

**ESTÁDIOS DE MINERALIZAÇÃO ASSOCIADOS A PULSOS DE PERCOLAÇÃO  
DE FLUIDOS HIDROTERMAIS NO DEPÓSITO MARIA LÁZARA, GOIÁS:  
UMA MODELAGEM QUANTITATIVA ATRAVÉS DA ANÁLISE FATORIAL**

G.M. Pulz<sup>1</sup>, R.A. Fuck<sup>2</sup>, R.N. Ayup-Zouain<sup>1</sup>, E.S. Martins<sup>2</sup>

1. Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, RS

2. Instituto de Geociências, Universidade de Brasília, Brasília, DF

## ABSTRACT

Crystallization of ore minerals in the Maria Lázara gold deposit occurred in three stages: (i) the *early stage* corresponds to rare iron and base metal sulphides disseminated within quartz veins and alteration halo; (ii) strong hydrothermal sulphidization characterizes the *middle stage*, represented by arsenopyrite-I, that dominates within the ore body and replaces sulphides of the previous stage; deposition of native gold-I was initiated by the end of this stage; (iii) during the late stage, an exotic assemblage of native gold-II, maldonite ( $\text{Au}_2\text{Bi}$ ), joesite-B ( $\text{Bi}_4\text{Te}_2\text{S}$ ), esiklovaite ( $\text{Bi}_2\text{TeS}_2$ ), bismutinite, native Bi, native silver, arsenopyrite-II, chalcopyrite-II, pyrite-II, molibdenite, monazite and galena (?) was formed.

Integration of mineragraphic data and QR-mode factor analysis results of arsenopyrite composition allows the discrimination of distinct arsenopyrite populations related with different mineralization stages within the Maria Lázara deposit. The mathematic model obtained confirmed to episodic percolation of hydrothermal fluids.

## RESUMO

A sucessão paragenética dos minerais de minério no depósito Maria Lázara foi desenvolvida em três intervalos de deposição: (i) O *estádio precoce* favoreceu a disseminação de raros sulfetos de ferro e de metais base nos veios e no halo de alteração; (ii) O *estádio intermediário* ficou registrado na intensa sulfetação hidrotermal, expressa na precipitação de arsenopirita-I em proporções dominantes no horizonte mineralizado, concomitante à substituição dos sulfetos do estágio anterior; nas fases finais deste estágio, iniciou-se a deposição de Au nativo-I; (iii) O *estádio tardio* propiciou a deposição de uma exótica associação constituída por ouro nativo-II, maldonita ( $\text{Au}_2\text{Bi}$ ), joesita-B ( $\text{Bi}_4\text{Te}_2\text{S}$ ), esiklovaita ( $\text{Bi}_2\text{TeS}_2$ ), bismutinita, bismuto nativo, prata nativa, arsenopirita-II, calcopirita-II, pirita-II, molibdenita, monazita e galena(?).

A integração dos dados minerográficos com os resultados da análise fatorial modo-QR da composição da arsenopirita associada aos minerais auríferos permitiu distinguir, de forma objetiva, as populações de arsenopirita que ocorrem no depósito Maria Lázara e relacioná-las com os estádios de mineralização. O modelo matemático obtido ajusta-se ao mecanismo de percolação episódica de fluidos hidrotermais.

## INTRODUÇÃO

O potencial aurífero dos terrenos *greenstone belts* tornou as rochas supracrustais arqueanas de Crixás-Guarinos-Pilar de Goiás (Goiás) alvo de intensa pesquisa prospectiva, desde o início da década de 80. Nessa região, os principais depósitos e anomalias auríferas conhecidas, até o momento, ocorrem em zonas de cisalhamento ou estão espacialmente associados com elas. O depósito Maria Lázara, situado no *greenstone belt* de Guarinos, cerca de 8 km a sul da cidade homônima, é um dos exemplos dessa região, o qual se distingue dos demais por seu controle estrutural e associação de minerais de minério.

A caracterização das paragéneses dos sulfetos e minerais auríferos forneceram valiosas informações a cerca da evolução do sistema hidrotermal no depósito Maria Lázara, facilitando a identificação dos estádios de mineralização. O ouro nativo associado com maldonita ( $\text{Au}_2\text{Bi}$ ) e os inter-

crescimentos de ouro nativo com fases do sistema Bi-Te-S junto à arsenopirita, combinados com a raridade de sulfetos de metais base, caracterizam o estilo do depósito Maria Lázara sob o ponto de vista mineralógico.

A proposta deste estudo consiste na integração dos dados minerográficos descritivos com o tratamento estatístico da composição química da arsenopirita, aplicando técnicas multivariadas. A aplicação da análise fatorial modo-QR contribuiu no estabelecimento de critérios quantitativos para diferenciar as populações composicionais de arsenopirita, fornecendo subsídios mensuráveis para a modelagem dos estádios de mineralização no depósito Maria Lázara.

## AMBIENTE GEOLÓGICO

O depósito Maria Lázara ocorre na porção centro-sul do *greenstone belt* Guari-

nos (Goiás). Esse cinturão vulcanossedimentar aflora numa calha NW-SE, limitada por blocos gnaissicos (Sabóia et al., 1979) denominados de Caiamar e Moquém (Fig. 1).

A organização litoestratigráfica desse cinturão compreende, da base para o topo, metavulcânicas ultramáficas e máficas sobrepostas por unidades metassedimentares (Danni et al., 1986; Danni & Ribeiro, 1978; Jost & Oliveira, 1991). As rochas ultrabásicas estão restritas à porção sul do cinturão, enquanto as vulcânicas básicas mostram uma distribuição mais ampla. A unidade de basaltos contém intercalações de filitos carbonosos e formações ferríferas. Essa unidade básica foi redefinida por Jost & Oliveira (1991) como Formação Serra Azul, a qual é sotoposta por komatiitos da Formação Serra do Cotovelo e sobreposta pela Formação São Patricinho, constituída por metassedimentos com intercalações de bifs, cherts e filitos carbonosos. O contato da unidade básica do *greenstone belt* de Guarinos com o bloco Moquém é marcado por uma estreita (<1 km) faixa de milonitos denominada de zona de cisalhamento

Carroça (Pulz et al., 1991a).

Na porção norte, o cinturão vulcanossedimentar de Guarinos foi intrudido por um corpo granítico (Fig. 2), de dimensões quilométricas, denominado de Domo de Guarinos (Danni & Ribeiro, 1978). A intrusão desenvolveu uma estrutura de ponto tríplice na sua borda sul, a qual controlou a localização do depósito Maria Lázara (Pulz et al., 1991a).

O horizonte mineralizado do depósito Maria Lázara é marcado por um nível rico em porfiroblastos de arsenopirita, no qual ocorrem disseminações de ouro em veios, e no halo de alteração (Pulz et al., 1992a). Os veios variam de centimétricos a métricos dispostos em tablete de chocolate (Pulz et al., 1993). Dentre as estruturas internas mais frequentes nos veios, destacam-se as feições antitaxiais, promovidas por mecanismos de "crack-seal" (Ramsay, 1980).

A alteração hipogênica expressa-se na carbonatação do anfibólio e epidoto, na substituição de filossilicatos por sulfetos e na nucleação de biotita nas junções tríplices da matriz de quartzo e albita. A distribuição dos minerais hidrotermais na área

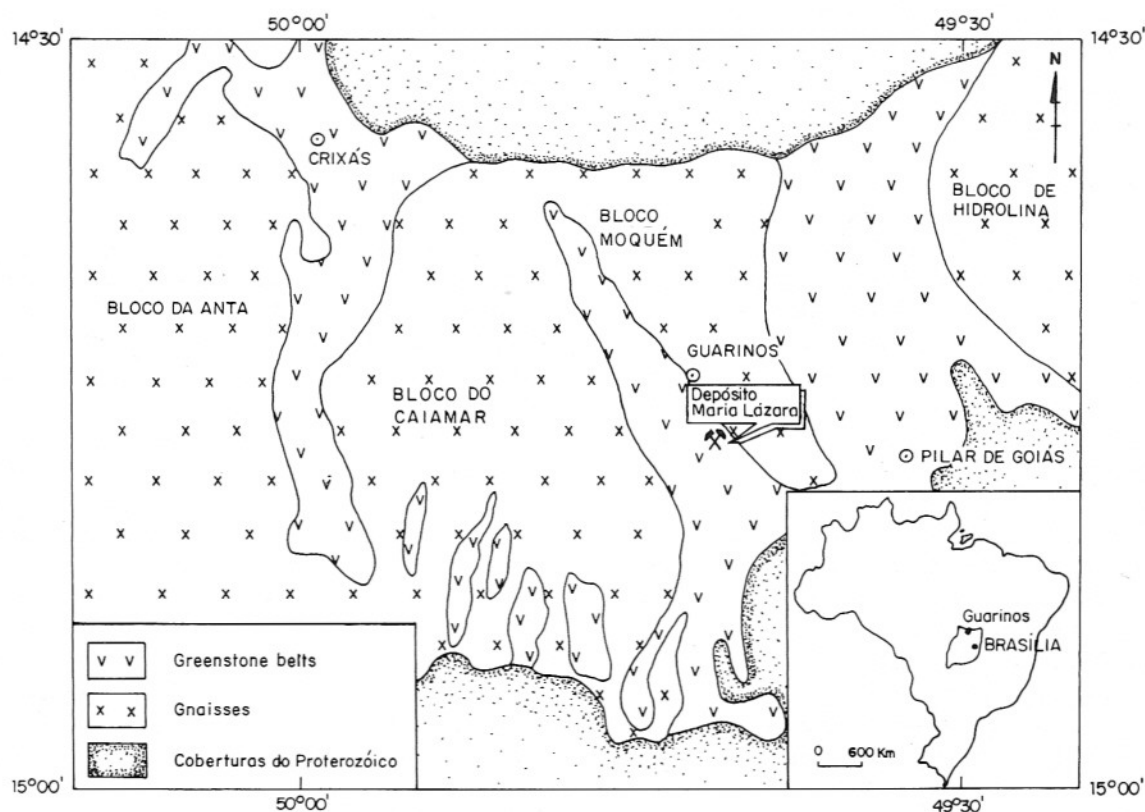


Figura 1 - Esboço geológico da região de Crixás (modificado de Sabóia et al., 1979), destacando a localização do depósito Maria Lázara.

