

**ASPECTOS GEOQUÍMICOS DO DEPÓSITO AURÍFERO MINA III,
GREENSTONE BELT DE CRIXÁS, GOIÁS**

P. T. F. O. Fortes¹, G. Giuliani², T. Takaki³, M. M. Pimentel¹, W. Teixeira⁴

1. Departamento de Geologia Geral e Aplicada, Instituto de Geociências, Universidade de Brasília, Brasília, D.F.

2. Institut Français de Recherches Scientifiques pour le Développement en Coopération (ORSTOM), Vandoeuvre les Nancy, França

3. Setor de Geoquímica (SEGEQ), Centro de Pesquisas Leopoldo A. Miguez de Mello (CENPES/PETROBRÁS), Rio de Janeiro, R.J.

4. Centro de Pesquisas Geocronológicas, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, S.P.

ABSTRACT

The Mina III Gold deposit, Archaean Crixás greenstone belt, Goiás, consists of massive sulphide ore bodies associated to Fe-dolomite marbles, chlorite-carbonate schists, sericite schists, chlorite-garnet schists, "garnetites" and magnetite schists (Upper Ore Zone) and concordant quartz vein in carbonaceous schists and arsenopyrite-bearing carbonaceous schist, always near the contact with the vein (Lower Ore Zone).

Geochronological Rb-Sr data from amphibole schists and chlorite-carbonate schists of meta-basic origin, and biotite-marble of probable hydrothermal origin, yielded ages between 700 and 400 Ma for the hydrothermal mineral assemblage (biotite, chlorite and carbonate), indicating the influence of the Brasiliano Cycle.

Stable carbon isotope determinations indicate that the carbonaceous material in the schists are of organic origin and suggest that the carbonates from carbonaceous schists, chlorite-carbonate schists and the biotite-bearing marble are hydrothermal, while the carbonates from massive and brecciated marbles are sedimentary.

Geochemical studies of arsenopyrite from both the Upper and Lower Ore Zones reveals that the mineral occurs as two phases, one earlier and S-rich and a later AS-rich to which gold is preferably associated. The Au:Ag ratio is higher in the Upper Ore Zone as compared to the Lower Zone, suggesting possible different sources of gold.

Early fluid inclusions in quartz of the gangue of massive sulphide and of the quartz vein contain saturated aquo-carbonic fluids, carbonic fluids, non-saturated aquo-carbonic fluids, non-saturated aqueous fluids and methane- and nitrogen-rich fluids, suggesting heterogeneous trapping (immiscibility) involving carbonic, non-saturated aquo-carbonic and aqueous fluids ($\text{H}_2\text{O}-\text{NaCl}-\text{CO}_2-\text{CH}_4-\text{N}_2$ system) and lithological control in the generation of saturated aquo-carbonic fluids ($\text{H}_2\text{O}-\text{NaCl}-\text{KCl}-\text{CO}_2-\text{CH}_4-\text{N}_2$ system) and methane and nitrogen-rich fluids ($(\text{H}_2\text{O})-\text{CH}_4-\text{N}_2-(\text{H}_2\text{S}-\text{C}_2\text{H}_6)$ system). These fluids were trapped penecontemporaneously with no or little mixing.

RESUMO

O depósito aurífero Mina III, situado no *greenstone belt* arqueano de Crixás (GO), é representado por corpos de sulfeto maciço associados a mármore Fe-dolomíticos, clorita-carbonato xistos (Zona Superior) e veio de quartzo concordante encaixado em xistos carbonosos e xisto carbonoso portador de arsenopirita, sempre próximo ao contato com o veio (Zona Inferior).

Dados geocronológicos Rb/Sr em anfibólio xistos e clorita-carbonato xistos, de origem metabásica, e em biotita mármore, de provável origem hidrotermal, revelaram idades entre 700 e 400 Ma, para a paragênese mineral de alteração hidrotermal (biotita, clorita e carbonato), registrando a influência do Ciclo Brasiliano na região.

Determinações de isótopos estáveis de C indicam origem orgânica para o material carbonoso dos xistos carbonosos e sugerem que os carbonatos de xistos carbonosos, clorita-carbonato xistos e de biotita mármore sejam de origem hidrotermal, enquanto os carbonatos de mármore maciços e brechados são residuais/sedimentares.

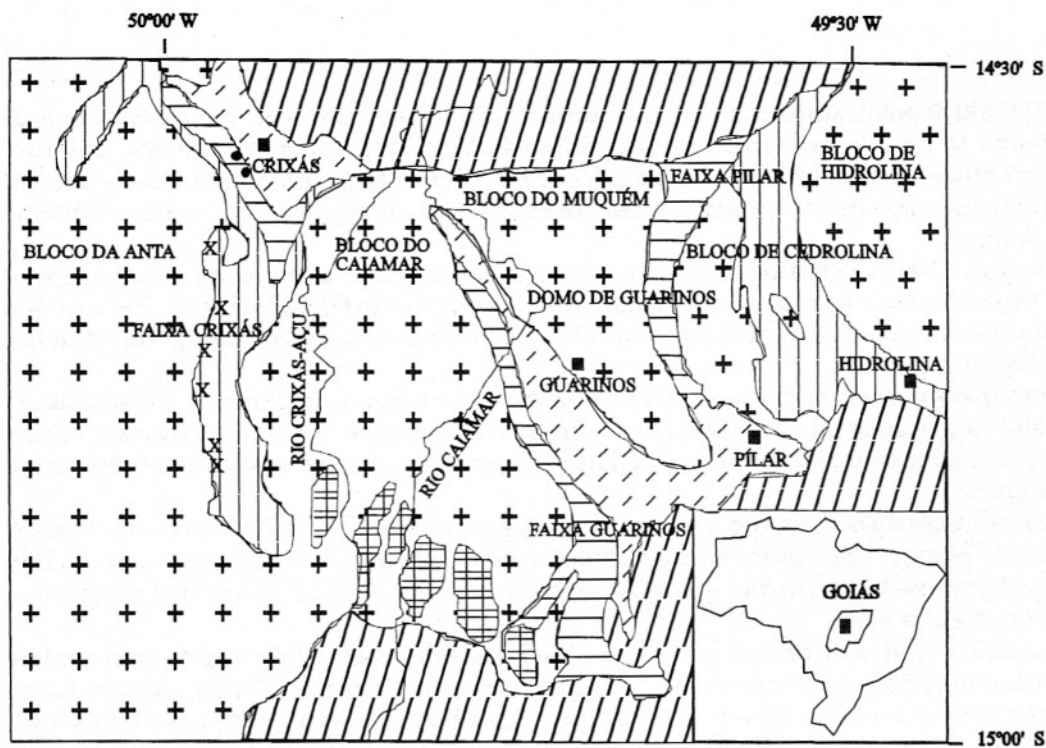
A arsenopirita, tanto da Zona Superior, como da Zona Inferior, ocorre em duas fases distintas, sendo uma precoce e mais rica em enxôfre, e outra tardia e enriquecida em arsênio, com a qual o ouro está, preferencialmente, associado. A razão Au:Ag é maior na Zona Superior, sugerindo diferentes fontes de ouro para as duas zonas de minério.

As inclusões fluidas precoces em quartzo de ganga do sulfeto maciço e no veio de quartzo contêm fluidos aquo-carbônicos saturados, fluidos carbônicos, fluidos aquo-carbônicos não-saturados, fluidos aquosos não-saturados e fluidos ricos em metano e nitrogênio, sugerindo processo de aprisionamento heterogêneo (imiscibilidade), envolvendo os fluidos carbônicos, aquo-carbônicos e aquosos não saturados (sistema $\text{H}_2\text{O}-\text{NaCl}-\text{CO}_2-\text{CH}_4-\text{N}_2$) e controle litológico na geração dos fluidos aquo-carbônicos saturados (sistema $\text{H}_2\text{O}-\text{NaCl}-\text{KCl}-\text{CO}_2-\text{CH}_4-\text{N}_2$). Estes fluidos foram aprisionados penecontemporaneamente sem ou com pouca mistura.

INTRODUÇÃO

O depósito aurífero Mina III localiza-se, aproximadamente, três quilômetros ao sul da

cidade de Crixás, Goiás (Figs. 1 e 2), tendo sido descoberto em meados da década de oitenta e



SEGUNDO SABOIA (1979), MODIFICADO DE DANNI & RIBEIRO (1978) E RIBEIRO FILHO ET AL. (1978)

LEGENDA



● "PILLOW-LAVA"

X "SPINFEX"

■ CIDADE

5 0 5 10 km

Figura 1 - Localização do *greenstone belt* de Crixás

entrando em operação ao seu final. Representa, hoje, uma das mais importantes minas de ouro subterrâneas do Brasil, com reservas estimadas em 5,2 milhões de toneladas de minério, com

teor médio de 12,7 g/ton (Yamaoka & Araújo, 1988).

