEMALE Jr, F. & CROCCO-RODRIGUES, F.A. 1991. Geologia Estrutural do sinclinal de Gandarela. In: SIMP. NAC. EST. TECTÔNICOS, 3. *Boletim...* Rio Claro, SBG. p. 14-16.
- ROSIÈRE, C.A.; CHEMALE Jr., F., GUIMARÃES, M.L.V. 1993. Um modelo para evolução microestrutural dos minérios de ferro do Quadrilátero Ferrífero. Parte I - Estruturas e recristalização. *Geonomos*, 1 (1): 65-84.
- ROY, R. & OSBORN, E.F. 1954. The system $Al_2O_3-SiO_2-H_2O$. *Amer. Mineral.*, 39 (11/12): 853-885.
- ROWELL, W.F. & EDGAR, A.D. 1986. Platinum-group element mineralization in a hydrothermal Cu-Ni sulfide occurrence, Rathbun Lake, Northeastern Ontario. *Econ. Geol.*, 81: 1272-1277.
- RYE, D.M. & RYE, R.O. 1974. Homestake gold mine, South Dakota: I Stable isotopes studies. *Econ. Geol.*, 69: 293-317.
- SÁ, E.L. de & BORGES, N.R.A. 1991. Gold mineralization at Cauê and Conceição iron ore mines, Itabira - MG. In: BRAZIL GOLD '91 SYMPOSIUM, field guide book, p. 75-86.
- SAAGER, R.; MEYER, M.; MUFF, R. 1982. Gold distribution in supracrustal rocks from archaic greenstone belts of Southern Africa and from paleozoic ultramafic complexes of the European Alps: Metallogenic and geochemical implications. *Econ. Geol.*, 77: 1-24.
- SAINT-HILAIRE, A. *Viagem pelas Províncias do Rio de Janeiro e Minas Gerais*. Belo Horizonte, Itatiaia Editora Ltda.
- SANDERS, B.H. 1933. Iron ores at Itabira, Brazil. *Inst. Min. Met. Bull.*, 396: 1-23 (+ 6 plates).

- SCHMALZ, R.F. 1958. Thermodynamic calculations relating to the origin of red beds. *Bull. Geol. Soc. Amer.*, 69: 1639-1640.
- SCHORSCHER, H.D. 1978. Komatiitos na estrutura "greenstone belt", Série Rio das Velhas, Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais, Brasil. In: CONG. BRAS. GEOL., 30, Recife, 1978, Resumo das Comunicações, 1, p. 292-293.
- SCHORSCHER, H.D. 1992. Arcabouço petrográfico e evolução crustal de terrenos precambrianos do sudeste de Minas Gerais: Quadrilátero Ferrífero, Espinhaço Meridional e domínios granito-gnaissicos adjacentes. Dissertação de Livre-Docência, São Paulo, Universidade de São Paulo, 394 p.
- SCOTT, H.K. 1900. The manganese ores of Brazil. *Jour. Iron Steel Inst.*, 1: 1-40.
- SCOTT, H.K. 1902. The gold field of the State of Minas Geraes, Brazil. *Am. Inst. Mining Metall. Eng. Trans.*, 33.
- SEWARD, T.M. 1973. Thio complexes of gold and the transport of gold in hydrothermal ore solutions. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 37: 379-399.
- SEWARD, T.M. 1993. The hydrothermal geochemistry of gold. In: FOSTER, R.P. ed. *Gold metallogeny and exploration*. Chapman & Hall. p. 37-62.
- SIEGERS, A. & RENGGER, F.E. 1985. Gold mining in Brazil. *Erzmetall*, 38 (7/8): 351-358.
- SIMMONS, G.C. 1958. The Fecho do Funil Formation. *Bol. Soc. Bras. Geol.*, 7 (2): 65-66.
- SIMMONS, G.C. 1968 a. Geology and iron deposits of the western Serra do Curral, Minas Gerais, Brazil. U.S.Geol. Survey. 57 p. (Prof. Paper 341-G)
- SIMMONS, G.C. 1968 b. Geology and mineral resources of the Barão de Cocais area, Minas Gerais, Brazil. U.S.Geol. Survey. 46 p. (Prof. Paper 341-H)
- SIMMONS, G.C. & MAXWELL, C.H. 1961. Grupo Tamanduá da Série Rio das Velhas. Rio de Janeiro, DNPM/DFPM. 28 p. (Boletim 211).
- SKERRETT, Colonel. 1833. In: IMPERIAL BRAZILIAN MINING ASSOCIATION. Fourteenth Report of the Directors. London, 119 p.
- STEPHENSON, J.F. & EHMANN, W.D. 1971. Neutron activation analysis of gold in Archaean igneous and metamorphic rocks of the Rice Lake-Beresford Lake area, southeastern Manitoba. *Econ. Geol.*, 66: 933-939.
- SMITH, F.G. & KIDD, D.J. 1949. Hematite-goethite relations in neutral and alkaline solutions under pressure. *Amer. Mineral.*, 34: 403-412.
- THIESSEN, R. 1986. Two-dimension refold interference patterns. *Jour. Struct. Geol.*, 8 (5): 563-573.
- THOMPSON, A.B. 1970. A note on the kaolinite-pyrophyllite equilibrium. *Am. Journ. Sci.*, 268: 454-458.
- TILLING, R.I., GOTTFRIED, D. & ROWE, J.J. 1973. Gold abundance in igneous rocks: bearing on gold mineralization. *Econ. Geol.*, 68: 168-186.
- TITLEY, S.R. 1991. Correspondence of ores of silver and gold with basement terranes in the American southwest. *Mineral. Deposita*, 26: 66-71.
- TOUZEAU, E.M. 1893. Golg-mining in Brazil. *Trans. Inst. Fed. Min. Eng.*, 4: 219-232.