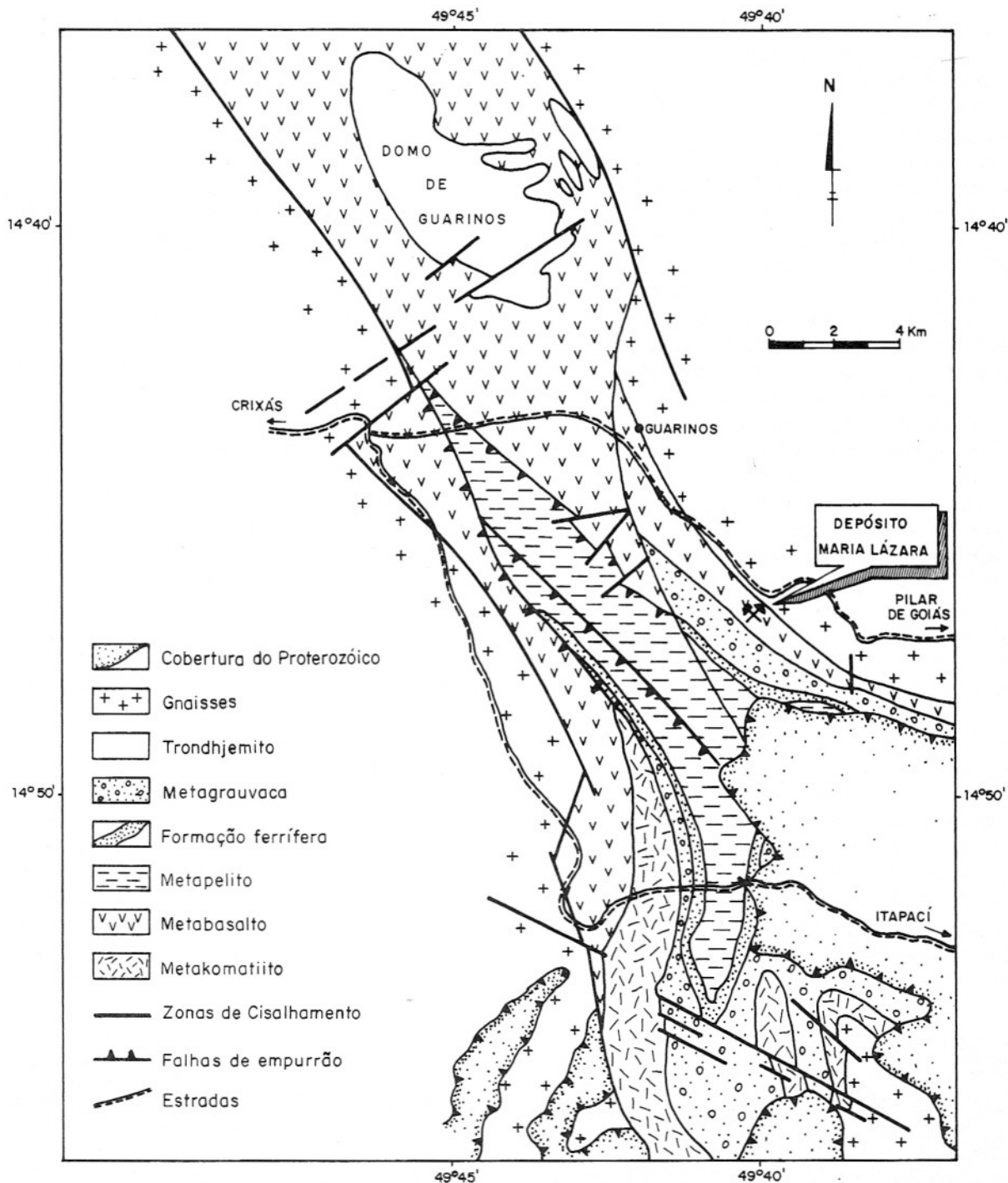


Figura 2 - Esboço geológico do *greenstone belt* Guarinos (modificado de Jost & Oliveira, 1991), mostrando a localização do depósito Maria Lázara.

do depósito é irregular e caracterizada por pronunciadas variações (i) na associação de silicatos, (ii) na associação de sulfeto-metal precioso e (iii) na composição dos minerais. A identificação das paragêneses de sulfetos e minerais auríferos e suas variações composicionais no depósito Maria Lá-

zara será discutida neste trabalho. Detalhes sobre as texturas dos minerais de minérios foram descritas por Pulz et al. (1992a).

#### METODOLOGIA ANALÍTICA

Na Universidade de Brasília, obteve-

se dados composicionais de arsenopirita, ouro nativo e calcopirita, com o emprego da microsonda eletrônica modelo Cameca SX 50, operando sob as seguintes condições analíticas: voltagem de aceleração - 20 KV; tempo de exposição - 20 s, para todos os elementos. Os padrões utilizados foram espécimens naturais de  $\text{FeS}_2$ , arseneto de gálio, estibinita, galena e compostos sintéticos de NiO e seleneto de zinco.

O conteúdo de ouro no concentrado de arsenopirita foi determinado na GEOSOL - Geologia e Sondagens Ltda, pelo método hidromórfico, cujo limite de detecção é da ordem de 1 ppb. Cada concentrado analisado foi obtido pela extração manual de 20 a 30 cristais de arsenopirita da mesma amostra com o emprego de alicate. Os grãos de arsenopirita extraídos das amostras foram observados sob a lupa e aqueles que não mostraram ouro livre aderido às fraturas ou faces da arsenopirita foram selecionados.

A textura e as relações paragenéticas dos minerais opacos foram observadas sob microscópio petrográfico de luz refletida e detalhados em imagens tridimensionais obtidas com o auxílio de microscópio eletrônico de varredura (MEV - modelo Jeol JSM-840A), no Instituto de Ciências Biológicas (UnB). Os dados foram complementados com EDS (Energy dispersive system) acoplado ao microscópio eletrônico de varredura (modelo Cambridge Stereoscan 250 SEM), na Universidade de Nancy-I (França). As seguintes condições analíticas foram utilizadas para a obtenção das análises de monazita e ouro nativo com EDS:

voltagem de aceleração - 25 KV; diâmetro do feixe de elétrons de 100 Å, tempo de contagem entre 1000 e 2500 cps.

## ESTÁDIOS DE MINERALIZAÇÃO

O intervalo de deposição dos minerais de minério, sob condições físicas e químicas similares, foi definido por Barton (1970) como *estádio de mineralização*. No depósito Maria Lázara, três estádios foram identificados através das relações texturais e composicionais dos sulfetos e minerais auríferos, caracterizados como precoce, intermediário e tardio.

*Estádio precoce* - Corresponde à precipitação de calcopirita-I, pirita-I, pirrotita e esfalerita (Fig. 3). Esses sulfetos são raros e ocorrem como inclusões xenomórficas na arsenopirita do estádio intermediário. A calcopirita-I é o sulfeto mais abundante deste estádio. Em algumas seções polidas, mostra-se intercrescida com diminutos grãos de pirrotita ou esfalerita.

A composição da calcopirita-I (Tabela 1) é caracterizada pela moderada variação na razão  $(\text{Cu/Fe})_{\text{at}}$ , situada no intervalo de 0,85 e 1,03, e razão metal/enxofre, aproximadamente constante entre 0,994 e 1,012.

*Estádio intermediário* - Esse estádio foi definido pela associação arsenopirita-I e ouro nativo-I. A arsenopirita-I (Aspy-I) é caracterizada pela sua variabilidade textural e química. Ocorre como grãos crescidos sobre filossilicatos, em fraturas ou intersticiais entre o quartzo e a calcita. Alguns cristais exibem feições de deformação (en-

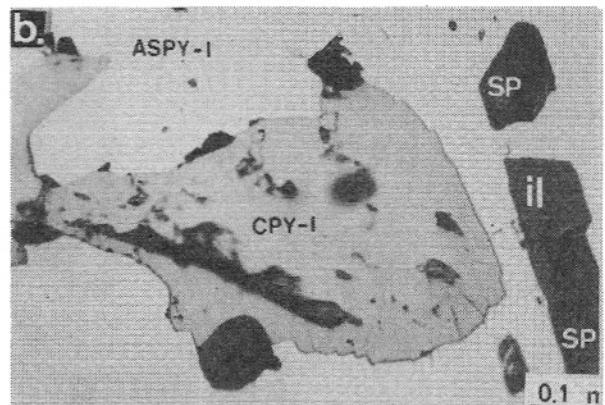
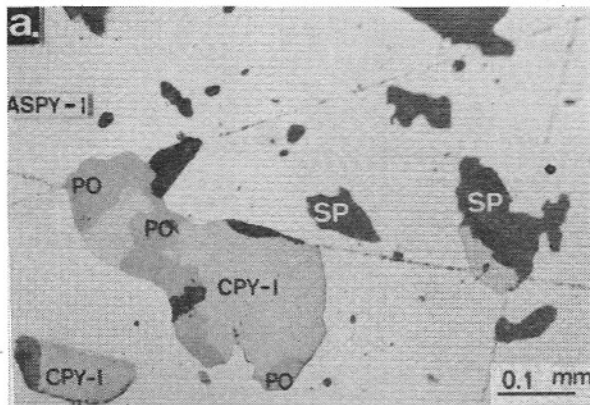


Figura 3 - Fotomicrografias dos sulfetos que ocorrem nos veios de quartzo e calcita precipitados no estádio precoce do depósito Maria Lázara. (a) Arsenopirita-I (ASPY-I) com inclusões de esfalerita (SP) e de calcopirita-I (CPY-I) intercrescida com pirrotita (PO). (b) Esfalerita intercrescida com calcopirita-I e com ilmenita (il) inclusas na arsenopirita-I.

Tabela 1 – Dados químicos obtidos com o emprego de microsonda eletrônica em cristais de calcopirita-I do estágio precoce de percolação de fluidos no depósito Maria Lázara. Cada resultado corresponde à média aritmética de 5 a 6 pontos analisados por grão.

Amostra	Proporção em peso								Proporção atômica						
	Cu	Fe	S	As	Ni	Co	Zn	Total	Cu	Fe	S	As	Ni	Co	Zn
1	33,74	29,81	34,52	1,68	0,03	0,04	0,05	99,87	24,50	24,65	49,69	1,06	0,03	0,03	0,03
2	31,63	32,64	35,07	0,05	0,00	0,03	0,26	99,68	22,82	26,79	50,15	0,03	0,00	0,02	0,19
3	35,13	29,90	34,90	0,02	0,04	0,03	0,08	100,10	25,37	24,56	49,94	0,01	0,03	0,03	0,05
4	35,19	29,96	34,73	0,02	0,00	0,02	0,00	99,92	25,48	24,67	49,82	0,01	0,00	0,01	0,00
5	35,13	29,55	34,89	0,03	0,02	0,03	0,00	99,65	25,46	24,37	50,12	0,02	0,02	0,02	0,00

curvamento das faces, sombras de pressão, fraturas *pull-apart* e poros de dissolução. A Aspy-I forma porfiroblastos com inclusões de ilmenita, monazita, silicatos da matriz e, mais raramente, de sulfetos do estágio anterior. A monazita mostra-se como pequenos grãos (<4 µm) idióblásticos, alojados nas fraturas da matriz ou da Aspy-I. As dimensões da monazita impediram a estimativa de sua proporção modal na paragénese.

Os dados químicos (Tabela 2) revelam que o conteúdo de S dessa geração de arsenopirita ultrapassa a proporção estequiométrica da fórmula ideal. A fim de monitorar a contaminação das análises por inclusões de calcopirita-I, foi determinado o conteúdo de Cu dos cristais de Aspy-I. O conteúdo de elementos traços (Co+Ni) é inferior a 1% em peso (Tabela 2).

O ouro nativo-I ocorre nos interstícios e fraturas da matriz de quartzo e calcita e, mais raramente, em fraturas ou bordos da Aspy-I. Imagens tridimensionais, obtidas com o auxílio de microscópio eletrônico de varredura (MEV), mostraram o ouro nativo-I em duas variedades morfoscópicas (Fig. 4): (i) grãos idiomórficos aderidos às faces da Aspy-I (Pulz et al., 1992b); (ii) grãos xenomórficos condicionados por fraturas na Aspy-I ou intersticiais à matriz de quartzo e calcita. Ambas as variedades texturais de ouro nativo-I exibem algumas marcas poligonais, impressas pela recristalização da matriz.

As análises (Tabela 3) obtidas com microsonda eletrônica revelaram que o ouro nativo-I contém entre 6,6 a 7,3% de prata em peso (Fig. 5), combinado com proporções negligenciáveis de Bi, Te, S e

Sb. Essa geração de ouro nativo tem um grau de pureza moderada, pois a razão  $[Au/(Au + Ag)] \times 10^3$  (Fisher, 1945) varia de 925 a 933.