Os primeiros trabalhos sistemáticos (Danni & Ribeiro, 1978; Saboia, 1979)

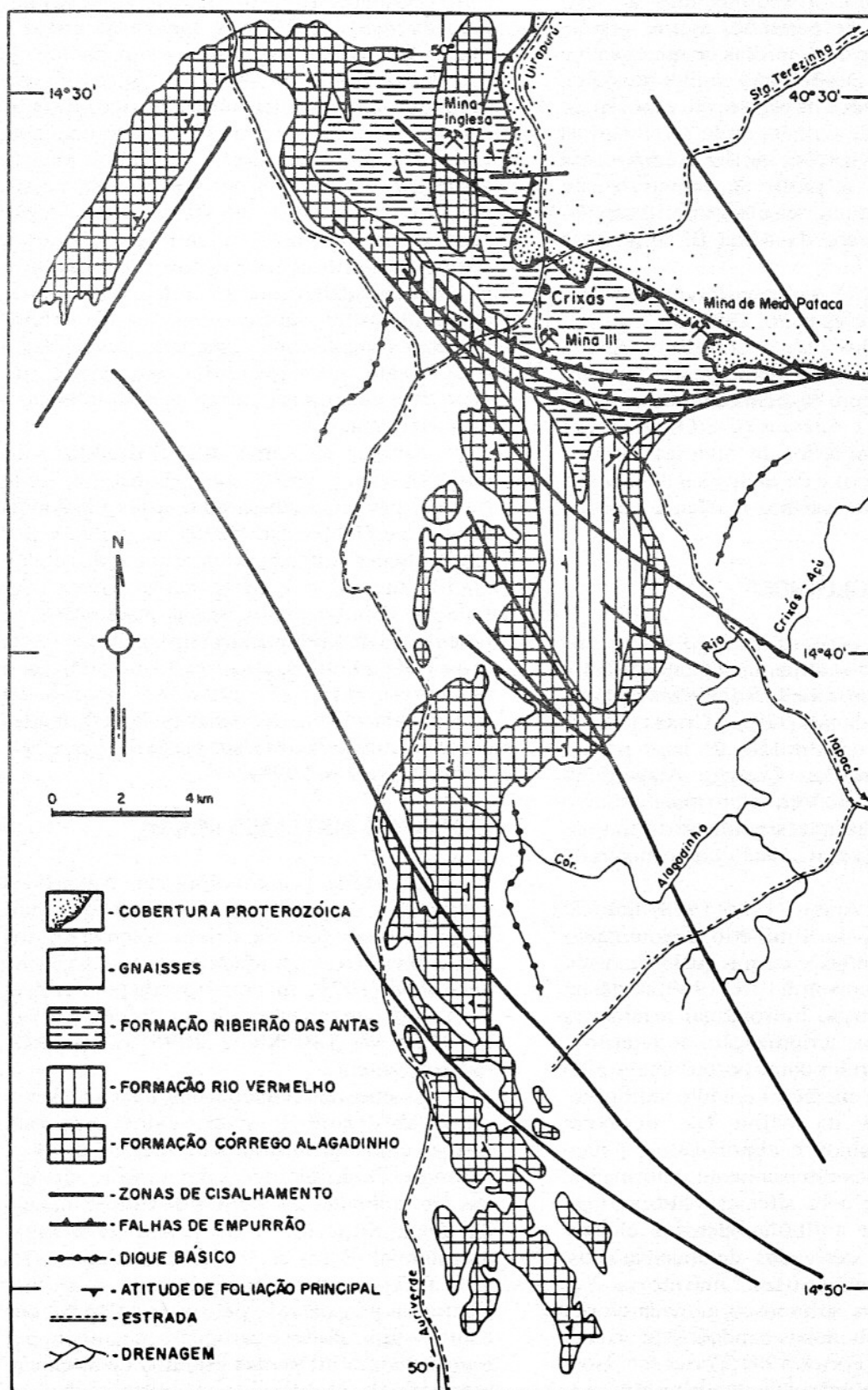


Figura 2 - Mapa geológico do *greenstone belt* de Crixás

caracterizaram a região como sendo constituída de sequências vulcano-sedimentares do tipo *greenstone belt*, despertando, assim, grande interesse por parte de empresas de mineração e de pesquisadores. Desde então, muitos trabalhos vêm sendo realizados na região, em especial no *greenstone belt* de Crixás, onde se situam as principais mineralizações auríferas conhecidas até o momento. A partir da caracterização petrográfica, petroquímica e estrutural da região do depósito aurífero da Mina III, diferentes

modelos de evolução geológica foram propostos para o mesmo (Fortes et al., 1992).

Este trabalho visa a contribuir para a compreensão da evolução geológica do depósito aurífero Mina III, com base em dados de isótopos instáveis (Rb/Sr) e estáveis (C e O) de rochas encaixantes do minério, de química mineral (arsenopirita e ouro) e de inclusões fluidas nos corpos de minério (sulfeto maciço e veio de quartzo).

CONTEXTO GEOLÓGICO

O depósito aurífero Mina III situa-se na sequência vulcano-sedimentar metamorfisada e deformada do *greenstone belt* de Crixás (Saboia, 1979), representada pelo Grupo Crixás (Jost & Oliveira, 1991), constituído, da base para o topo, pelas Formações Córrego Alagadinho (metakomatiitos), Rio Vermelho (metabasaltos) e Ribeirão das Antas (metassedimentos químicos e pelíticos) (Saboia et al., 1981), como mostrado nas Figuras 1 e 2.

Yamaoka & Araújo (1986; 1988) definem duas zonas principais de minério, denominadas Zonas Superior e Inferior, com as quais Thomson (1986; 1987) e Thomson & Fyfe (1990) associam produtos de alteração hidrotermal resultantes de carbonatização, sericitização, sulfetação e silicificação, sugeridos como posteriores ao pico do metamorfismo em fácies epidoto anfibólito.

Na região da Mina III, ocorrem metabasaltos maciços e almofadados, pouco deformados, rochas intensamente deformadas, metamorfisadas e com alteração hidrotermal, representadas por anfibólio xistos e clorita-carbonato xistos derivados de metabasaltos, clorita xistos carbonosos, mármore Fe-dolomíticos, xistos carbonosos, granada-clorita xistos e filitos carbonosos bandados de origem metassedimentar (Fortes, 1991; Fortes & Nilson, 1991), cuja distribuição é mostrada na Figura 3.

A Zona Superior consiste de corpos irregulares de sulfeto maciço com arsenopirita, pirrotita e calcopirita, de espessura entre 0,5 e

2,5 m, associados a clorita-carbonato xistos, sericitiza xistos derivados de metabasaltos, clorita-granada xistos, granaditos, magnetita xistos e biotita mármore associados a um pacote de mármore Fe-dolomíticos. O ouro ocorre, preferencialmente, incluso ou em micro-fraturas na arsenopirita, mais raramente em minerais de ganga (quartzo e ilmenita). A Zona Inferior está associada a veio de quartzo com espessura entre 0,5 a 3,0 m, encaixado em xistos carbonosos e, ainda, a xisto carbonoso portador de arsenopirita, sempre próximo ao contato com o veio. O ouro no veio de quartzo ocorre: sob a forma livre, como inclusões, intergranular ou em micro-fraturas em quartzo, mais raramente, plagioclásio e carbonato; na arsenopirita disseminada no xisto carbonoso, sua ocorrência é semelhante à do sulfeto maciço.

Ambas as zonas mineralizadas são epigenéticas e estão controladas por uma lineação paralela a sub-paralela ao eixo de dobras semi-recumbentes e assimétricas, geradas por cisalhamento simples, progressivo e de regime dúctil, durante o qual se desenvolveu uma foliação plano-axial principal penetrativa. A percolação de fluidos hidrotermais de provável origem metamórfica, com a qual a mineralização provavelmente se associa, promoveu retrometamorfismo de rochas mais deformadas em condições de fácies xisto-verde (Fortes, 1991; Fortes & Nilson, 1991).

ISÓTOPOS INSTÁVEIS (Rb/Sr)

Os dados geocronológicos disponíveis para rochas da sequência-vulcano sedimentar do *greenstone belt* de Crixás referem-se aos metakomatiitos, cuja idade arqueana, sugerida por Saboia (1979), foi comprovada por Arndt et al. (1989), que reportam idades Pb/Pb e Sm/Nd de 2728 +/- 140 Ma e 2895 +/- 98 Ma, respectivamente.

As amostras selecionadas, para o presente estudo, são de anfibólio xistos e clorita-carbonato xistos, cujos protolitos são metabasaltos, e mármore Fe-dolomítico com biotita, situado nas proximidades dos corpos de sulfeto maciço da Zona Superior e de provável origem hidrotermal. Essas rochas foram selecionadas por apresentarem paragênese mineral adequada para datação pelo método Rb/Sr, tais como biotita, clorita e carbonato, e também por representarem diferentes estádios de alteração hidrotermal (cloritização e carbonatização), crescente dos anfibólio xistos para o mármore com biotita. As concentrações de Rb e Sr foram determinadas em minerais e em rocha total por



LEGENDA

	FILITO QUARTZO-SERICÍTICO CARBONOSO BANDADO		ROCHAS CARBONÁTICAS DOLOMITICAS
	GRANADA SERICITA-CLORITA QUARTZO XISTO		XISTOS CLORÍTICO-CARBONOSOS
	CARBONATO-SERICITA QUARTZO XISTO CARBONOSO		ANFIBÓLIO XISTO
	ROCHA CARBONÁTICA DOLOMITICA C/ XISTO SERICÍTICO E SULFETO MACIÇO		QUARTZO-CARBONATO-CLORITA ANFIBÓLIO XISTO
	SERICITA-CARBONATO-CLORITA QUARTZO XISTO		META-BASALTO
	"PILLOW-LAVA"		S ₂
	F ₂		L ₄ CREN
	CONTATO GEOLOGICO INFERIDO		L ₃ CREN
			ESTRADA

Figura 3 - Mapa geológico da região da Mina III

diluição isotópica no Centro de Pesquisas Geocronológicas da Universidade de São Paulo. A Tabela 1 e os diagramas isocrônicos da Figura 4 mostram os resultados obtidos para os diferentes tipos de rocha.