ERRATA

- Nas figuras abaixo relacionadas deve-se incluir:
 - Figura 2.6 (p. 28): localização na área mineralizada do banco 1130, 20 m a sul do ponto 60 (mapa geológico, anexo).
 - Figura 2.7 (p. 29): localizado 40 m a sul do ponto 32 em corte de estrada (mapa geológico, anexo).
 - Figuras 2.10 (p. 32): A) pontos G-28/G-29; B) pontos G-32/G-33 (mapa - área da galeria antiga, anexo).
 - Figuras 2.12 (p. 37): A, B e D) área mineralizada do banco 1130 no contato entre itabirito silicoso e hematita branda imediatamente a sul do ponto 60 (mapa geológico, anexo); C) ponto G-1 (mapa - área da galeria antiga, anexo); D) localizado a 120 m para NE do ponto 24, seguindo estrada (mapa geológico, anexo).
 - Figuras 2.14 (p. 39): todas situadas entre os pontos 21 e 24 (mapa geológico, anexo).
 - Figura 2.16 (p. 40): situado no ponto 60 (mapa geológico, anexo).
 - Figura 3.3 (p. 50): localizado no contato entre itabirito silicoso e hematita branda a sul do ponto 60 (mapa geológico, anexo).
 - Figura 3.9 (p. 55): área mineralizada do banco 1130 a sul do ponto 60 (mapa geológico, anexo).
 - Figura 3.11 (p. 57): área mineralizada do banco 1130 a sul do ponto 60 (mapa geológico, anexo).
- Onde se lê “Harder & Chamberlin 1951b” deve-se ler “Harder & Chamberlin 1915b” (p. 62, nota de rodapé).
- Onde se lê “ $\log K_{(2)} = -17$ ” deve-se ler “ $\log K_{(4)} = -17$ ” (p. 75).
- Onde se lê “Moore (1962)” deve-se ler “Moore (1969)” (p. 84).
- Deve-se incluir na página 105: COBBOLD, P.R. & QUINQUIS, H. 1980. Developments of sheath folds in shear regimes. *Jour. Struct. Geol.*, 2 (1/2): 119-126.
- Fica a Figura 3.17 (p. 75) alterada para:

	Hidrotermal I	Hidrotermal II
		T decrescente
Hematita especular	—————	
Talco	— — — — —	
Caulinita	— — — — —	
Goethita A		—
Pirolusita A		—————
Goethita B		— — — — —
Pirolusita B		— — — — —
Au	—	— ?
AuPd		—

Anexo 1

1. Mapa geológico
2. Mapa do banco 1130
3. Mapa da “Galeria Antiga”
4. Situação da área mapeada em relação aos antigos trabalhos mineiros