*Estádio tardio* – O estágio tardio ficou registrado na deposição de uma diversificada paragénese, constituída por arsenopirita-II (Aspy-II), pirita-II (Py-II), calcopirita-II (Cpy-II), galena e molibdenita, associadas com ouro nativo-II, maldonita (Au<sub>2</sub>Bi), joesita-B (Bi<sub>4</sub>Te<sub>2</sub>S), bismutinita (Bi<sub>2</sub>S<sub>3</sub>) e bismuto nativo. Michel et al. (1994) também observaram a ocorrência de prata nativa, inclusa na Aspy-II, e de esklovaita (Bi<sub>2</sub>TeS<sub>2</sub>), associada com as fases de Bi-Te-S.

A circulação de fluidos tardios favoreceu a substituição e a dissolução de arsenopirita do estágio anterior. Esse sulfeto (Aspy-I) mostra-se substituído por uma estreita auréola de Aspy-II (Fig. 6a). A intensa dissolução (Fig. 6b) da Aspy-I, que ocorreu neste estágio, foi acompanhada pela transformação das inclusões reliquias de ilmenita metamórfica em óxidos de Ti.

Grãos individuais de Aspy-II são raros e foram observados nos interstícios da matriz de quartzo e calcita. A pirita-II forma filonetes que substituem os bordos da Aspy-I ou crescem sobre a clivagem de filosilicatos. A calcopirita-II ocorre como porfiroblastos poiquilíticos nos bordos e fraturas da Aspy-II. A pirita-II e a calcopirita-II são facilmente distinguidas dos sulfetos do estágio precoce por ocorrerem nos interstícios da matriz ou nos bordos da Aspy-II (Fig. 6c).

A galena está presente como constituinte menor na associação mineral. As re-

Tabela 2 – Dados químicos de microsonda eletrônica representativos da composição da arsenopirita de depósito Maria Lázara (n = número de pontos analisados em cada grão).

Amostra	Nº	Proporção em peso (bordo)							Proporção atômica (bordo)					
		Fe	As	S	Ni	Co	Cu	Total	Fe	As	S	Ni	Co	Cu
521	02	33,800	45,660	20,200	0,100	0,100	0,000	99,860	32,74	32,98	34,09	0,09	0,10	0,00
331	04	33,738	45,700	19,972	0,140	0,046	0,064	99,660	32,81	33,14	33,83	0,13	0,04	0,05
323	04	33,283	45,399	20,201	0,251	0,057	0,214	99,405	32,38	32,93	34,22	0,24	0,05	0,18
522	05	32,999	46,583	20,200	0,087	0,033	0,021	99,923	32,02	33,70	34,15	0,08	0,03	0,02
533	15	33,978	45,670	20,018	0,102	0,030	0,030	99,828	32,98	33,04	33,84	0,09	0,03	0,02
313	03	33,010	46,790	19,730	0,130	0,100	0,090	99,85	32,18	34,01	33,51	0,13	0,09	0,08
520	07	33,420	46,760	19,750	0,220	0,070	0,020	100,24	32,46	33,86	33,39	0,21	0,06	0,02
341	04	33,479	45,867	19,662	0,186	0,042	0,068	99,304	32,76	33,46	33,51	0,17	0,04	0,06
712	03	33,608	45,073	20,867	0,123	0,028	0,010	99,709	32,41	32,40	35,04	0,11	0,03	0,01
531	02	33,556	46,937	19,395	0,141	0,077	0,000	100,106	32,72	34,12	32,95	0,14	0,07	0,00
532	02	33,074	46,524	19,247	0,316	0,305	0,039	99,505	32,46	34,04	32,90	0,29	0,28	0,03
711	04	33,936	46,543	19,696	0,125	0,027	0,035	100,362	32,91	33,65	33,27	0,12	0,02	0,03
321	05	33,436	45,922	19,843	0,088	0,038	0,019	99,346	32,67	33,44	33,76	0,08	0,03	0,02
511	01	31,898	48,398	19,942	0,120	0,065	0,067	100,489	30,99	35,05	33,74	0,11	0,06	0,06
212	01	33,444	46,994	19,294	0,298	0,057	0,000	100,087	32,65	34,20	32,81	0,28	0,05	0,00
333	03	32,788	47,080	19,370	0,145	0,060	0,160	99,603	32,16	34,42	33,09	0,14	0,05	0,14
322	01	33,299	46,599	19,937	0,140	0,110	0,080	100,165	32,31	33,70	33,69	0,13	0,10	0,07
342	12	33,722	45,532	20,250	0,100	0,020	0,110	99,734	32,70	32,90	34,19	0,09	0,02	0,10
343	07	33,429	45,692	19,928	0,110	0,050	0,170	99,379	32,61	33,23	33,86	0,10	0,05	0,15
712	07	33,582	46,335	20,030	0,110	0,030	0,010	100,097	32,55	33,48	33,82	0,11	0,03	0,01
NÚCLEO														
320	03	33,725	45,254	20,126	0,147	0,023	0,075	99,350	33,83	32,84	34,12	0,13	0,02	0,06
531	01	33,561	44,534	20,777	0,047	0,032	0,069	99,020	32,56	32,20	35,11	0,04	0,03	0,06
532	01	33,826	44,789	20,195	0,110	0,053	0,022	98,996	32,98	32,55	34,30	0,10	0,05	0,02
511	01	33,692	45,587	20,933	0,178	0,000	0,000	100,391	32,30	32,58	34,96	0,16	0,00	0,00
322	01	33,947	45,455	20,288	0,081	0,010	0,09	99,73	32,91	32,85	34,15	0,07	0,01	0,01
522	01	34,040	45,780	20,185	0,142	0,029	0,000	100,176	32,89	32,98	33,97	0,13	0,03	0,00
533	06	33,988	45,116	20,343	0,100	0,030	0,020	99,597	32,94	32,59	34,34	0,09	0,02	0,02
313	01	33,206	47,412	19,897	0,103	0,041	0,124	100,782	32,10	34,16	33,50	0,09	0,04	0,11
520	05	33,430	46,350	20,000	0,120	0,040	0,030	99,97	32,46	33,54	33,82	0,12	0,04	0,02
333	02	33,949	45,301	19,843	0,076	0,017	0,263	99,449	33,09	32,91	33,68	0,07	0,02	0,23
341	02	34,270	44,614	20,395	0,012	0,039	0,008	99,338	33,21	32,23	34,42	0,11	0,03	0,00
342	10	33,637	45,508	20,222	0,120	0,020	0,150	99,657	32,64	32,91	34,18	0,11	0,02	0,14
343	05	33,608	45,372	20,024	0,120	0,020	0,260	99,404	32,74	32,94	33,97	0,11	0,02	0,22
712	03	33,845	46,213	20,305	0,060	0,020	0,040	100,483	32,62	33,19	34,08	0,06	0,02	0,03

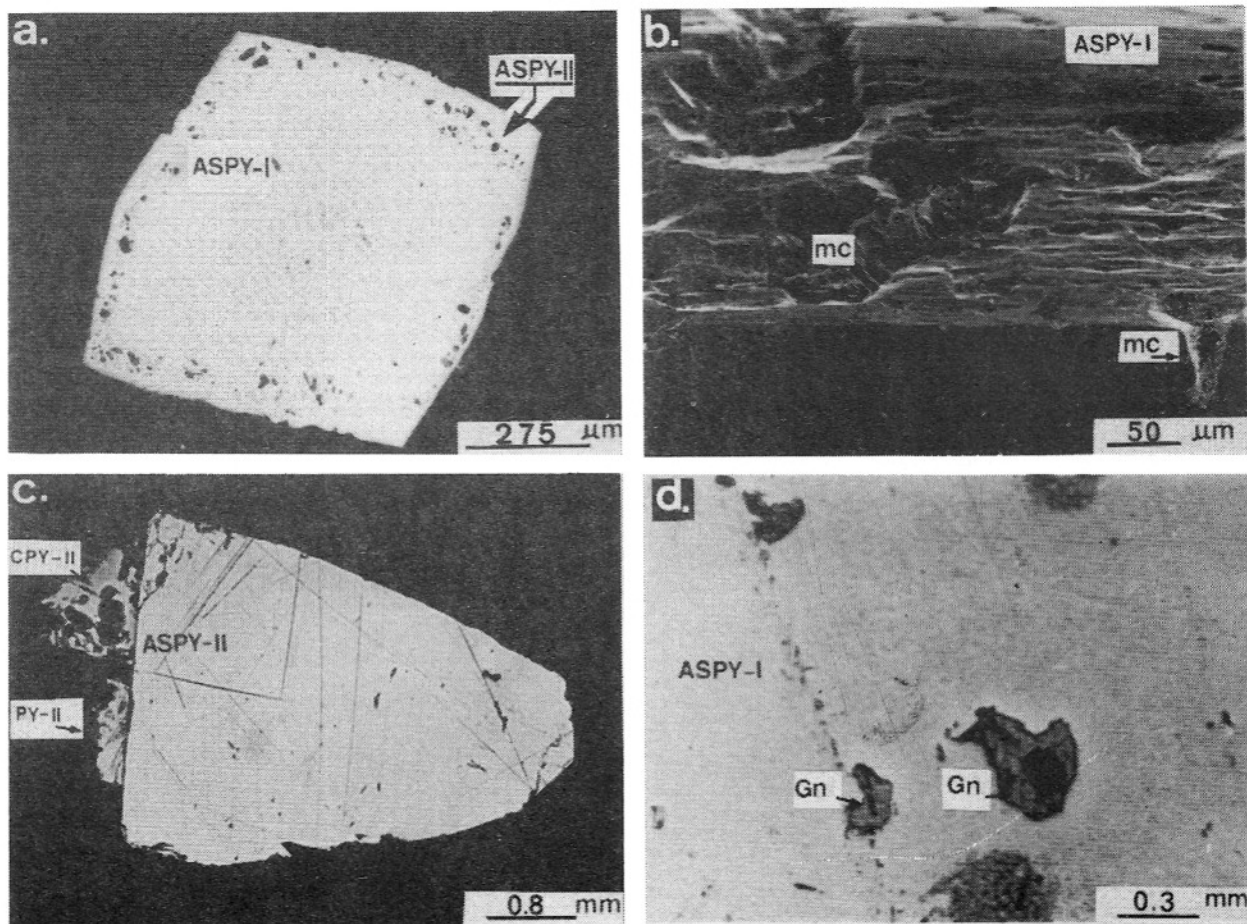


Figura 4 – Imagem *backscattered* sob microscópio eletrônico de varredura de veio de quartzo-calcita proveniente do depósito Maria Lázara. Note o ouro nativo-I (Au-I) nos bordos da arsenopirita-I (ASPY-I) e nos interstícios e fraturas da matriz.

Tabela 3 – Dados químicos de microsonda eletrônica de ouro nativo-I que ocorre em veios de quartzo e calcita no depósito Maria Lázara. Cada resultado corresponde à média aritmética de 2 a 5 pontos analisados por grão.