Duas amostras de anfibólio xisto (PF-A e

PF-B) foram investigadas. Da amostra PF-A, uma isócrona mineral de concentrados de biotita, biotita + clorita, carbonato + biotita e uma de rocha total forneceu uma idade de 731 +/- 76 Ma, com razão inicial $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ de ca. 0,7115. Os concentrados minerais da amostra PF-B

Tabela 1 - Resultados isotópicos Rb/Sr para rochas encaixantes do depósito aurífero Mina III

AMOSTRAS	Rb	Sr	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	Erro	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	Erro
PF-A-2 (biot)	87.00	58.40	4.332	0.1220	0.755670	0.000060
PF-A-3 (biot+clor)	93.77	46.09	5.927	0.0825	0.774690	0.000090
PF-A-5 (carb+biot)	48.60	184.20	0.764	0.0220	0.718990	0.000060
PF-A-7 (rocha total)	0.00	134.70	0.001	0.0000	0.712140	0.000080
PF-B-2 (biot)	39.17	12.48	7.147	0.1268	0.776610	0.000100
PF-B-4 (biot+clor)	53.00	32.88	4.683	0.1320	0.745910	0.000090
PF-B-5 (carb+biot)	28.21	111.91	0.730	0.0101	0.717390	0.000080
PF-B-7 (rocha total)	37.67	87.31	1.250	0.0188	0.722250	0.000070
PF-C-2 (biot+clor)	161.80	82.50	5.714	0.1610	0.774650	0.000100
PF-C-3 (biot)	125.20	128.10	2.840	0.0800	0.747710	0.000080
PF-C-4 (biot+clor)	74.50	136.20	1.590	0.0450	0.748880	0.000080
PF-C-6 (rocha total)	15.68	94.25	0.483	0.0067	0.742110	0.000070
PF-D-1 (clor)	13.03	32.64	1.157	0.0160	0.724371	0.000100
PF-D-2 (clor+biot)	30.53	38.83	2.285	0.0317	0.750570	0.000090
PF-D-3 (carb+clor+biot)	22.96	149.88	0.444	0.0062	0.716620	0.000080
PF-D-5 (rocha total)	27.29	64.35	1.230	0.0180	0.726710	0.000060
PF-E-1 (biot)	232.30	115.10	5.875	0.1650	0.766400	0.000120
PF-E-2 (carb+biot)	33.67	185.81	0.526	0.0074	0.729390	0.000070
PF-E-3 (rocha total)	94.80	210.50	1.307	0.0370	0.732730	0.000090

PF-A e PF-B são anfibólio xistos, PF-C e PF-D são clorita-carbonato xistos e PF-E é um biotita mármore

mostraram um alinhamento muito mais pobre no diagrama isocrônico (MSWD=29), resultando em uma idade mal definida de 620 ± 270 Ma e razão inicial de ca. 0,710. Excluindo o concentrado mineral biotita + clorita, obteve-se uma isócrona (MSWD=0,04) que indica a idade de 647 ± 27 Ma, aqui interpretada como a melhor estimativa da idade de equilíbrio isotópico da paragênese mineral estudada.

Os resultados analíticos das amostras de clorita-carbonato xisto mostram dispersão relativamente forte nos diagramas isocrônicos. Na amostra PF-C, três pontos analíticos alinham-se segundo uma isócrona que indica a idade de 437 ± 13 Ma e razão inicial $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ de ca. 0,7391. A análise do concentrado de biotita situa-se bem abaixo do melhor ajuste da isócrona. A amostra PF-D mostra forte dispersão dos pontos analíticos (MSWD=66), sendo que o melhor ajuste (Fig. 4) indica idade de 1321 Ma com elevado erro (± 790 Ma) e razão inicial bem mais baixa (ca. 0,7054) que das demais amostras. Esta idade é interpretada como o resultado de re-homogeneização isotópica parcial de rochas antigas (arqueanas?) durante um evento mais jovem, de idade neoproterozóica.

A isócrona mineral da amostra de biotita mármore (PF-E) revela uma idade de 497 ± 48

Ma e alta razão inicial (ca. 0,7247).

Os problemas de alinhamento, especialmente nos concentrados minerais ricos em biotita, pode ser explicado pela existência de duas gerações de biotita nos anfibólio xistos e clorita-carbonato xistos, impossíveis de serem separadas durante a concentração. Uma é representada por porfiroblastos pré a sin- alteração hidrotermal e discordante da foliação principal, e outra representada por biotita sin- alteração hidrotermal, intercrescida com clorita e carbonato, segundo a foliação principal.

As idades obtidas para as amostras PF-C (clorita-carbonato xisto) e PF-E (biotita mármore) são consideravelmente mais jovens (em torno de 500 Ma) que as obtidas para as amostras PF-A e PF-B (anfibólio xistos, em torno de 700 Ma), sugerindo que o evento hidrotermal que as gerou é bem mais jovem que o do metamorfismo ou de um evento hidrotermal precoce responsável pela formação da paragênese mineral dos anfibólio xistos.

Os dados geocronológicos sugerem que as paragêneses hidrotermais formaram-se durante o Neoproterozóico ou que o sistema Rb/Sr foi reaberto neste período, em ambos os casos sob a influência do Ciclo Brasileiro. As elevadas razões iniciais indicam que estas paragêneses foram superimpostas a rochas de

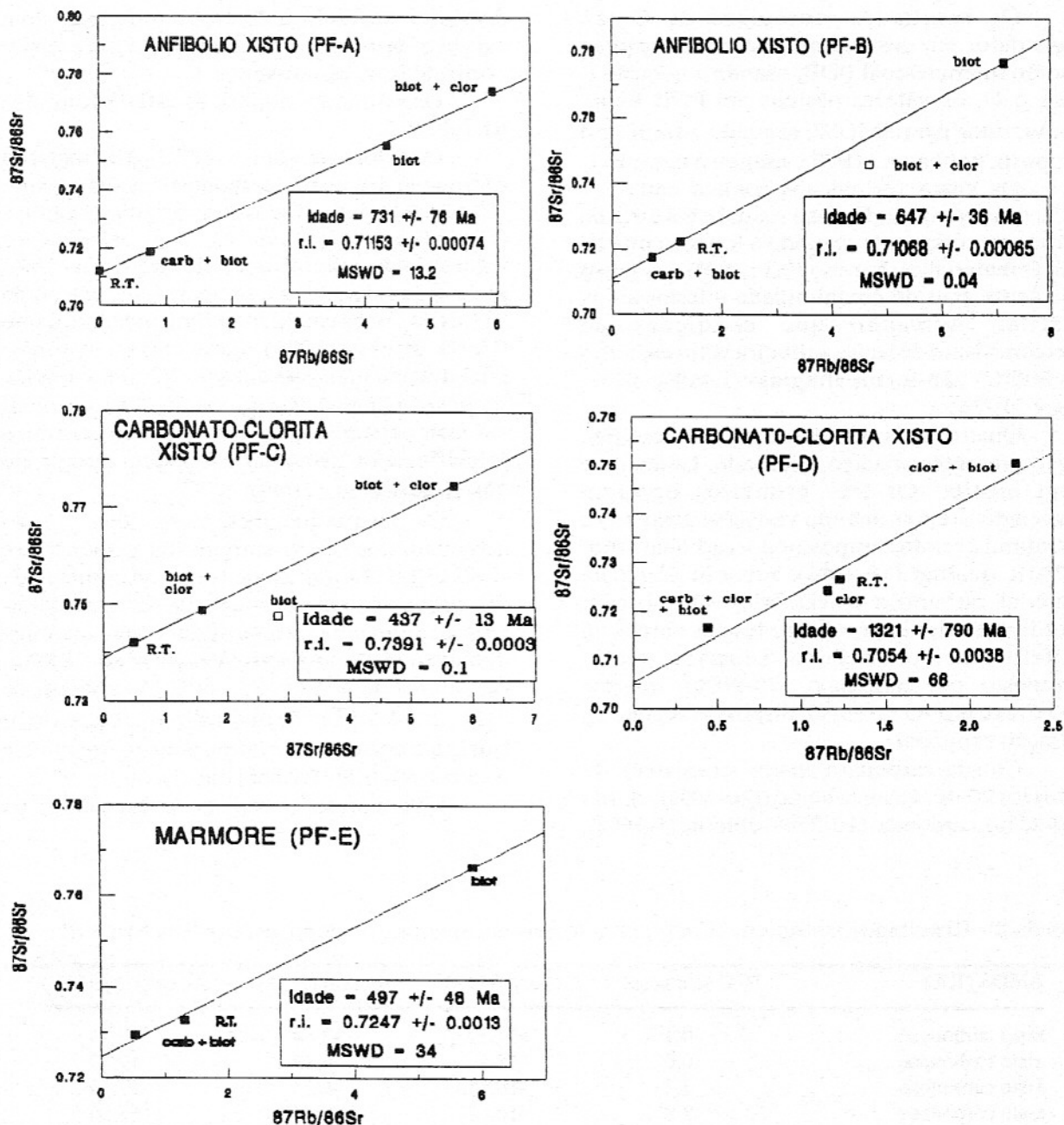


Figura 4 - Diagramas isocrônicos obtidos para rochas encaixantes do depósito aurífero Mina III

longa residência crustal, de idade provavelmente arqueana.

ISÓTOPOS ESTÁVEIS (C e O)

As primeiras informações isotópicas (C e O) de rochas da região da Mina III foram apresentadas, preliminarmente, por Fortes & Takaki (1992). Os dados aqui apresentados, em parte, complementam-nas e permitem

considerações adicionais.

As análises isotópicas de C, em material carbonoso de xistos carbonosos e mármore, e de C e O, em carbonato de mármore Fe-dolomíticos, clorita-carbonato xisto e xistos carbonosos, foram obtidas no Laboratório de Isótopos Estáveis do Setor de Geoquímica do Centro de Pesquisas da Petrobrás (CENPES) (Espectômetro de massa Delta E, Finnigan Mat), segundo o método descrito por McCrea (1950).

Os resultados isotópicos de C são registrados em desvios por mil em relação ao padrão internacional PDB, usando a notação δ . Para o O, os valores obtidos em PDB foram convertidos para SMOW, segundo a fórmula δ proposta por Faure (1977), usando a notação δ .

Os xistos carbonosos contêm entre 5 e 15% de material carbonoso modal e 5 a 30% de carbonato, dispostos segundo a foliação principal. O material carbonoso (0,1 a 2,8% em peso) apresenta grau de cristalinidade inferior ao da grafita, indicando que condições de metamorfismo de fácies anfibolito alto (em torno de 600°C) não foram atingidas (Landis, 1971; Grew, 1974).

Quatro tipos de mármore Fe-dolomítico estão presentes: maciço, brechado, laminado e com biotita. Os três primeiros ocorrem associados, representando variações texturais e estruturais, sendo compostos por carbonato (60-90%) e quartzo (10-40%), subordinadamente material carbonoso e acessórios. O tipo com biotita é restrito às proximidades dos corpos de sulfeto maciço da Zona Superior, sendo composto por carbonato (70-90%), quartzo (5-10%) e biotita (5-10%), dispostos segundo a foliação principal.

Clorita-carbonato xistos consistem de quartzo (20-40%), mica branca (20-30%), clorita (10-25%), carbonato (10-25%) e biotita (5-10%),

dispostos segundo a foliação principal, com exceção da biotita, que também ocorre como porfiroblastos discordantes.

Os resultados analíticos estão resumidos na Tabela 2.

Os valores isotópicos ($\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$) do material carbonoso dos xistos carbonosos variam entre -17,92 e -16,10‰, indicando origem orgânica. O enriquecimento em ^{13}C , com relação aos valores mais comuns em torno de -25 a -20‰, pode ser explicado, em parte, pela liberação de CH_4 e CO_2 , ricos em ^{12}C , durante o metamorfismo (Hoefs & Frey, 1976). Uma razão isotópica inicialmente mais elevada em ^{13}C também pode ser postulada, uma vez que variações isotópicas em material carbonoso, devidas a mecanismos primários e/ou secundários, podem atingir até 4‰ (Hayes et al., 1989).

Os resultados isotópicos ($\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$) do carbonato dos xistos carbonosos variam entre -9,47 e -2,84‰, indicando forte contribuição de ^{12}C , provavelmente derivado da decomposição térmica de matéria carbonosa de origem orgânica durante o metamorfismo (Veizer et al., 1989a). Os valores de $\Delta^{13}\text{C}(\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}} - \delta^{13}\text{C}_{\text{org}})$ variaram de 7,21 a 14,95‰, indicando desequilíbrio isotópico entre o material carbonoso orgânico e o carbonato hidrotermal (Fig. 5).

Nos mármores maciço e brechado, os

Tabela 2 - Resultados isotópicos (C e O) para rochas encaixantes do depósito aurífero Mina III

AMOSTRAS	% C (em peso)	$\delta^{13}\text{C}$ org (PDB)	$\delta^{13}\text{C}$ carb (PDB)	$\delta^{18}\text{O}$ carb (SMOW)
xisto carbonoso	0.1	-17,79	-2,84	17,44
xisto carbonoso	0.6	-16,1	-6,07	19,37
xisto carbonoso	1.1	-16,43	-5,7	17,79
xisto carbonoso	2.8	-16,68	-9,47	15,08
xisto carbonoso	0.3	-17,81	-7,13	16,07
xisto carbonoso	0.9	-16,81	-6,01	16,81
xisto carbonoso	0.1	-17,92	-8,33	15,03
xisto carbonoso	1.5	-16,46	-4,34	16,54
xisto carbonoso	0.1	-17,07	-7,06	16,35
xisto carbonoso	0.3	-17,05	-7,84	16,19
mármore maciço	xxx	xxx	12,04	20,97
mármore maciço	xxx	xxx	9,96	19,5
mármore maciço	xxx	xxx	9,65	19,38
mármore maciço	xxx	xxx	6,7	17,85
mármore brechado	xxx	xxx	7,88	18,27
mármore brechado	xxx	xxx	5,5	17,22
mármore laminado	xxx	xxx	2,36	17,68
mármore com biotita	xxx	xxx	4,42	16,93
mármore com biotita	xxx	xxx	3,3	17,11
xisto clorítico-carbonático	xxx	xxx	0,77	17,2
xisto-clorítico-carbonático	xxx	xxx	0,68	16,92

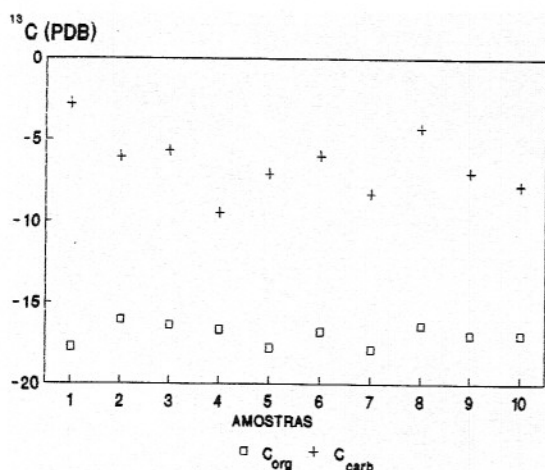


Figura 5 - Valores isotópicos de $\delta^{13}\text{C}$ (PDB) para o material carbonoso ($\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$) e carbonato ($\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$) de xistos carbonosos da Mina III

valores de $\delta^{13}\text{C}$ em carbonato são elevados (de +5,50 a +12,04‰) e incomuns, pois rochas carbonáticas de origem sedimentar apresentam $\delta^{13}\text{C}$ entre 0 e $\pm 3,0$ ‰ (Strauss, 1986; Veizer et al., 1989b), e com pouca variação desde o Pré-Cambriano. Entretanto, valores bastante elevados de $\delta^{13}\text{C}$ (em média de +8,0 a +10,0‰) em mármore de origem sedimentar e idade pré-cambriana (2,0 Ga) foram descritos por Schidlowski et al. (1975; 1976) e Baker & Fallick (1989). Esse enriquecimento não pode ser explicado somente por perda de ^{12}C por descarboxilação durante o metamorfismo, a qual, em geral, resulta em perda de ^{13}C (Valley, 1986). Entretanto, o empobrecimento ou enriquecimento em ^{12}C das fases fluidas (CO_2 e CH_4) durante o metamorfismo é ainda um tema controverso (Faure, 1977). Portanto, as razões isotópicas elevadas em ^{13}C podem ser explicadas como o efeito de razões originais combinadas com o fracionamento durante o metamorfismo.

Os valores de $\delta^{13}\text{C}$ e $\delta^{18}\text{O}$ (Fig. 6) em carbonatos, exceto os de xistos carbonosos, definem dois campos distintos. Um apresenta enriquecimento em ^{13}C e ^{18}O e contém os mármore maciço e brechado, de provável origem sedimentar. O outro, agrupa os mármore laminado e com biotita, e clorita-carbonato xistos, de provável origem hidrotermal.

Isso sugere que o carbonato sedimentar residual dos mármore maciço e brechado esteja enriquecido em ^{13}C , enquanto o carbonato hidrotermal dos mármore laminado e com biotita e dos carbonato-clorita xistos seja mais

rico em ^{12}C , o que pode ser explicado pela liberação de ^{12}C , durante o metamorfismo de rochas carbonáticas sedimentares e precipitação de carbonato hidrotermal, a partir de fases fluidas (CO_2 e CH_4) ricas em ^{12}C .

QUÍMICA MINERAL

Foram selecionadas três seções polidas representativas da Zona Superior (sulfeto maciço) e duas da Zona Inferior (veio de quartzo e xisto carbonoso com arsenopirita) para análise em Microscópio Eletrônico de Varredura (MEV) (Hitachi S-250) e Microsonda Eletrônica (ME) (Chameca 250), na Universidade de Nancy, França.

Os corpos de sulfeto maciço consistem predominantemente de arsenopirita e pirrotita em proporções variadas. Calcopirita e ilmenita são subordinadas. A ganga é constituída de quartzo, oligoclásio sericitizado e esverdeado, biotita, mica branca, clorita, carbonato e apatita. As amostras estudadas são compostas, essencialmente, por arsenopirita (70-90 %), média a grossa, idioblástica a hipidioblástica, com abundantes micro-fraturas, localizadamente com pirrotita nos bordos e com evidências de processo de substituição da pirrotita pela arsenopirita, associado à presença de vênulas de quartzo. O ouro ocorre geralmente incluso ou preenchendo micro-fraturas na arsenopirita ou, mais raramente, incluso em ilmenita e quartzo, com granulação em geral de 5 a 10 μm .