Material	Proporção em peso							Proporção atômica					
	Au	Ag	Bi	Te	S	Sb	Total	Au	Ag	Bi	Te	S	Sb
Au nativo	91,029	7,104	0,917	0,007	0,123	0,000	99,180	86,18	12,28	0,82	0,00	0,71	0,00
Au nativo	90,558	7,044	1,173	0,021	0,131	0,000	98,927	85,95	12,21	1,05	0,03	0,77	0,00
Au nativo	91,801	7,395	0,847	0,004	0,010	0,001	100,058	86,02	12,65	0,75	0,01	0,57	0,00
Au nativo	93,203	6,681	0,899	0,052	0,129	0,002	100,966	87,00	11,39	0,79	0,08	0,74	0,00
Au nativo	92,201	6,892	1,065	0,012	0,081	0,003	100,254	86,73	11,84	0,94	0,02	0,47	0,01
Au nativo	91,047	7,253	1,137	0,000	0,025	0,000	99,461	86,29	12,55	1,02	0,00	0,14	0,01
Au nativo	91,765	6,828	0,906	0,033	0,089	0,023	99,644	86,80	11,80	0,805	0,05	0,52	0,04
Au nativo	91,573	7,199	0,587	0,015	0,000	0,000	99,374	86,97	12,48	0,53	0,02	0,00	0,00
Au nativo	92,063	6,662	0,269	0,110	0,024	0,000	99,128	87,85	11,61	0,24	0,16	0,14	0,00



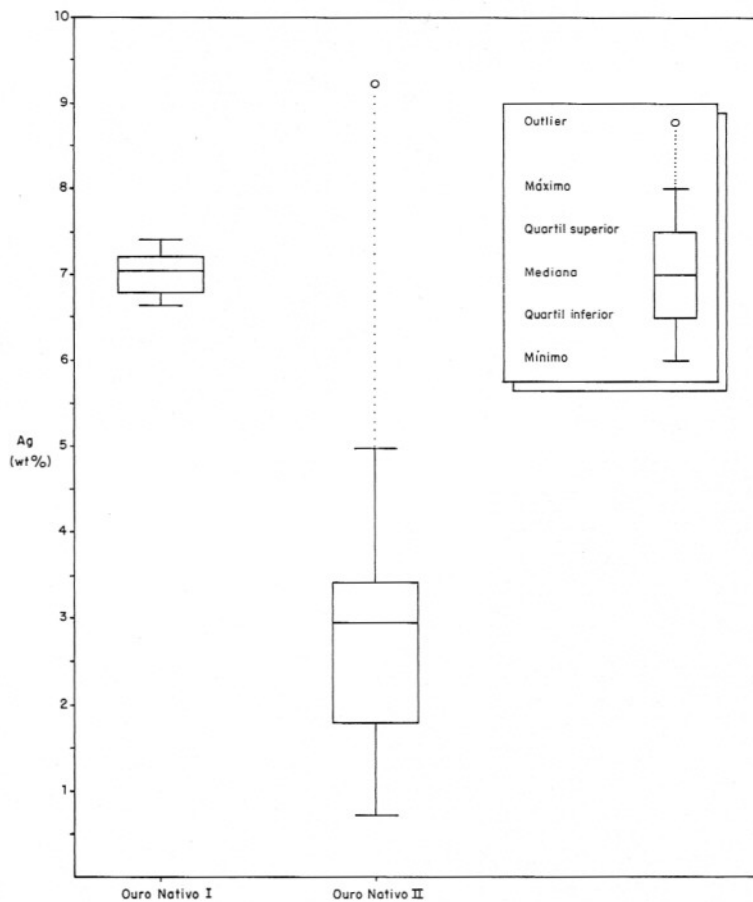


Figura 5 - Diagrama ilustrando a variação do conteúdo de Ag nos grãos de ouro nativo-I e ouro nativo-II do depósito Maria Lázara.

lações texturais desse sulfeto com os demais não são diagnósticas de sua cronologia na seqüência paragenética, pois a galeina cresce em torno de cavidades de dissolução na Aspy-I ou ocorre como inclusões, próximo a microfissuras na Aspy-I (Fig. 6d). O sulfeto de chumbo, tanto pode ser uma inclusão reliquiar do estágio precoce, como produto da substituição associada à percolação de fluidos tardios.

A molibdenita mostra-se idiomórfica, com  $\leq 125 \mu\text{m}$  de comprimento, clivagem perfeita isenta de feições de deformação. Ocorre associada com a Aspy-II nos interstícios entre o quartzo e a calcita.

Os minerais do sistema Bi-Te-S atingem no máximo  $100 \mu\text{m}$  de diâmetros e são formados pela alternância regular de camadas de Bi-Te-S, com uma subestrutura em comum (Afifi et al., 1988). Incluem joesita-B ( $\text{Bi}_4\text{TeS}_2$ ), bismutinita ( $\text{Bi}_2\text{S}_3$ ) e bismuto nativo (Tabela 4). Esses minerais são indistinguíveis entre si sob o microscópio petrográfico de luz refletida. Formam in-

tercrescimentos com ouro nativo-II ou com maldonita, dispostos nos interstícios da matriz de quartzo e calcita. O bismuto nativo também ocorre como grãos isolados na matriz.

A maldonita ( $\text{Au}_2\text{Bi}$ ) mostra-se, ora intercrescida com ouro nativo-II, ora associada com bismuto nativo nos interstícios da matriz de quartzo e calcita. É caracterizada por sua proporção de Bi, superior a 34,394% em peso (Tabela 4).

O ouro nativo-II, quer seja intercrescido com fases do sistema Bi-Te-S, quer seja como grãos individuais, em geral ocorre nos interstícios da matriz dos silicatos ou nos bordos da Aspy-II (Fig. 7a). Entretanto, também foi observado incluso na Aspy-II (Fig. 7b). O ouro nativo-II mostra-se em duas variedades morfológicas: (i) grãos lamelares ( $< 420 \mu\text{m}$  de comprimento), constituídos por várias camadas alternadas de joesita-B + ouro nativo-II, ou de maldonita + ouro nativo-II (Fig. 7c), e (ii) grãos compostos, que atingem até  $1200 \mu\text{m}$

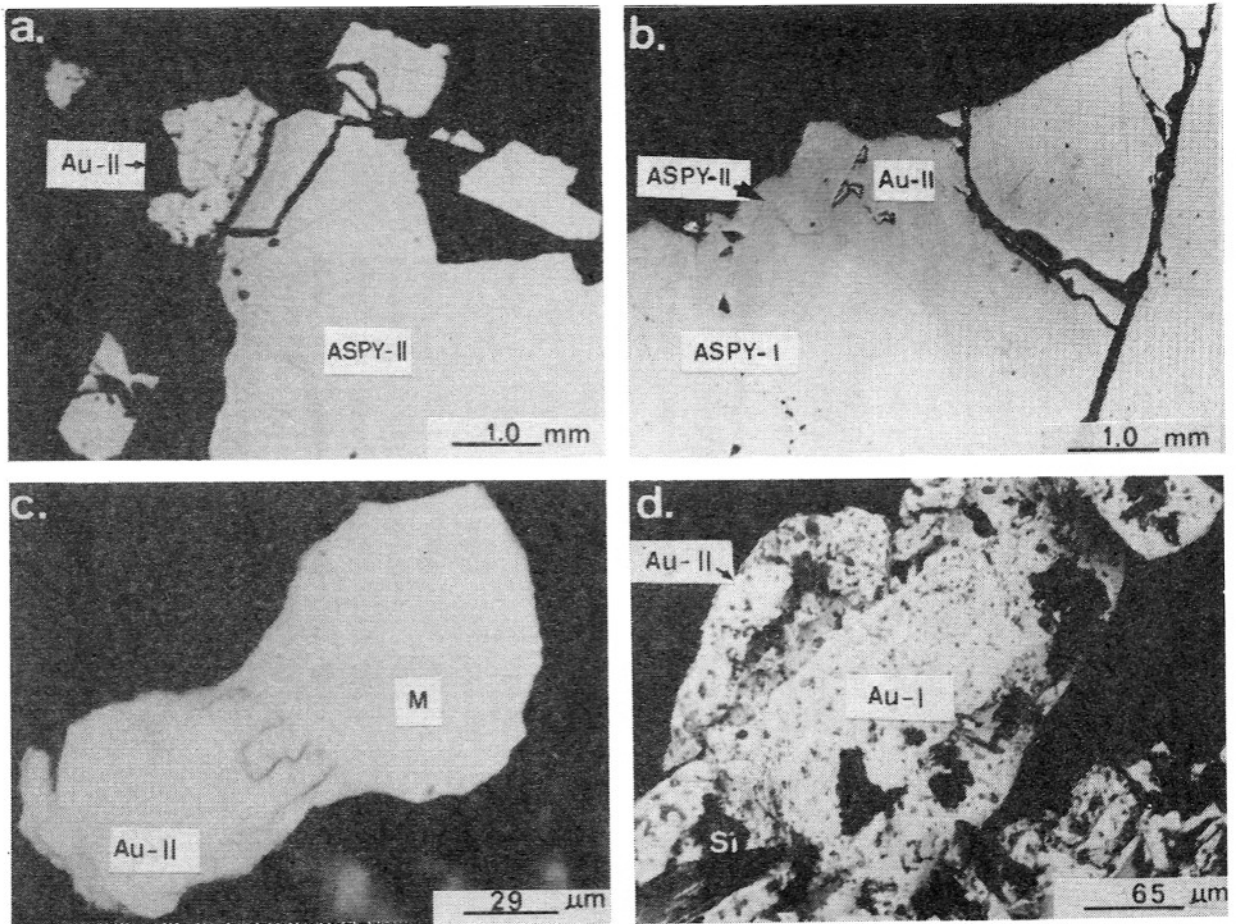


Figura 6 - Fotomicrografias mostrando as relações texturais entre as distintas gerações de arsenopirita. (a) Arsenopirita-II (ASPY-II), sob forma de uma auréola, envolvendo a arsenopirita-I (ASPY-I). (b) Imagem de ASPY-I sob microscópio eletrônico de varredura, destacando as microcavidades de dissolução (mc). (c) Calcopirita-II (CPY-II) e Pirita-II (PY-II) nos bordos da arsenopirita-II. (d) Cristais xenomórficos de galena (Gn), adjacente a poros de dissolução da arsenopirita-II.

de comprimento, definidos por um núcleo de ouro nativo-I, com auréolas de ouro nativo-II (Fig. 7d). Na superfície dos cristais de ouro nativo-II, foram observadas, com o auxílio de microscópio eletrônico de varredura, marcas poligonais impressas pela matriz, sugerindo que a percolação de fluidos auríferos acompanhou ou sucedeu a recristalização da matriz hidrotermalizada.

A composição do ouro nativo-II (Tabela 4) é caracterizada pelo seu conteúdo variável de Ag (0,7 a 4,98% em peso combinado com um valor de *outlier* de 9,2% em peso). A razão  $[Au/(Au+Ag)] \times 10^3$  situa-se no intervalo 949,74 a 992,6, indicando a elevada pureza dessa geração de ouro nativo, conforme critérios propostos por Fisher (1945). Nenhuma variação sistemática da quantidade de prata contida no ouro nativo-II foi reconhecida a nível de grão individual a partir do conjunto de análises disponíveis neste estudo. A heterogeneidade química do ouro nativo-II, expressa na

proporção variável de prata (Fig. 5), pode estar relacionada com mudanças composicionais nos fluidos mineralizantes, conforme sugestão de Czamanske et al. (1973).

#### CONTEÚDO DE OURO NA ARSENOPIRITA

A possibilidade de ouro submicroscópico em estado combinado com a arsenopirita foi investigada com o auxílio de microsonda eletrônica e complementado com o método hidromórfico. Os dados obtidos com microsonda eletrônica revelaram que o conteúdo de Au, tanto nos cristais de Aspy-I, como de Aspy-II, do depósito Maria Lázara, situa-se abaixo do limite de detecção.

As análises obtidas através do método hidromórfico detectaram proporções negligenciáveis de ouro (a nível de ppb) nos cristais de arsenopirita (Tabela 5). Não foi possível identificar a geração de arsenopi-

Tabela 4 – Composição de ouro nativo-II, maldonita ( $\text{Au}_2\text{Bi}$ ), bismutinita ( $\text{Bi}_2\text{S}_3$ ), joesita-B ( $\text{Bi}_4\text{Te}_2\text{S}$ ) e bismuto nativo (Bi) que ocorrem no depósito Maria Lázara. Os dados individuais correspondem à média de três pontos analisados em cada grão.

Mineral	Proporção em peso						Proporção atômica				
	Au	Ag	Bi	Te	S	Total	Au	Ag	Bi	Te	S
Au nativo	89,814	9,209	0,000	0,000	0,000	99,023	84,230	15,770	0,000	0,000	0,000
Au nativo	94,167	4,983	0,000	0,000	0,053	99,203	90,905	8,784	0,000	0,000	0,312
Au nativo	94,185	4,973	0,000	0,000	0,055	99,213	90,908	8,764	0,000	0,000	0,328
Au nativo	96,993	2,376	0,021	0,000	0,029	99,419	95,530	4,273	0,019	0,000	0,178
Au nativo	96,142	2,919	0,304	0,107	0,120	99,592	93,650	5,193	0,279	0,161	0,718
Au nativo	95,962	3,015	0,826	0,000	0,294	100,097	92,226	5,290	0,748	0,000	1,735
Au nativo	98,546	1,757	0,000	0,013	0,000	100,316	96,828	3,152	0,000	0,020	0,000
Au nativo	97,320	3,021	0,038	0,000	0,051	100,430	94,315	5,346	0,035	0,000	0,305
Au nativo	98,579	1,810	0,000	0,000	0,047	100,436	96,483	3,235	0,000	0,000	0,281
Au nativo	99,883	0,742	0,000	0,026	0,043	100,694	98,370	1,334	0,000	0,039	0,258
Au nativo	97,567	3,453	0,000	0,000	0,004	101,024	93,907	6,069	0,000	0,000	0,024
$\text{Au}_2\text{Bi}$	65,370	0,000	34,394	0,000	0,044	99,808	66,663	0,000	33,058	0,000	0,278
$\text{Au}_2\text{Bi}$	65,918	0,000	34,718	0,000	0,047	100,683	66,632	0,000	33,077	0,000	0,291
$\text{Bi}_2\text{S}_3$	1,251	0,000	79,776	0,000	18,190	99,217	0,665	0,000	39,956	0,000	59,379
$\text{Bi}_2\text{S}_3$	0,187	0,060	81,235	0,000	18,334	99,316	0,098	0,058	40,406	0,000	59,437
$\text{Bi}_2\text{S}_3$	0,097	0,038	80,673	0,041	18,870	99,719	0,050	0,036	39,565	0,033	60,316
$\text{Bi}_2\text{S}_3$	0,000	0,000	82,082	0,000	18,809	100,891	0,000	0,000	40,104	0,000	59,896
$\text{Bi}_4\text{Te}_2\text{S}$	0,210	0,000	74,319	21,741	2,688	98,958	0,175	0,000	58,213	27,891	13,722
$\text{Bi}_4\text{Te}_2\text{S}$	0,000	0,000	74,020	22,415	2,940	99,375	0,000	0,000	56,985	28,262	14,752
$\text{Bi}_4\text{Te}_2\text{S}$	0,067	0,000	75,041	21,619	2,938	99,665	0,055	0,000	57,871	27,305	14,769
Bi nativo	0,000	0,000	98,986	0,000	0,015	99,001	0,000	0,000	99,898	0,000	0,102
Bi nativo	0,000	0,049	99,079	0,000	0,000	99,128	0,000	0,010	99,905	0,000	0,000
Bi nativo	0,000	0,000	99,133	0,015	0,034	99,182	0,000	0,000	99,755	0,025	0,220

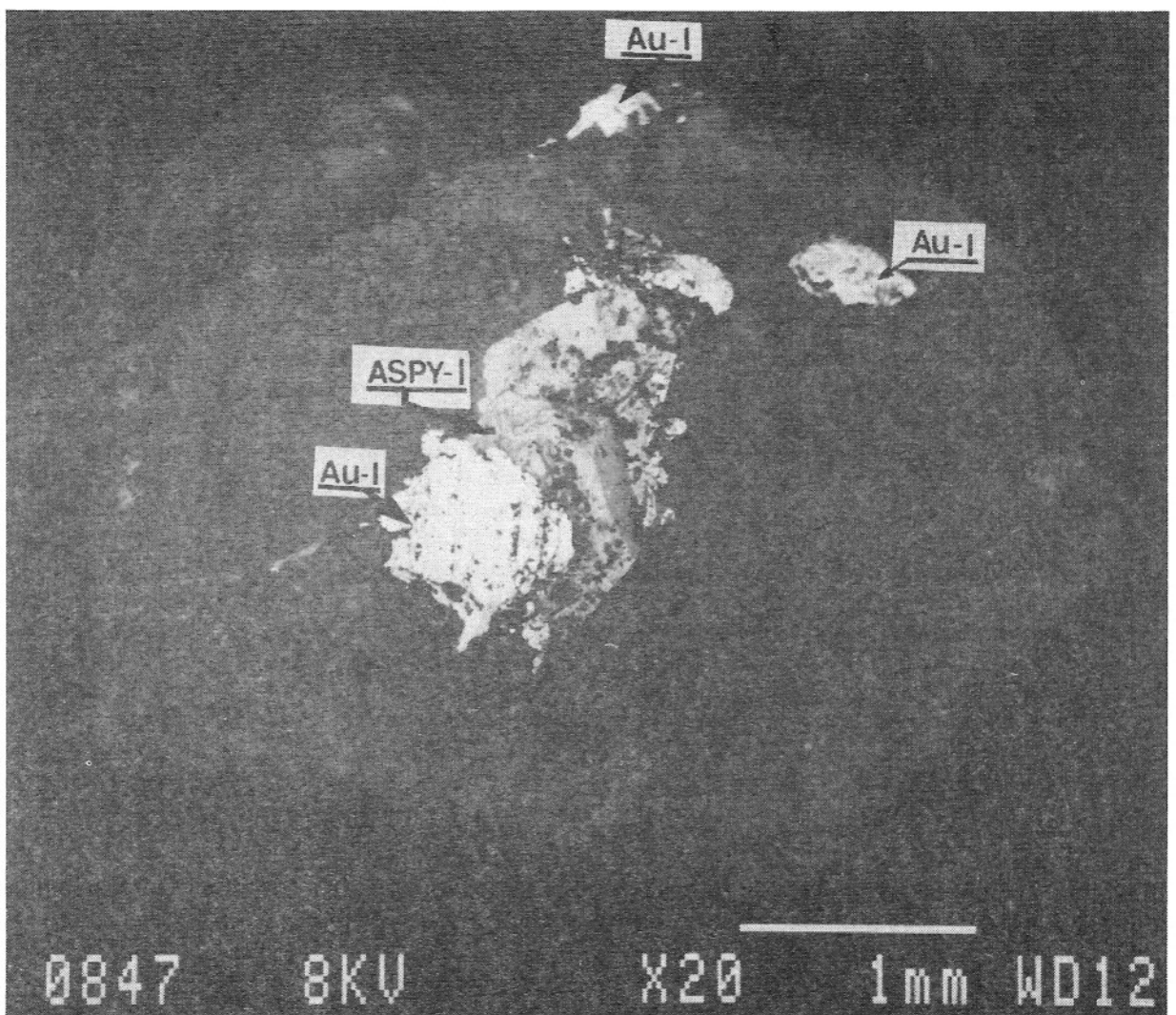


Figura 7 - Fotomicrografias, ilustrando a diversidade textural do ouro nativo-II no depósito Maria Lázara. (a) Ouro nativo-II (Au-II), nos bordos da arsenopirita-II (AsPY-II). (b) Cristal de arsenopirita zonado, composto pelo núcleo rico em S (AsPY-I) e o bordo rico em As (AsPY-II). Pequenas inclusões de ouro nativo-II (Au-II) concentram-se no bordo rico em As (AsPY-II). (c) Ouro nativo-II intercrescido com maldonita (M). (d) Imagem de microscópio eletrônico de varredura, mostrando um cristal de ouro nativo extraído de um veio de quartzo, mediante ataque com HF+HNO<sub>3</sub>. Note o núcleo de ouro nativo-I, envolto por uma auréola de sobrecrescimento lamelar de ouro nativo-II.

Tabela 5 - Conteúdo de ouro determinado pelo método hidromórfico (limite de detecção para ouro = 1 ppb) no concentrado de arsenopirita do depósito Maria Lázara. O concentrado foi obtido por extração manual de cristais de arsenopirita de diferentes veios de quartzo-carbonato (GM-57/I; GM-56) e do halo de alteração (GM-5756; GM-570).

Amostra	Au (ppb)
GM-57/I	26108
GM-56	1267
GM-5756	1872
GM-570	2957

rita que contém traços de ouro, uma vez que foi analisado o concentrado. Esses resultados foram confirmados com análises preliminares, obtidas por Michel et al. (1994), usando microsonda iônica, as quais também sugerem a inexistência de ouro na estrutura da arsenopirita do depósito Maria Lázara.

Com auxílio de espectrômetro de Mössbauer, Chryssoulis (1989) obteve dados quantitativos da proporção de ouro invisível na arsenopirita, variando de 0,5 a 2500 ppm. Cabri et al. (1989), Johan et al. (1989), Kravtsova & Solomonova (1984) e Wagner et al. (1986) advogaram a existência de ouro invisível, incorporado na estrutura da pirita. Cathelineau et al. (1989) mostraram que, nos depósitos contendo

proporções dominante de ouro nativo livre, os concentrados de arsenopirita são caracterizados pelo baixo conteúdo de ouro, variando de 1 a 50 ppm. Já nos depósitos constituídos por quantidades dominantes de arsenopirita aurífera (Au > 1 ppm), as análises da proporção de ouro no concentrado de arsenopirita são muito variáveis, situando-se entre 40 e 2500 ppm. Adotando os critérios de Cathelineau et al. (1989), pode-se classificar as arsenopiritas do depósito Maria Lázara como pobres em ouro.

## ANÁLISE FATORIAL DA COMPOSIÇÃO DA ARSENOPIRITA

A análise fatorial modo-QR foi aplicada no conteúdo em peso de Fe, As, S, Ni e Co da arsenopirita (Tabela 2). Os cálculos foram obtidos com o auxílio de softwares CABFAC (Klován & Imbrie, 1971), QMODEL (Klován & Miesch, 1976) e EXQMODEL (Full et al., 1981). Optou-se pela análise fatorial modo-QR, pois esta

técnica reduz o número de variáveis medidas (elementos químicos) para um número menor de variáveis-fonte ou fatores, facilitando a interpretação do conjunto de dados multivariados (Miesch, 1976). Os fatores avaliam, o máximo possível, a variância dos dados originais.

Neste estudo em particular, a variância das cargas foi maximizada pela rotação oblíqua dos fatores modo-QR (Davis, 1986). O fator de cargas resultante corresponde ao coeficiente de correlação entre fatores e elementos, o qual, aproximando-se de +1, indica uma correlação positiva entre o fator e o elemento, ao passo que o valor -1 significa uma correlação inversa. A inexistência de correlação entre o elemento e o fator é indicada quando o coeficiente aproxima-se de zero. A matriz de escores representa a quantidade contribuída por cada fator na variância medida de cada elemento (Miesch, 1976).