O veio de quartzo consiste de quartzo (98%), plagioclásio sericitizado e esverdeado,

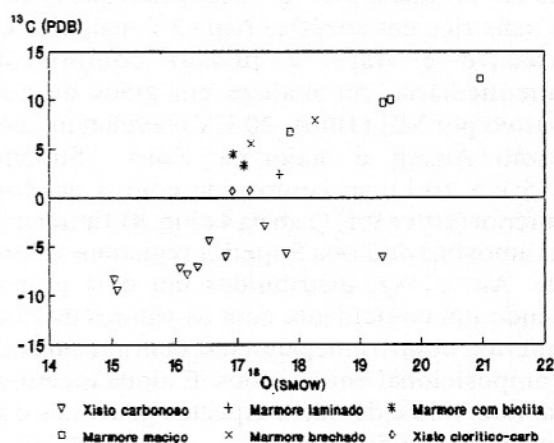


Figura 6 - Valores isotópicos de $\delta^{13}\text{C}$ (PDB) e de $\delta^{18}\text{O}$ (SMOW) para carbonato de xistos carbonosos, mármore e clorita-carbonato xistos da Mina III

carbonato, mica branca, clorita, material carbonoso, arsenopirita, pirrotita e, mais raramente, galena. O quartzo tem granulação variada, com até 3 mm, apresenta-se recristalizado, com extinção ondulante, bandas de deformação e contornos irregulares, localizadamente serrilhados. O ouro ocorre livre, disseminado, não raro próximo a material carbonoso, incluso ou preenchendo micro-fraturas no quartzo ou, mais raramente, em plagioclásio, carbonato e clorita, e possui forma irregular ou de palheta, as vezes visíveis a olho nú. Os xistos carbonosos mineralizados contêm arsenopirita, média e grossa, idioblástica e hipidioblástica, e situam-se sempre nas proximidades do contato superior do veio de quartzo com o pacote de xistos carbonosos, indicando processo de arsenopiritização, associado à silicificação. O ouro ocorre, geralmente, incluso ou preenchendo micro-fraturas na arsenopirita, incluso em quartzo ou nos interstícios entre arsenopirita e pirrotita.

A análise de grãos de arsenopirita com MEV (20 KV) revelou três fases principais do mineral, tanto nos corpos de sulfeto maciço, quanto nos xistos carbonosos. Aspy 1 é mais escura e com evidências de dissolução no centro dos grãos, e Aspy 3, mais clara, em geral localizada nas bordas de Aspy 1 e com a qual se associa o ouro (Foto 1). Uma fase intermediária (Aspy 2) pode estar representada por arsenopirita de coloração intermediária, não raro com maclas dadas pela alternância de Aspy 1 e Aspy 2.

Análises de arsenopirita de ambas as zonas de minério por microsonda eletrônica (20 nA, 25 HV) (Tabela 3 e Fig. 7) mostram que Aspy 1 é mais rica em enxôfre, Aspy 3 é mais rica em arsênio e Aspy 2 possui composição intermediária. As análises em grãos de ouro nativo por ME (10 nA, 20 HV) revelaram que a razão Au:Ag é maior na Zona Superior (15:1 a 10:1), se comparada com o da Zona Inferior (10:1 a 9:1) (Tabela 4 e Fig. 8). Entretanto, as amostras da Zona Superior registram valores de Au e Ag, distribuídos em dois grupos, sendo um coincidente com os valores da Zona Inferior, e outro independente, com um intervalo composicional entre ambos. É ainda incerto se tal intervalo é devido a aspectos genéticos ou à insuficiência de análises.

As concentrações de Au em Aspy 1 estão sempre próximas ao limite de detecção, o que indica que o ouro associado à Aspy 3 não resulta de reconcentração a partir da dissolução de Aspy 1.

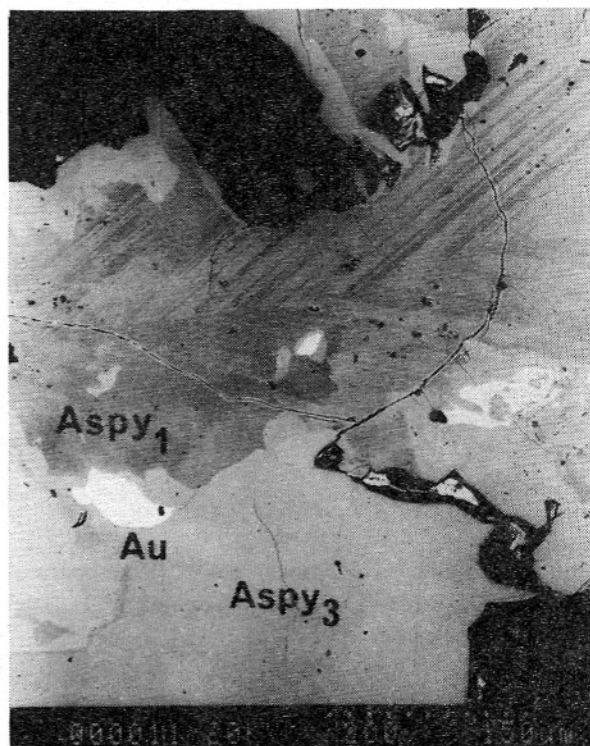


Foto 1 - Fotomicrografia obtida através da análise no MEV de arsenopirita da Zona Superior mostrando zoneamento composicional: arsenopirita mais rica em enxôfre (Aspy 1, mais escura) e arsenopirita mais rica em arsênio (Aspy 3, mais clara), e associação preferencial do ouro (Au) com a Aspy 3

INCLUSÕES FLUIDAS

O estudo de inclusões fluidas foi feito, através de lâminas espessas (150-300µm) e bipolidas, em nove lâminas de três amostras representativas de sulfeto maciço da Zona Superior, totalizando cerca de quatrocentas inclusões fluidas estudadas, e sete lâminas de sete amostras do veio de quartzo da Zona Inferior, compreendendo aproximadamente duzentas inclusões fluidas. Após a petrografia, a microtermometria foi feita em platina Chaixmeca (Universidade de Brasília) e em platina USGS (CRPG, Nancy). Os resultados obtidos em ambos os aparelhos são idênticos. Vinte inclusões fluidas da Zona Superior e duas da Zona Inferior foram selecionadas e analisadas em Microsonda Raman (Diplor, X-Y triple monochromator, intensidades de radiação entre 550-300cm⁻¹) no CREGU, Nancy, França.

As inclusões fluidas em sulfeto maciço da Zona Superior foram identificadas em quartzo

Tabela 3 - Análises de arsenopirita das Zonas Superior e Inferior de minério da Mina III

Arsenopirita	S (% atômica)	As (% atômica)
Aspy-1-ZS	35,47	31,7
Aspy-1-ZS	36,4	30,86
Aspy-1-ZS	36,4	30,81
Aspy-1-ZS	34,98	32,01
Aspy-1-ZS	34,88	32,4
Aspy-1-ZS	35,64	31,17
Aspy-1-ZS	34,55	32,55
Aspy-1-ZS	35,03	31,91
Aspy-1-ZS	34,69	32,23
Aspy-1-ZS	34,62	32,42
Aspy-1-ZS	36,14	31,16
Aspy-1-ZS	36,21	31,24
Aspy-1-ZS	35,11	31,92
Aspy-1-ZS	36,4	30,85
Aspy-1-ZS	35,65	31,29
Aspy-1-ZS	35,04	31,81
Aspy-1-ZS	35,44	31,55
Aspy-1-ZS	34,39	32,4
Aspy-2-ZS	33,97	33,32
Aspy-2-ZS	34,87	32,17
Aspy-3-ZS	32,97	34,3
Aspy-3-ZS	33,45	33,71
Aspy-3-ZS	33,4	33,62
Aspy-3-ZS	32,91	34,66
Aspy-3-ZS	32,81	34,34
Aspy-3-ZS	32,91	34,13
Aspy-3-ZS	33,59	33,76
Aspy-3-ZS	33,66	33,55
Aspy-3-ZS	34,07	33,13
Aspy-3-ZS	32,99	34,44
Aspy-3-ZS	33,49	33,87
Aspy-3-ZS	32,82	34,23
Aspy-3-ZS	32,86	34,15
Aspy-3-ZS	32,7	34,19
Aspy-1-ZI	35,6	32,15
Aspy-1-ZI	35,76	31,47
Aspy-2-ZI	34,31	33,07
Aspy-3-ZI	33,35	34,01
Aspy-3-ZI	32,65	34,93
Aspy-3-ZI	33,52	33,59

da ganga em amostras compostas predominantemente por arsenopirita (70-90%). O quartzo ocorre, geralmente, entre os grãos de arsenopirita, está recristalizado, possui extinção ondulante, bandas de deformação e contornos irregulares. As inclusões fluidas do veio quartzo da Zona Inferior foram identificadas em grãos de quartzo, que têm granulação variada, está recristalizado, possui extinção ondulante, bandas de deformação e contornos irregulares, raramente

serrilhados.