Os resultados obtidos da análise fatorial (Tabela 6) mostraram que os primeiros

Tabela 6 – Resultados da análise fatorial modo-RQ, obtidos no tratamento estatístico dos dados químicos da arsenopirita, mostrados na Tabela 2.

AUTOVETORES (modo R)					
Variável	Vetor I	Vetor II	Vetor III	Vetor IV	Vetor V
Fe	0,5684	0,1497	-0,0006	0,0000	0,0900
As	0,7496	-0,3111	0,0002	0,0001	-0,5842
S	0,3391	0,9385	-0,0072	-0,0004	-0,0646
Ni	0,0024	0,0062	0,9332	-0,3592	0,0001
Co	0,0010	0,0028	0,3592	0,9332	0,0000
Autovalores	25,3641	0,8880	0,0053	0,0008	0,3249
Variância (%)	95,4144	3,3405	0,0200	0,0029	1,2222

MATRIZ DOS ESCORES (modo Q)		
Variável	Fator 1	Fator 2
Fe	0,3001	-0,5054
As	0,3160	-0,7475
S	0,9000	0,4310
Ni	0,0061	0,0027
Co	0,0026	0,0013

dois autovetores avaliam 98,7% da variância do conjunto de dados composicionais da arsenopirita que ocorre no depósito Maria Lázara. Os escores dos fatores de carga (Fig. 8), derivados dos autovetores revelaram que, sob o ponto de vista químico, a arsenopirita pode ser agrupada em duas populações, através do (i) Fator 1, que descreve o conteúdo de S, e (ii) Fator 2, o qual explica a proporção de As(Fe).

O fator 1 agrupou a variedade de arsenopirita rica em S (Tabela 7), que corresponde à Aspy-I do estágio intermediário. A projeção oblíqua normalizada das cargas fatoriais modo-Q (Tabela 7) agrupou, tanto cristais contendo inclusões, como isentos de inclusões em torno do fator 1 (Fig. 9). Portanto, a textura poiquilítica não é um critério diagnóstico dessa geração de arsenopirita.

O fator 2 reuniu a população de arsenopirita rica em As(Fe) que corresponde a Aspy-II do estágio tardio. Essa população ocorre, tanto como grãos intersticiais entre os filossilicatos, como sob a forma de uma auréola que envolve parcialmente a Aspy-I ou preenche suas fraturas. A projeção oblí-

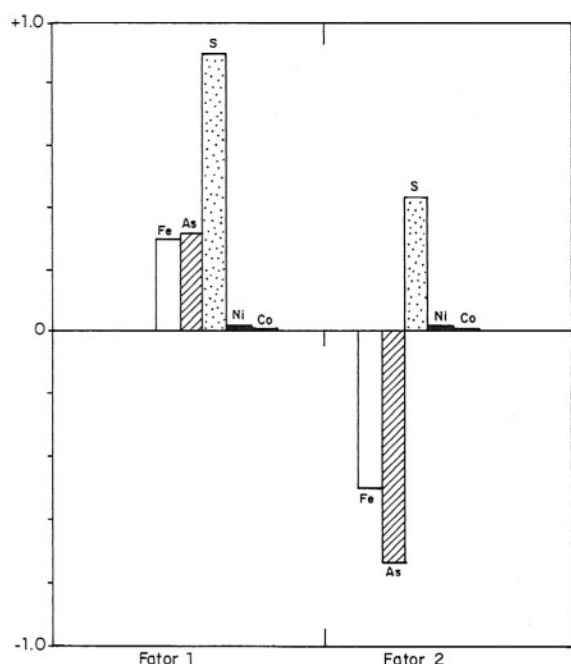


Figura 8 – Representação gráfica dos escores das cargas de cada variável estimada pelos dois primeiros fatores derivados da análise fatorial modo-RQ do conteúdo de Fe, As, S, Ni e Co da arsenopirita do depósito Maria Lázara.

Tabela 7 – Matriz da projeção oblíqua das cargas fatoriais modo-Q, derivada da composição da arsenopirita.

Amostra	Fator 1	Fator 2	Amostra	Fator 1	Fator 2
521	0,5642	0,4358	511	0,1934	0,8066
331	0,4649	0,5351	212	0,0000	1,0000
323	0,6412	0,3588	333	0,0642	0,9358
522	0,4894	0,5106	322	0,3512	0,6488
533	0,4731	0,5269	342	0,6126	0,3874
313	0,2516	0,7484	343	0,4676	0,5324
520	0,2378	0,7622	712	0,4105	0,5895
341	0,3209	0,6791	320	0,5981	0,4019
712	0,9563	0,0437	531	1,0000	0,0000
531	0,0456	0,9544	532	0,6890	0,3110
532	0,0689	0,9311	511	0,9038	0,0962
711	0,2100	0,7900	322	0,6247	0,3753
321	0,3963	0,6037	522	0,5268	0,4732

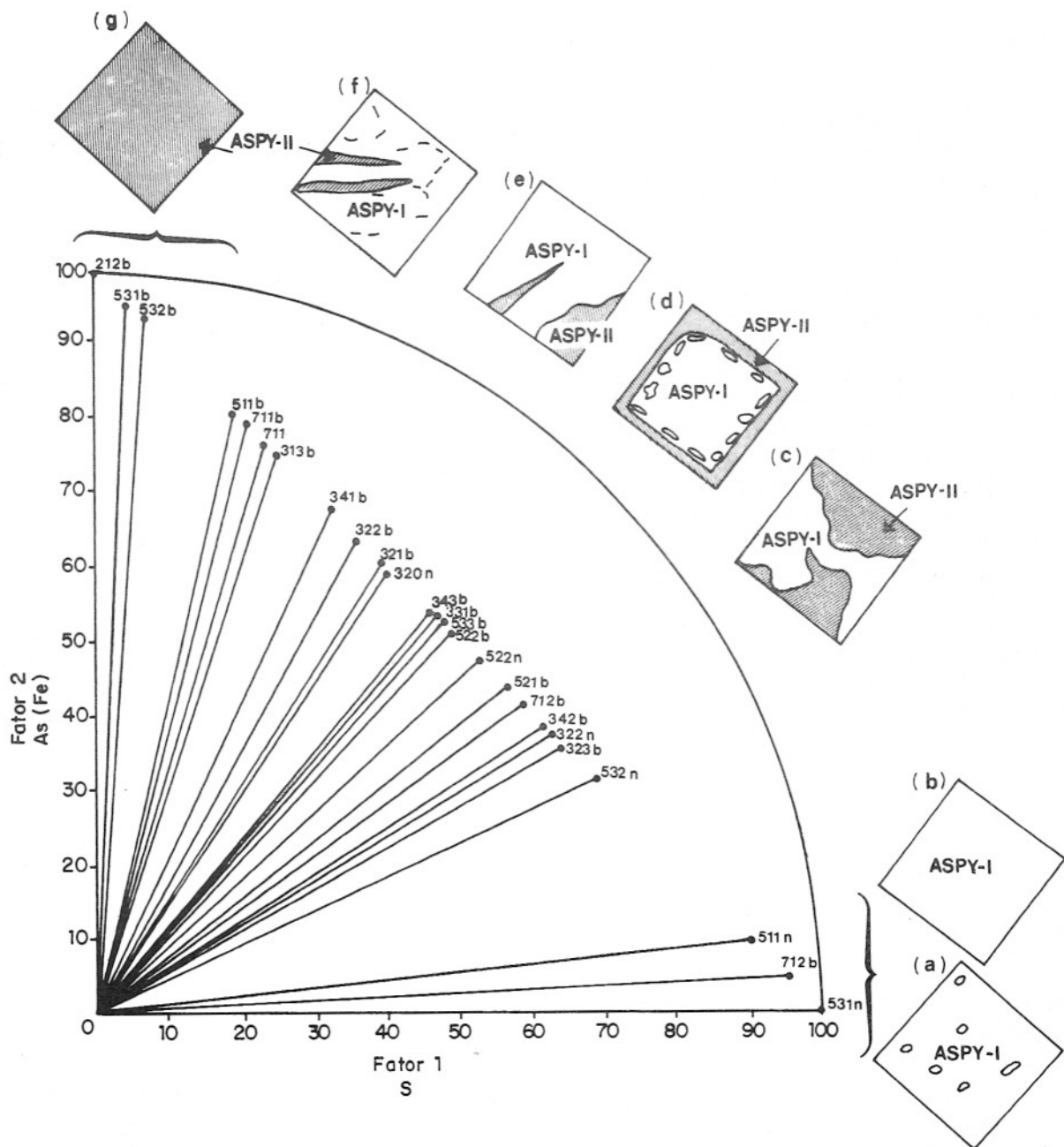


Figura 9 - Diagrama fator-vetor normalizado modo-D da projeção oblôqua das cargas fatoriais, calculadas a partir da composição da arsenopirita do depósito Maria Lázara. O fator I representa o conteúdo de S e o fator 2 corresponde à proporção de As(Fe) da arsenopirita. Cada vetor é identificado pelo número de análise e a indicação de sua posição no grão (b = bordo e n = núcleo). Os croquis ilustram as variações texturais das distintas populações: (a) Aspy-I poiquiloblástica; (b) Aspy-I límpida; (c) Aspy-I irregularmente substituída pela Aspy-II; (d) Aspy-I poiquiloblástica envolta por uma auréola de Aspy-II; (e) Aspy-I substituída por Aspy-II a partir dos bordos e fraturas; (f) Aspy-II substituindo a Aspy-I poiquiloblástica ao longo das fraturas; (g) Cristal individual de Aspy-II límpido.

qua normalizada das cargas modo-Q indicou que essa população de arsenopirita pode ser representada pela amostra GM-212b (Tabela 7), cuja composição (Tabela 2) corresponde a Fe = 33,444% em peso, As

= 46,994% em peso e S = 19,294% em peso.

No diagrama fator-vetor normalizado modo-Q (Fig. 9), o conjunto de amostras disponíveis neste estudo foi agrupado numa

seqüência com dois membros extremos: S, através do fator 1 e As(Fe), através do fator 2. Entre os membros-extremos ocorre uma população transicional (Tabela 7), a qual resulta de distintas proporções de mistura dos membros extremos. A linearidade na transição composicional entre a população transicional e os membros-extremos revela que, no horizonte mineralizado, as arsenopiritas estão relacionadas com o mesmo sistema hidrotermal.

Os processos geológicos que poderiam explicar as variações identificadas na composição da arsenopirita através da análise fatorial incluem: (i) difusão do conteúdo de As para os bordos dos cristais individuais (Marion et al., 1991), ou (ii) mudanças nas condições físico-químicas da solução hidrotermal (Kretschmar & Scott, 1976; Fleet et al., 1989).

A arsenopirita-II ocorre substituindo a Aspy-I, a partir de suas fraturas e bordos, ou forma cristais individuais. Essa distribuição heterogênea da Aspy-II torna a hipótese de difusão pouco provável. Por outro lado, a dissolução da Aspy-I (Fig. 6b), seguida da precipitação da Aspy-II, combinada com a associação de grãos com zona-

ção abrupta e descontínua (Fig. 6a), coexistindo com grãos não zonados no mesmo nível mineralizado, sugerem flutuações episódicas na composição do fluido. Se a cristalização da arsenopirita fosse contínua, todos os grãos mostrariam uma zonação rítmica.