Em ambos, o estudo petrográfico permitiu a caracterização, segundo os critérios de Shepherd et al.(1985), de nove tipos de inclusões fluidas, exceto um, que só ocorre na Zona Superior (Fortes & Giuliani, 1992). O modo de ocorrência das inclusões fluidas revela uma fase de percolação mais precoce seguida de uma mais tardia, representadas, respectivamente, por inclusões fluidas dispostas segundo micro-fraturas restritas e micro-fraturas não restritas aos limites dos grãos de quartzo.

Apesar da ocorrência de nove tipos de inclusões fluidas, as determinações microtermométricas distinguiram sete tipos de fluidos, cujas características petrográficas e microtermométricas estão resumidas na Tabela 5 e os resultados de Microsonda Raman na Tabela 6. Os sete sistemas de fluidos possuem as seguintes características:

- fluido aquo-carbônico saturado (sistema $H_2O-NaCl-KCl-CO_2-CH_4-N_2$): inclusões fluidas multifásicas (tipo S), precoce, comum no sulfeto maciço e muito raro no veio de quartzo;

- fluido carbônico (sistema $CO_2-CH_4-N_2$): inclusões fluidas monofásicas (geralmente na fase líquida, tipo C_1), precoce;

- fluido aquo-carbônico não-saturado (sistema $H_2O-NaCl-CO_2-CH_4-N_2$): inclusões fluidas bifásicas (tipos CL_1 e LC_1), precoce;

- fluido aquoso não saturado (sistema $H_2O-NaCl$): inclusões fluidas monofásicas e bifásicas (tipo L_1), precoce;

- fluido rico em metano e nitrogênio (sistema $(H_2O)-CH_4-N_2-(H_2S-C_2H_6)$): inclusões

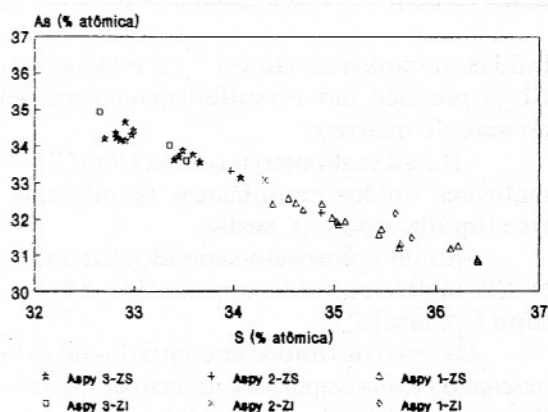


Figura 7 - Gráfico S (% atômica) x As (% atômica) de arsenopirita das Zonas Superior e Inferior de minério da Mina III

Tabela 4 - Análises de ouro das Zonas Superior e Inferior de minério da Mina III

Amostra	Au (% atômica)	Ag (% atômica)
Zona Sup.	92,26	7,38
Zona Sup.	92,57	7,43
Zona Sup.	91,4	8,6
Zona Sup.	91,42	8,58
Zona Sup.	91,07	8,93
Zona Sup.	90,99	9,01
Zona Sup.	90,97	9,03
Zona Sup.	93,34	6,67
Zona Sup.	92,99	7,01
Zona Sup.	93,5	6,5
Zona Sup.	93,13	6,87
Zona Sup.	93,81	6,19
Zona Sup.	92,71	7,29
Zona Sup.	91,53	8,47
Zona Sup.	91,31	8,69
Zona Sup.	91,07	8,93
Zona Inf.	91,36	8,65
Zona Inf.	91,1	8,9
Zona Inf.	90,72	9,28
Zona Inf.	90,9	9,1
Zona Inf.	90,12	9,88
Zona Inf.	90,88	9,12
Zona Inf.	90,8	9,2
Zona Inf.	91,19	8,81
Zona Inf.	90,4	9,6
Zona Inf.	90,67	9,33
Zona Inf.	90,21	9,79
Zona Inf.	90,05	9,95
Zona Inf.	90,72	9,28
Zona Inf.	89,93	10,07
Zona Inf.	89,94	10,06
Zona Inf.	90,32	9,68
Zona Inf.	89,98	10,02
Zona Inf.	90,33	9,67
Zona Inf.	90,03	9,97

fluidas monofásicas (tipo C₁) e bifásicas (tipo CL₁), precoce, raro no sulfeto maciço e ausente no veio de quartzo;

- fluido carbônico (sistema CO₂-CH₄-N₂): inclusões fluidas monofásicas (geralmente na fase líquida, tipo C₂), tardio;

- fluido aquoso não-saturado (sistema H₂O-NaCl): inclusões fluidas monofásicas e bifásicas (tipo L₂), tardio.

Os tipos de fluidos encontrados no sulfeto maciço da Zona Superior e no veio de quartzo da Zona Inferior da Mina III são bastante semelhantes, tanto petrográfica, como microtermometricamente.

Porém, deve-se ressaltar o fato de que o fluido saturado (IF tipo S), atípico em depósitos de ouro em *greenstone belts*, é muito menos

abundante na Zona Inferior do que na Zona Superior. Tal fluido pode ter sido gerado através do metamorfismo de rochas carbonáticas de origem sedimentar, que, não raro, produz fluidos de alta salinidade (Crawford, 1981), ou estar relacionado a processos de retrometamorfismo (Crawford et al., 1979), ou, ainda, a reações com micas e anfibólios (Frape & Fritz, 1987). Tais possibilidades parecem se adequar bem ao caso da Zona Superior, na qual está presente espesso pacote de mármore de provável origem sedimentar (Fortes & Takaki, 1992; 1993) em meio a rochas meta-básicas, o que sugere forte controle litológico na sua geração.

O aprisionamento simultâneo das IF tipos C₁, CL₁, LC₁ e L₁ (sistema H₂O-NaCl-CO₂-CH₄-N₂) - na ausência de evidências de extravazamento (*leakage*) ou estrangulamento (*necking-down*) -, a presença de larga faixa de grau de preenchimento pela fase líquida (tipo L₁, 40-10%, LC₁, 70-40% e L₁, 70-50%), a grande variação da composição global (em especial da salinidade e do conteúdo de voláteis na fase carbônica) e o fato de todos estes tipos de IF crepitarem na mesma faixa de temperatura (Figs. 9 e 10) permitem-nos sugerir um processo de aprisionamento heterogêneo (imiscibilidade) para estes tipos de IF, segundo os critérios propostos por Ramboz et al. (1982). Tais fluidos aquo-carbônicos de relativa baixa salinidade podem ter-se originado a partir da liberação de H₂O e CO₂ durante o metamorfismo, através de descarbonatação de rochas carbonáticas impuras e/ou reações de oxidação de matéria carbonosa (Crawford, 1981). A presença de N₂ e CH₄

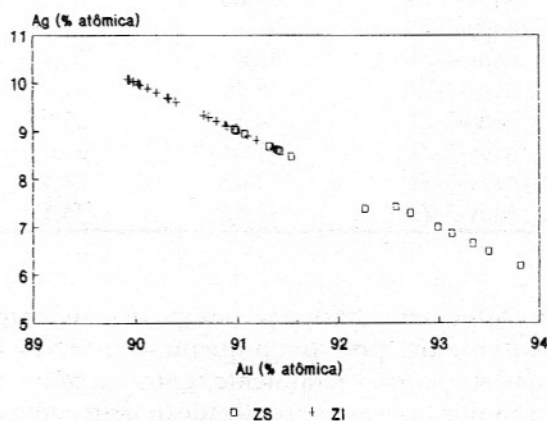


Figura 8 - Gráfico Au (% atômica) x Ag (% atômica) para o ouro das Zonas Superior e Inferior de minério da Mina III

Tabela 5 - Resumo das características petrográficas e microtermométricas das inclusões fluidas, associadas aos corpos de minério das Zonas Superior e Inferior da Mina III

Tipo	Tamanho (µm)	Vg (%)	Vl (%)	Vs (%)	TfCO ₂ (°C)	Teut (°C)	TfG (°C)	TfC (°C)	TfHid (°C)	ThCO ₂ (°C)	ThCH ₄ -N ₂ (°C)	TdSilv (°C)	TdHal (°C)	TD (°C)	TH (°C)
S 	6-48	10-30	80-40	10-30	-57,3/-56,7 n=31 x=-57,0	-56/-32 n=29 x=-38,0	-36,9/-10 n=49 x=-14,0	-25,3/-11,1 n=15 x=-12,0	+3,4/+17,1 n=36 x=+8,0	+12,4/+31 n=31 x=+29,0	---	+167/+299 n=8 x=+260	+185/+467 n=54 x=+290	+255/+483 n=26 x=380	+266/+461 n=31 x=330
C1 	6-36	---	100	---	-57,9/-56,8 n=2 x=-57,2	---	---	---	---	+11,5/+23,7 n=29 x=+18,0	---	---	---	---	---
CL1 	6-36	60-90	35-10	5-0	-57,9/-56,7 n=108 x=-57,1	---	-20,3/-3,2 n=21 x=-8,0	-9,6/+8,3 n=9 x=+8,0	+10,4/+14 n=3 x=+12,0	+9,2/+29,9 n=108 x=+18,0	---	---	---	+205/+377 n=27 x=+370,0	---
C'1 	6-36	---	100	---	---	---	---	---	---	---	-108/-83 n=16 x=-90,0	---	---	---	---
CL'1 	6-36	60-90	40-10	---	---	---	-19/-16,5 n=3 x=-17,0	+3/+7,4 n=5 x=+7,0	---	---	-134/-105 n=5 x=-110,0	---	---	+300/+325 n=2	---
LC1 	6-36	20-60	75-40	5-0	-61,1/-56,6 n=146 x=-57,2	---	-12,9/-0,2 n=66 x=-4,0	-27,8/+3,0 n=22 x=-12,0	+4/+18,5 n=4 x=+18,0	+7,6/+29,7 n=146 x=+26,0	---	---	---	+184/+460 n=47 x=+340,0	---
L1 	6-24	40-70	60-30	---	---	---	-11,3/-2,5 n=22 x=-4,0	---	+2/+14 n=6 x=+4,0	---	---	---	---	+247/+385 n=20 x=+370,0	---
C2 	6-12	---	100	---	-57,5/-56,5 n=97 x=-57,4	---	---	---	---	+14,5/+29,8 n=97 x=+16,0	---	---	---	---	---
L2 	6-24	10-20	90-80	---	---	---	-7,9/-2,9 n=39 x=-8,0	---	---	---	---	---	---	---	+107/+122 n=29 x=+120,0