O modelo matemático derivado da análise fatorial da química da arsenopirita comprovou a existência de duas populações desse sulfeto, que cristalizaram sob condições físico-químicas distintas. As mudanças episódicas no fluido, que favoreceram os processos de dissolução-recristalização, foram identificadas através da população transicional, a qual revela a contribuição de cada fator na composição final dos cristais (Fig. 9). A projeção da composição das duas gerações de arsenopirita no diagrama (Fe+Ni+Co)-As-S (Fig. 10) salienta o enriquecimento de S na Aspy-I e de As na Aspy-II.

## GEOTERMÔMETROS DA DEPOSIÇÃO DOS MINERAIS DE MINÉRIO

A composição dos minerais de minério foi utilizada para estimar as mudanças nas

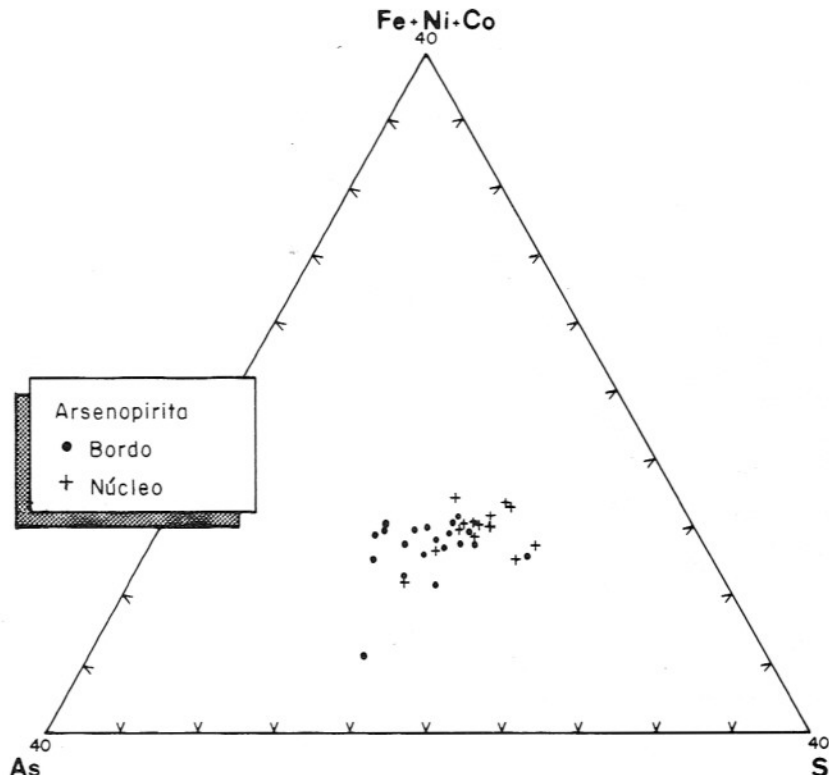


Figura 10 – Diagrama ternário (Fe+Ni+Co)-As-S mostrando a variação das duas gerações de arsenopirita que ocorrem no depósito Maria Lázara.



condições físico-químicas dos fluidos hidrotermais em cada estágio de mineralização no depósito Maria Lázara.

As variações de temperatura no estágio intermediário foram obtidas através da composição de cristais não zonados de arsenopirita-I, conforme sugestão de Kretschmar & Scott (1976), pois o conteúdo de seus elementos traço não ultrapassa 1% em peso e sua deficiência em Fe é inferior a 1%. Com base nesses dados, pode-se inferir que o intervalo de temperatura para a deposição da arsenopirita-I situou-se entre 350°C e 500°C (Fig. 11).

A sucessão paragenética do estágio tardio permitiu avaliar o intervalo de temperatura dos fluidos auríferos através da composição das fases no sistema Au-Bi. Pulz et al. (1991b) identificaram maldonita + ouro nativo, o que possibilitou estimar o intervalo de circulação de fluidos auríferos entre 116 a 371°C. Entretanto, no presente estudo, foi caracterizada a ocorrência de

bismuto nativo em paragéneses com o par maldonita e ouro nativo-II, possibilitando estreitar o intervalo de percolação de fluidos auríferos sob condições de baixa a moderada temperatura (Fig. 12). Essa paragéneses permite determinar que a temperatura dos fluidos auríferos no estágio tardio situou-se entre 116°C a 241°C (Okamoto & Massalski, 1983).

Evitou-se avaliar o intervalo de temperatura da circulação de fluidos tardios através da composição da arsenopirita-II, pois os resultados da análise fatorial demonstraram a correlação entre o conteúdo de Fe e As dessa geração de arsenopirita. A correlação entre esses elementos sugere que nessa geração de arsenopirita pode ter ocorrido uma substituição do tipo  $As^{3+} \rightleftharpoons Fe^{3+}$  (Johan et al., 1989). As substituições na estrutura cristalina da arsenopirita impedem o uso de sua composição como indicador da temperatura (Cathelineau et al., 1989).

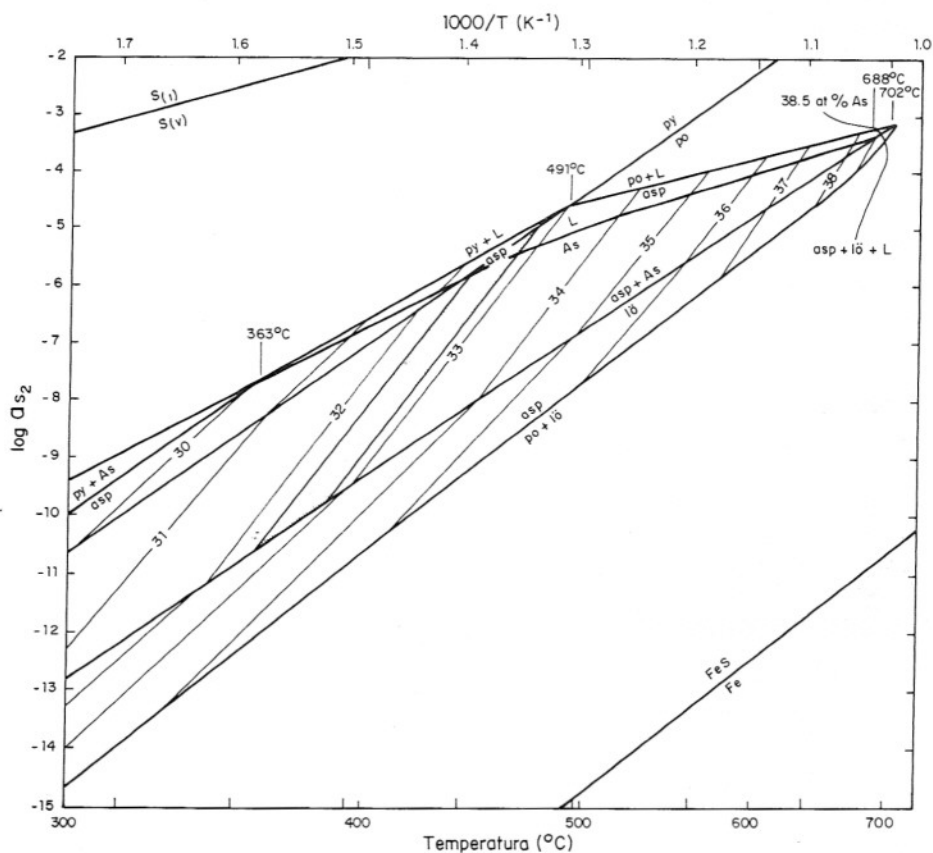


Figura 11 - Isopletras do conteúdo atômico de As na arsenopirita representadas no diagrama atividade de  $S_2$  versus temperatura (Kretschmar & Scott, 1976). A área sombreada corresponde às condições da deposição da arsenopirita-I (Aspy-I), rica em S no depósito Maria Lázara.

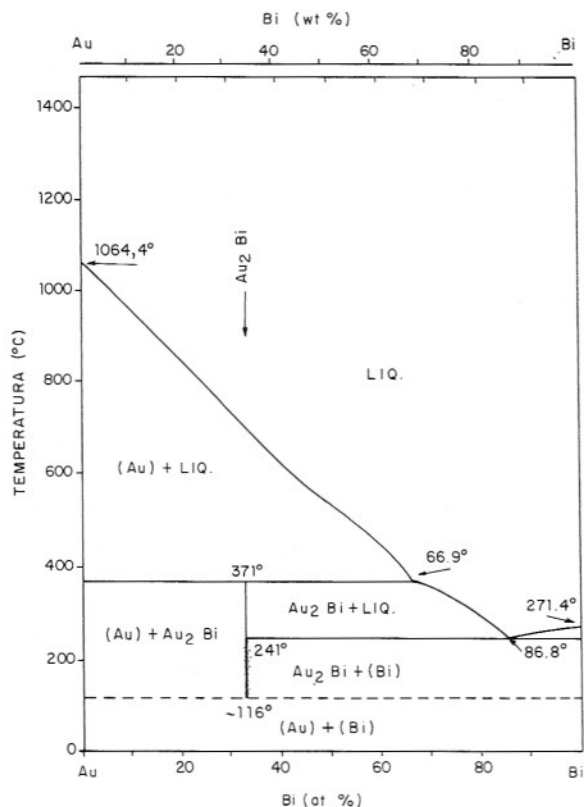


Figura 12 - Diagrama temperatura versus composição no sistema Au-Bi (Okamoto & Massalski, 1983). O campo assinalado corresponde ao intervalo de precipitação de maldonita + ouro nativo-II + bismuto nativo, do estágio tardio de mineralização no depósito Maria Lázara.

## MODELAGEM DA CIRCULAÇÃO DE FLUIDOS HIDROTERMAIS

Os modelos conceituais elaborados para explicar a gênese dos depósitos auríferos, tanto em zonas de cisalhamento como mesotermiais, enfatizam a importância das variações na permeabilidade e nos gradientes de pressão no controle da circulação de fluidos (Cox et al., 1990; McCaig, 1988). As mudanças nestes parâmetros físicos durante a deformação são atribuídas a processos de criação e destruição da porosidade (Kerrick, 1989; Sibson, 1989). O modelo *fault-valve*, proposto por Sibson (1989), advoga que a pressão de fluidos supra-hidroestática pode ser atingida sob camadas de baixa permeabilidade (folhelhos ou níveis de alteração hidrotermal precoce), que atuam como barreiras ao fluxo de fluidos. A interface entre a barreira impermeável e a zona superpressurizada

atua como uma válvula (Cox et al., 1990), que se abre quando o *stress* é liberado. A abertura dessa válvula promove a brechagem da camada impermeável, facilitando o escapamento súbito de fluidos, os quais interagem com as encaixantes.

A interação fluido/rocha induz à deposição dos minerais hidrotermais, selando os poros da rocha e tornando a diminuir sua porosidade e permeabilidade. A obliteração dos poros da rocha transforma o horizonte hidrotermalizado numa nova barreira impermeável, que promove o acúmulo de fluidos até níveis supra-hidroestáticos, desencadeando novamente o processo de abertura e preenchimento. A repetição desse processo resulta numa série de pulsos de percolação de fluidos, cuja abrangência espacial depende das variações laterais e verticais nos gradientes de pressão dos fluidos. No depósito Maria Lázara, as intercalações de filito carbonoso podem ter atuado como uma barreira impermeável, visto que portam abundantes lentes de quartzo subparalelas à foliação da rocha. Essas lentes quartzosas, variando de centimétricas a milimétricas, estão irregularmente distribuídas na unidade de filito carbonoso e exibem feições de *"crack-seal"*, sugerindo episódios de liberação súbita de fluidos hidrotermais compatíveis com o modelo *"fault-valve"*.