Vg = volume ocupado pela fase carbônica ou gasosa com relação ao volume total da IF; Vl = volume ocupado pela fase aquosa líquida com relação ao volume total da IF; Vs = volume ocupado pela fase sólida com relação ao volume total da IF; TfCO₂ = temperatura de fusão da fase carbônica; Teut = temperatura do eutético; TfG = temperatura de fusão do clatrato; TfHid = Temperatura de fusão do hidrato; ThCO₂ = temperatura de homogeneização da fase carbônica; ThCH₄-N₂ temperatura de homogeneização da fase rica em metano e nitrogênio; TdSilv = temperatura de dissolução da halita; TD = temperatura de crepitação; TH = temperatura de homogeneização total da IF; n = número de medidas; x = valor de maior frequência.

Tabela 6 - Resultados das análises de Microsonda Raman para inclusões fluidas associadas aos corpos de minério das Zonas Superior e Inferior da Mina III

Tipo	CO2 (%)	CH4 (%)	N2 (%)	H2S (%)	C2H6 (%)	Tipo	CO2 (%)	CH4 (%)	N2 (%)	H2S (%)	C2H6 (%)
S	79,80	15,12	05,48	-----	-----	LC1	98,50	00,52	00,98	-----	-----
	89,02	10,98	-----	-----	-----		98,44	00,32	01,24	-----	-----
	95,82	00,94	03,24	-----	-----		91,47	06,94	01,48	00,11	-----
	97,28	00,84	01,88	-----	-----		88,84	05,59	05,57	-----	-----
	87,22	09,43	03,35	-----	-----		96,12	03,88	-----	-----	-----
C1	95,47	02,10	02,43	-----	-----	C'1	-----	58,31	40,87	00,61	00,21
CL1	96,21	02,94	00,85	-----	-----	CL'1	-----	73,19	26,78	-----	00,04
	92,23	04,64	03,13	-----	-----		-----	43,19	56,61	-----	-----
	94,58	02,00	03,42	-----	-----		-----	50,87	48,19	00,29	00,65
	92,33	03,31	04,37	-----	-----						
L1	32,64	54,42	12,94	-----	-----	C2	93,64	02,75	03,61	-----	-----
	30,61	49,49	19,90	-----	-----						

sugere contribuição sedimentar para os fluidos (Roedder, 1984), o que é corroborado pelos resultados isotópicos obtidos por Fortes & Takaki (1992; 1993), que indicam origem orgânica para o material carbonoso dos xistos carbonosos da Zona Inferior.

A participação de matéria orgânica na liberação de gases fica comprovada, ainda, pela ocorrência, em proporções muito pequenas, de C_2H_6 nos fluidos ricos em metano e nitrogênio (IF tipos C'1 e CL'1).

As IF precoces dos tipos CL'1, CL1, LC1 e L1 e as do tipo S apresentam temperatura de crepitação na mesma faixa e diferentes salinidades (Figs. 2 e 3), que permitem sugerir sua circulação penecontemporânea e a ausência ou pouca mistura entre os fluidos do sistema $H_2O-NaCl-CO_2-CH_4-N_2$ (IF tipos C1, CL1, LC1 e L1) e o fluido do sistema $H_2O-NaCl-KCl-CO_2-CH_4-N_2$ (IF tipo S) e, no caso da Zona Superior, entre estes fluidos e o fluido do sistema $(H_2O)-CH_4-N_2-(H_2S-C_2H_6)$ (IF tipos C'1, CL'1). As faixas de temperatura de crepitação e de homogeneização total para as IF que representam os fluidos precoces situam-se entre 250° e 400°C, indicando mesmas condições de temperatura para a formação das Zonas Inferior e Superior de Minério, compatível com as paragêneses minerais de alteração hidrotermal retro-metamórfica, identificadas no depósito e associadas ao processo de mineralização (fácies xisto-verde).

CONCLUSÕES

Os dados geocronológicos indicam que as rochas da sequência vulcano-sedimentar do *greenstone belt* de Crixás, na região da Mina III, foram afetadas pelo Ciclo Brasileiro. Contudo, apesar de as rochas estudadas relacionarem-se aos corpos de minério da Zona Superior, não é possível afirmar que a mineralização tenha ocorrido durante aquele ciclo, pois o sistema Rb/Sr pode ter sido simplesmente reaberto durante este evento tectono-metamórfico.

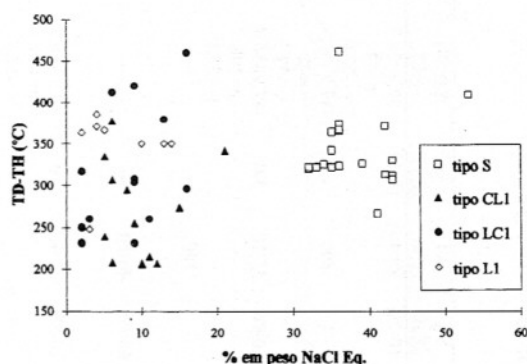


Figura 9 - Diagrama de salinidade (% em peso de NaCl equivalente) x temperatura de crepitação ou de homogeneização total (TD-TH, °C), para as inclusões fluidas precoces da Zona Inferior da Mina III

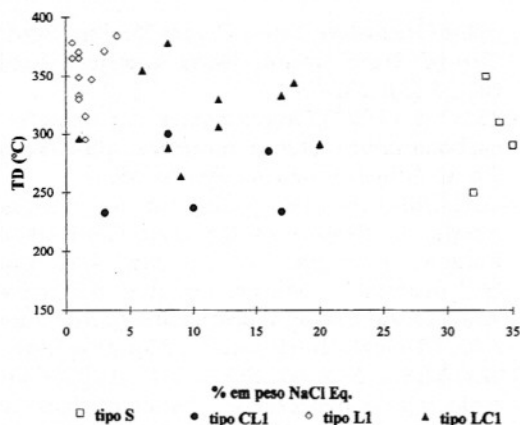


Figura 10 - Diagrama de salinidade (% em peso de NaCl equivalente) x temperatura de crepitação (TD, °C), para as inclusões fluidas precoces da Zona Inferior da Mina III

Os isótopos de C indicam que o material carbonoso, dos xistos carbonosos, é de origem orgânica e não deriva de hidrotermalismo sobre meta-basaltos, como sugerido por Magalhães (1991) e Magalhães & Nilson (1993). Da mesma forma, o carbonato, dos xistos carbonosos, mostra uma forte contribuição de ^{12}C , derivado da decomposição térmica de matéria orgânica. A grande variação de ^{13}C indica desequilíbrio isotópico entre o material carbonoso de origem orgânica e o carbonato de origem hidrotermal dos xistos carbonosos. O enriquecimento em ^{12}C do carbonato hidrotermal de clorita-carbonato xistos e biotita mármores e o enriquecimento em ^{13}C do carbonato sedimentar residual dos mármores maciço e brechado podem ser explicados por reações de descarbonatação metamórfica e/ou por uma razão isotópica $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ original elevada, pois somente reações metamórficas não seriam suficientes para promover tais enriquecimentos.

As diversas formas de ocorrência de ouro, o zoneamento composicional e a dissolução de arsenopirita das Zonas Superior e Inferior

revelam que o processo de mineralização foi episódico e que o ouro se associa, preferencialmente, às fases mais tardias, mas não resulta de remobilização de fases precoces. A diferença nas razões Au:Ag, entre as Zonas Superior e Inferior, sugere diferentes fontes de ouro, provavelmente, metabasaltos para a Zona Superior e metassedimentos para a Zona Inferior.

As inclusões fluidas indicam que a formação do depósito ocorreu com a participação de fluidos composicionalmente diversos, com percolação penecontemporânea, processo de aprisionamento heterogêneo (imiscibilidade) para fluidos aquo-carbônicos, controle litológico na geração de fluidos saturados e fluidos ricos em metano e nitrogênio, com nenhuma ou pouca mistura entre estes fluidos. As temperaturas de homogeneização total do fluido saturado situam-se na mesma faixa da temperatura de crepitação dos demais fluidos em ambas as zonas mineralizadas, sugerindo que ambas zonas de minério se formaram sob as mesmas condições de temperatura. A maior frequência de fluidos saturados, na Zona Superior, sugere forte controle litológico na geração de fluidos, provavelmente, liberados por reações metamórficas e responsáveis pela alteração hidrotermal, retrometamorfismo e mineralização.