O modelo matemático elaborado pela análise fatorial distinguiu dois intervalos de deposição de arsenopirita: (i) uma 1ª geração (Aspy-I) definida pela arsenopirita rica em S, representada através do fator 1, e (ii) uma 2ª geração (Aspy-II) identificada pela população de arsenopirita, agrupada pelo fator 2 em função do seu conteúdo de As(Fe). As diferentes gerações de arsenopirita resultam da percolação episódica de fluidos hidrotermais no horizonte mineralizado do depósito Maria Lázara.

O aumento no número de fases minerais do estágio intermediário para o tardio, as texturas de sobrecrecimento nos cristais de ouro nativo, a variação do conteúdo de Ag de uma geração de ouro nativo para a outra (Fig. 5), as texturas de sobrecrecimento exibidas pelos grãos de ouro nativo, combinadas com as feições de *crack-seal* dos veios e a superposição das zonas de alteração, constituem evidências geológicas independentes daquelas utilizadas na análise fatorial, as quais também indicam a circulação descontínua de fluidos.

## CONCLUSÕES

No depósito Maria Lázara, o ouro livre ocorre, predominantemente, sob a forma nativa, acompanhado de proporções subordinadas de bismutinetos e intercrescimentos de ouro nativo com fases do sistema Bi-Te-S. A razão  $[Au/Au(Au+Ag)] \times 10^3$  é maior na segunda geração de ouro nativo do que na primeira geração, sugerindo que as variações no grau de pureza desse mineral dependem do estágio de mineralização em que ele precipitou.

As relações texturais entre a Aspy-I e o ouro nativo-I sugerem que a circulação de fluidos auríferos iniciou nas etapas finais ou sucedeu a fase de cristalização da Aspy-I. A preservação da forma idiomórfica do ouro nativo-II e a ausência de deformação na clivagem da molibdenita, a qual é um sulfeto dúctil suscetível a pressões dirigidas de magnitude insignificante, indicam que o estágio tardio de percolação de fluidos auríferos ocorreu após o cisalha-

mento que afetou a região.

A integração dos dados minerográficos com o tratamento estatístico da composição da arsenopirita permitiu: (i) demonstrar que os dados químicos constituem o critério adequado para distinguir as diferentes gerações de arsenopirita, enquanto os critérios texturais não são diagnósticos, e (ii) distinguir dois intervalos de deposição de arsenopirita no horizonte mineralizado.

## AGRADECIMENTOS

Os autores manifestam seu apreço ao Prof. E.W. Kitajima, pelo apoio técnico na utilização do microscópio eletrônico de varredura no Instituto de Ciências Biológicas, Universidade de Brasília. Ao Dr. Gaston Giuliani (CRPG - Centre Recherches Pétrographiques et Géochimiques), por suas valiosas discussões durante este trabalho e, ao Dr. J. Gaspar (UnB), pelo auxílio na obtenção das análises químicas com microsonda eletrônica.

## REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- AFIFI, A.M.; KELLY, W.C.; ESSENE, E.J. (1988) Phase relations among tellurides, sulfides, and oxides. I. Thermochemical data and calculated equilibria. *Econ. Geol.*, **83**: 377-394.
- BARTON JR., P.B. (1970) Sulfide petrology. *Mineral. Soc. Amer. Spec. Pap.*, **3**: 187-198.
- CATHELINEAU, M.; BOIRON, M.C.; HOLLIGER, P.; MARION, P.; DENIS, M. (1989) Gold in arsenopyrites: crystal chemistry, location and state, physical and chemical conditions of deposition. *Econ. Geol. Monograph*, **6**: 328-341.
- CABRI, L.J.; CHRYSOULIS, S.L.; DE VILLIERS, J.P.R.; LAFLAMME, J.H.G.; BUSECK, P.R. (1989) The nature of invisible gold in arsenopyrite. *Can. Mineral.*, **27**: 3353-362.
- CHRYSOULIS, S.L. (1989) Ion probe microanalysis of gold in common sulphide minerals and implications for enhanced gold recovery from refractory gold ores. *Surface Science Western, Univ. Western Ontario, CANMET Contract Rep. 79037-01-SS*, 380p.
- COX, S.F.; ETHEREDGE, M.A.; WALL, V.J. (1990) Fluid pressure regimes and fluid dynamics during deformation of low-grade metamorphic terranes: implications for the genesis of mesothermal gold deposits. In: Robert, F.; Sheahan, S.B.; Green, S.B. (Eds.), *Greenstone Gold and Crustal Evolution*, Nuna Conference Volume, *Geol. Ass. Can. Min. Dep. Div.*, 46-53.
- CZAMANSKE, G.K.; DESBOROUGH, G.A.; GOFF, F.E. (1973) Annealing history limits for inhomogeneous, native gold grains as determined from Au-Ag diffusion rates. *Econ. Geol.*, **68**: 1275-1288.
- DANNI, J.C.M.; JOST, H.; WINGE, M.; ANDRADE, G.F. (1986) Aspectos da evolução dos terrenos granito-greenstone: exemplos da região de Hidrolina. *34º Congr. Bras. Geol., Goiânia, Anais*, **2**: 570-584.
- DAVIS, J.C. (1986) *Statistics and Data Analysis in Geology*. 2nd ed., John Wiley and Sons, New York, 550p.
- FISHER, N.H. (1945) The fineness of gold with special reference to the Morobe goldfield, New Guinea. *Econ. Geol.*, **40**: 449-495, 537-563.
- FLEET, M.E.; MACLEAN, P.J.; BARBIER, J. (1989) Oscillatory-zoned As-bearing pyrite from strata-bound and stratiform gold deposits: an indicator of ore fluid evolution. *Econ. Geol. Monograph*, **6**: 356-362.
- FULL, W.E.; EHRILICH, R.; KLOVAN, J.E. (1981) Extended Wmodel-objective, definition of external end members in the analysis of mixtures. *Math. Geol.*, **13**(4): 331-344.
- JOHAN, Z.; MARCOUX, E.; BONNEMAI-

- SON, M. (1989) Arsénopyrite aurifère: mode de substitution de Au dans la structure de FeAsS. C.R. Acad. Sci. 308, Sér. II, 185-191.
- JOST, H. & OLIVEIRA, A.M. (1991) Stratigraphy of the greenstone belts, Crixás region, Goiás, central Brazil. *J. South Am. Earth Sci.*, **4**: 201-214.
- KERRICH, R. (1989) Geodynamic setting and hydraulic regimes: shear zone hosted mesothermal gold deposits. In: Bursnall, J.T. (Ed.), *Mineralization and Shear Zones*. Geol. Ass. Canada, Short Course Notes, **6**: 89-128.
- KLOVAN, J.E. & IMBRIE, J. (1971) An algorithm and FORTRAN-IV program for large scale Q-mode analysis and calculating of factor scores. *Math. Geol.*, **3**: 61-67.
- KLOVAN, J.E. & MIESCH, A.T. (1976) Extended CABFAC and QMODEL computer programs for QMODE factor analysis of compositional data. *Computers & Geosciences*, **1**: 161-178.
- KRAVTSOVA, R.G. & SOLOMONOVA, L.A. (1984) Gold in pyrite from ores and metasomatites of the gold-silver deposits in north Okhot'ye volcanogenic fields. *Geochem. Int.*, **22**(5): 9-14.
- KRETSCHMAR, U. & SCOTT, S.D. (1976) Phase relations involving arsenopyrite in the system Fe-As-S and their application. *Can. Mineral.*, **14**: 364-386.
- MARION, P.; MONROY, M.; HOLLINGER, P.; BOIRON, CATHELINEAU, M.; WAGNER, F.E.; FRIEDL, J. (1991) Gold bearing pyrites: a combined ion microprobe and Mössbauer spectrometry approach. In: Pagel & Leroy (Eds.), *Source, Transport and Deposition*, A.A. Balkema, Rotterdam, 677-680.
- McCAIG, A.M. (1988) Deep fluid circulation in fault zones. *Geology*, **16**: 867-870.
- MICHEL, D.; GIULIANI, G.; PULZ, G.M.; JOST, H. (1994) Multistage gold deposition in the Archean Maria Lázara deposit (Goiás, Brazil). *Mineral Deposita*, **29**: 94-97.
- MIESCH, A.T. (1976) Q-mode factor analysis of geochemical and petrologic data matrices with constant row-sums. (Statistical in field geochemistry). *Geol. Survey Professional Paper 574-G*, 47p.
- OKAMOTO, H. & MASSALSKI, T.B. (1983) The Au-Bi (Gold-Bismuth) system. *Bull. Alloy Phase Diagrams*, **4**: 401-407.
- PULZ, G.M.; JOST, H.; GIULIANI, G.; MICHEL, D. (1991a) Maria Lázara gold deposit (Goiás state, Brazil): an example of intense fluid/rock interaction associated with a triple point structure. In: Pagel & Leroy (Eds.), *Source, Transport and Deposition of Metals*, Rotterdam, Balkema, 117-118.
- PULZ, G.M.; GIULIANI, G.; JOST, H.; MICHEL, D. (1991b) The Archean Maria Lázara gold deposit, Goiás, Brazil: example of Au-Bi-Te-S metallogeny related to shear zones intruded by synkinematic granitoids. In: Ladeira, E. (Ed.), *The Economics, Geology, Geochemistry and Genesis of Gold Deposits*, Rotterdam, Balkema, 385-387. *Proc. Symposium Brazil Gold 91*.
- PULZ, G.M.; GIULIANI, G.; MICHEL, D.; JOST, H. (1992a) Microtexturas e composição química dos minerais metálicos do depósito de ouro Maria Lázara, greenstone belt Guarinos, Goiás. *An. Acad. brasil. Ciênc.*, **64**: 169-182.
- PULZ, G.M.; MARTINS, E.S.; FUCK, R.A. (1992b) Morfologia dos minerais de ouro e arsenopirita no depósito Maria Lázara (Guarinos, Goiás) e suas implicações nos mecanismos de deposição. *Rev. Bras. Geoc.*, **22**(3): no prelo.
- PULZ, G.M.; JOST, H.; GIULIANI, G.; MICHEL, D. (1993) Evidências mineralógicas e estruturais da percolação episódica de fluidos hidrotermais no depósito aurífero Maria Lázara (Goiás). *An. Acad. brasil. Ciênc.*, **65**(1): 19-28.
- RAMSAY, J.G. (1980) The crack-seal mechanism of rock deformation. *Nature*, **284**: 135-139.
- SABÓIA, L.; TEIXEIRA, N.A.; CASTRO, J.H.G.; TEIXEIRA, A.S. (1979) Geologia do greenstone belt Crixás (GO) e suas implicações geotectônicas. *Simpósio sobre o Cráton de São Francisco e suas Faixas Marginais*, Salvador, Anais, 39-50.
- SIBSON, R.H. (1989) Fault structure and mechanics in relation to greenstone gold deposits. In: Robert, F.; Sheahan, S.B.; Green, S.B. (Eds.), *Greenstone Gole and Crustal Evolution*, Nuna Conference Volume, Geol. Ass. Can. Min. Dep. Div., 54-60.
- WAGNER, F.E.; MARION, P., REGNARD, J.-R. (1986) Mössbauer study of the chemical state of gold in gold ores. In: *Gold 100*, Proc. Int. Conf. Gold 2, Extr. Metall. Gold, 435-443.