AGRADECIMENTOS

À Mineração Serra Grande Ltda., em especial ao geólogo Walter Yamaoka, pelo acesso à área e financiamento das análises isotópicas (Rb/Sr). Ao Centro de Pesquisas da PETROBRÁS (CENPES), em especial ao geólogo Márcio Rocha Mello, pelas determinações no Laboratório de Isótopos Estáveis do Setor de Geoquímica. O primeiro autor agradece ao CNPq, pela Bolsa DCR (05/91 a 02/93) e à ORSTOM (França), pela Bolsa de Pesquisador (12/92 a 01/93) e análises em Microscópio Eletrônico de Varredura, Microsonda Eletrônica e Microsonda Raman, e ao Prof. Hardy Jost, pela revisão do original.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ARNDT, N. T.; TEIXEIRA, N. A.; WHITE, W. M. (1989) Bizarre Geochemistry of Komatiites from the Crixás Greenstone Belt. *Contr. Mineral. Petrol.*, **101**:187-197.
- BAKER, A. J. & FALICK, A. E. (1989) Heavy carbon in two billion-year-old marbles from Lofoten-Vesterålen, Norway: Implications for the Precambrian carbon cycle. *Geoch.*

- Cosmoch. Acta, **53**: 1111-1115.
- CRAWFORD, M.L. (1981) Fluid Inclusions in Metamorphic Rocks - Low and Medium Grade. In: Short Course in Fluid Inclusions: Application to Petrology. Min. Assoc. Canada. Short Courses Handbook, **6**: 157-181.
- CRAWFORD, M.L.; FILER, J.; WOOD, C. (1979) Saline fluid inclusions associated with retrograde metamorphism. Bull. Mineral., **102**: 562-568.
- DANNI, J.C.M. & RIBEIRO, C.C. (1978) Caracterização Estratigráfica da Sequência Vulcano-sedimentar de Pilar de Goiás e de Guarinos, Goiás. In: Anais do XXX Cong. Bras. de Geol., **2**: 82-96.
- FAURE, G. (1977) Principles of Isotope Geology. John Wiley & Sons, 464p.
- FORTES, P.T.F.O. (1991) Geologia do Depósito Aurífero Mina III, Crixás, Goiás. Diss. de Mestrado n68, IG-UnB, Brasília-DF, 194p. (inédito)
- FORTES, P.T.F.O. & NILSON, A.A. (1991) Geologia do Depósito Aurífero Mina III, Crixás, Goiás. In: Anais III Simp. Geol. Centro-Oeste, 1-14.
- FORTES, P.T.F.O. & GIULIANI, G. (1992) Estudo Preliminar dos fluidos associados aos corpos de sulfeto maciço do depósito aurífero Mina III, Crixás, GO. Bol. Inf. SBG-NCO, **15**: 99-109.
- FORTES, P.T.F.O. & TAKAKI, T. (1992) Estudo Preliminar de Isótopos de C em Xistos carbonosos e Mármore do Depósito Aurífero Mina III, Crixás, Goiás. Bol. Inf. SBG-NCO, **15**: 91-98.
- FORTES, P.T.F.O. & TAKAKI, T. (1993) Estudo de isótopos de carbono e oxigênio em rochas encaixantes do depósito aurífero Mina III, Crixás, Goiás, in: vol. de resumos expandidos do IV Cong. Bras. Geopquím., p. 186-188.
- FORTES, P.T.F.O.; NILSON, A.A.; JOST, H. (1992) Evolução do Conhecimento sobre a Geologia e o Potencial Aurífero dos "Greenstone Belts" da Região de Crixás-Pilar de Goiás, GO. Bol. Inf. SBG-NCO **15**: 65-89.
- FRAPE, S.K. & FRITZ, P. (1987) Geochemical trends from groundwaters from the Canadian Shield. In: Saline Water and Gases in Crystalline Rocks, Fritz, P. & Frape, S.K. (eds). Geol. Assoc. Canada. Special Paper **33**: 19-38.
- GREW, E.S. (1974) Carbonaceous material in some metamorphic rocks of New England and other areas. Journ. Geol., **82**: 50-73.
- HAYES, J.M.; POPP, B.N.; TAKIGIKU, R.; JOHNSON, M.W. (1989) An Isotopic study of biogeochemical relationships between carbonates and organic carbon in the Greenhorn Formation. Geoch. Cosmoch. Acta, **53**: 2961-2972.
- HOEFS, J. & FREY, M. (1976) The isotopic composition of carbonaceous matter in a metamorphic profile from the Swiss Alps. Geoch. Cosmoch. Acta, **40**: 945-951.
- JOST, H. & OLIVEIRA, A.M. (1991) Stratigraphy of the Greenstone Belts, Crixás Region, Goiás, Central Brazil. Journ. South American Earth Sci., **4** (3): 201-214.
- LANDIS, C.A. (1971) Graphitization of dispersed carbonaceous material in metamorphic rocks. Contr. Mineral. Petrol., **30**: 34-45.
- MAGALHÃES, L.F. (1991) Cinturão de Cisalhamento de Empurrão Córrego Geral-Meia Patata: Geologia, Deformação, Alteração Hidrotermal e Mineralizações Auríferas Associadas (Crixás, Goiás). Diss. de Mestrado n70, IG-UnB, Brasília-DF. 233p. (inédito)
- MAGALHÃES, L.F. & NILSON, A.A. (1993) Controle Lito-Estrutural e Características da Mineralização Aurífera da Região do Córrego Geral-Meia Patata, Crixás (GO). Bol. Inf. SBG-NCO, **16**: 25-49.
- McCREA, J.M. (1950) The Isotopic Chemistry of Carbonates and a Paleotemperature Scale. Journ. Chem. Phys., **18**: 849-857.
- RAMBOZ, C.; PICHAVANT, M.; WEISBROD, A. (1992) Fluid immiscibility in natural process: use and misuse of fluid inclusion data. II Interpretation of fluid inclusion data in terms of immiscibility. Chem. Geol., **37**: 29-48.
- ROEDDER, E. (1984) Fluid Inclusions. Min. Soc. America. Rev. Mineral., **12**: 644p.
- SABOIA, L.A. (1979) Os "Greenstone Belts" de Crixás e Goiás, GO. Bol. Inf. SBG-NCO **9**: 43-72.
- SABOIA, L.A.; TEIXEIRA, N.A.; CASTRO, J.H.G.; TEIXEIRA, A.S. (1981) Geologia do "Greenstone Belt" de Crixás (GO) e suas Implicações Geotectônicas. In: Anais Simp. sobre o Cráton de São Francisco e suas Faixas Marginais, Parte II, 39-50.
- SCHIDLOWSKI, M.; EICHMANN, R.; JUNGE, C.E. (1975) Precambrian sedimentary carbonates: carbon and oxygen isotope geochemistry and implications for the terrestrial oxygen budget. Precambrian Res., **2**: 1-69.
- SCHIDLOWSKI, M.; EICHMANN, R.; JUNGE, C.E. (1976) Carbon isotope geochemistry of the Precambrian Lomagundi carbonate province. Geoch. Cosmoch. Acta, **40**: 449-455.
- SHEPHERD, T.J.; RANKIN, A.H.; ALDERTON, D.H.M. (1985) A Practical Guide to Fluid Inclusion Studies. Blackie & Son, 239p.
- STRAUSS, H. (1986) Carbon and Sulphur isotopes in Precambrian Sediments from the Canadian Shield. Geoch. Cosmoch. Acta, **50**: 2653-2662.
- THOMSON, M.L. (1986) Petrology of the Crixás Gold Deposit, Brazil: Evidence for Gold Associated with Hydrothermal Alteration Subsequent to Metamorphism. In: Proc. Gold '86 Symp., 284-296.
- THOMSON, M.L. (1987) The Crixás Gold Deposit, Brazil: Metamorphism, Metasomatism and Gold Mineralization. PhD. Thesis, Univ. Western Ontario, Ontario, Canada. 345 p.
- THOMSON, M.L. & FYFE, W.S. (1990) The Crixás Gold Deposit, Brazil: Thrust-Related Postpeak Metamorphic Gold Mineralization of Possible

- Brasiliano Cycle Age. *Econ. Geol.*, 85 (5): 928-942.
- VALLEY, J.W. (1986) Stable Isotope Geochemistry of Metamorphic Rocks. In: *Stable Isotopes in High Temperature Geological Processes*. Min. Soc. America. Rev. in Mineral, 16: 445-489.
- VEIZER, J.; HOEFS, J.; RIDLER, R.H.; JENSEN, L.S.; LOWE, D.R. (1989a) Geochemistry of Precambrian carbonates: I. Archean Hydrothermal systems. *Geoch. Cosmoch. Acta.* 53: 845-857.
- VEIZER, J.; HOEFS, J.; LOWE, D.R.; THURSTON, P.C. (1989b) Geochemistry of Precambrian carbonates: II. Archean greenstone belts and Archean sea water. *Geoch. Cosmoch. Acta.* 53: 859-871.
- YAMAOKA, W.N. & ARAÚJO, E.M. (1986) Mineralização de Ouro da "Mina" III. In: *Rot. Exc. Técnico-Científicas XXXIV Cong. Bras. Geol.*, 77-78.
- YAMAOKA, W.N. & ARAÚJO, E.M. (1988) Depósito de Ouro Mina III, Crixás, Goiás. In: *Princ. Dep. Min. do Brasil, Vol. III, Cap. XXXIV*, 491-498. DNPM/CVRD.