UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

**ESTUDOS DE INCLUSÕES FLUIDAS NA
MINA DE OURO FAZENDA BRASILEIRO,
"GREENSTONE BELT" DO RIO ITAPICURU, BAHIA**

ROBERTO PEREZ XAVIER

Orientador: Prof. Dr. José Vicenti Valarelli

T1310

DISSERTAÇÃO DE MESTRADO
Área de Concentração: Mineralogia e Petrologia

SÃO PAULO
1987

UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO

INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

DEDALUS - Acervo - IGC

30900005916

**ESTUDOS DE INCLUSÕES FLUIDAS NA
MINA DE OURO FAZENDA BRASILEIRO,
"GREENSTONE BELT" DO RIO ITAPICURU, BAHIA**

ROBERTO PEREZ XAVIER

Orientador: Prof. Dr. José Vicenti Valarelli

DISSERTAÇÃO DE MESTRADO

COMISSÃO EXAMINADORA

Nome

Ass.

Presidente:

Dr. José V. Valarelli

Examinadores:

Dr. Jorge S. Bettencourt

Dr. Kazuo Fuzikawa

[Signature]
Jorge S. Bettencourt
Kazuo Fuzikawa

SÃO PAULO

1987

Às minhas mulheres: Profa. *Therezinha Perez*, grande Educadora e sobretudo mãe e *Marta Maria Falsetti*, minha esposa, cujo incentivo e paciência foram fundamentais.

ÍNDICE

RESUMO	1
ABSTRACT	6
AGRADECIMENTOS	9

CAPÍTULO I

CONSIDERAÇÕES GERAIS SOBRE O "GREENSTONE BELT" DO RIO ITAPICURU	12
I.1. Arcabouço Geológico	12
I.2. Metamorfismo	16
I.3. Geocronologia	19
I.4. O Potencial Aurífero do "Greenstone Belt" do Rio Itapicuru	20
I.5. Relevância do Presente Trabalho na Mina Fazenda Brasileiro	25

CAPÍTULO II

ESTUDOS DE INCLUSÕES FLUIDAS POR MICROTERMOMETRIA E ESPECTROSCOPIA RAMAN	28
II.1. Natureza das Inclusões Fluidas	28
II.2. Procedimentos Analíticos no Estudo de Inclusões Fluidas	33
II.3. Composição, Densidade e Salinidade de Fluidos Mineralizantes pela Interpretação dos Dados de Microtermometria	41
II.4. Geotermometria e Geobarometria das Inclusões Fluidas	46
II.5. Características Gerais dos Fluidos Mineralizantes em Depósitos Auríferos	49

CAPÍTULO III

MICROTERMOMETRIA E ESPECTROSCOPIA RAMAN DE INCLUSÕES FLUIDAS DAS HOSPEDEIRAS DAS MINERALIZAÇÕES AURÍFERAS DA MINA DA FAZENDA BRASILEIRO	55
---	----

III.1. Objetivos	55
III.2. Metodologia	56
III.3. Petrografia das Rochas Hospedeiras	58
III.4. Classificação e Descrição dos Principais Tipos de Inclu sões Fluidas	63
III.4.1. Inclusões Monofásicas Carbônicas (Tipo A) e Aquo-Carbônicas (Tipo B)	72
III.4.2. Inclusões Carbônicas Multifásicas (Tipo C) ...	73
III.4.3. Inclusões Aquosas de Baixa Salinidade (Tipos D e E)	74
III.4.4. Inclusões compostas por $H_2O-CH_4-N_2$ (Tipo F) ..	75
III.5. Microtermometria e Espectroscopia Raman	78
III.5.1. Critérios Utilizados na Seleção de Inclusões Fluidas	78
III.5.2. Dados Composicionais pela Microtermometria e Espectroscopia Raman	80
III.5.3. O Fenômeno da Homogeneização	85
III.5.3.1. Homogeneização no Sistema Carbôni- co ($ThCO_2$)	85
III.5.3.2. A Homogeneização Total (Th): A Tem- peratura Mínima de Formação das Inclusões Fluidas	87
III.6. Avaliação dos Dados de Microtermometria e Análises por Microsonda Raman	90
III.6.1. Precisão dos Dados de Microtermometria	90
III.6.2. A Relação entre a Microtermometria e a Composi ção das Inclusões Fluidas	91
III.6.3. Comparação entre os Resultados Obtidos pela Microtermometria e Microsonda Raman	96
III.7. Caracterização e Evolução dos Principais Tipos de Flui- dos	100
III.7.1. Baseado na Microtermometria e Química da Fase Carbônica	100
III.7.2. Baseado na Densidade e Composição Global dos Fluidos das Inclusões Carbônicas e Aquo-Carbô nicas	104
III.8. Determinação da Salinidade dos Fluidos Mineralizantes .	109

CAPÍTULO IV

DISCUSSÃO E CONCLUSÕES 113

BIBLIOGRAFIA 125

APÊNDICE I

Exemplo de Cálculo da Composição Química Relativa da Fase Carbônica de uma Inclusão Fluida Qualquer por Espectroscopia Raman . 136

APÊNDICE II

Cálculo da Composição e Densidade Global de Inclusões Aquo-Carbônicas (Tipo B) pertencentes ao Sistema $H_2O-CO_2-CH_4-N_2$ 140

Figura 12 - Aspectos Texturais e paragenéticos da brecha Quarto-feldspática (GD IV)	59
Figura 13 - Histogramas da Variação da Temperatura de Fusão do CO_2 (TfCO_2)	81
Figura 14 - Sistemas Químicos que pertencem os fluidos das in- clusões dos Tipos A e B	84
Figura 15 - Histogramas da variação da Temperatura de homoge- neização do CO_2 (ThCO_2)	86
Figura 16 - Histogramas da variação da temperatura de homoge- neização Total (Th)	89
Figura 17 - Diagramas de relação entre ThCO_2 e THCO_2	94
Figura 18 - Relação entre a ThCO_2 e o conteúdo de N_2 e CH_4 dissolvido na fase carbônica das inclusões dos Ti- pos A e B	95
Figura 19 - Relação volume molar, quantidade de CH_4 , TfCO_2 e ThCO_2 no sistema CO_2 - CH_4	98
Figura 20 - Definição do conteúdo de CH_4 dissolvido na fase carbônica do fluido de uma inclusão por microter- mometria	98
Figura 21 - Correlação entre a Temperatura de fusão de CO_2 (TfCO_2) e de clatratos (TfCl)	102
Figura 22 - Caracterização dos principais tipos de fluidos nas amostras estudadas	103
Figura 23 - Densidades equivalentes do CO_2	105
Figura 24 - Estimativa da salinidade dos fluidos definidos ..	111

ÍNDICE DE FIGURAS

Figura 1	- Geologia Simplificada do Nordeste do Estado da Bahia com localização da "Greenstone Belt" do Rio Itapicuru	13
Figura 2	- Mapa Geológico Regional do Setor Centro Sul do "Greenstone Belt" do Rio Itapicuru e localização da Faixa Weber	15
Figura 3	- Zoneografia metamórfica da porção central do "Greenstone Belt" do Rio Itapicuru	18
Figura 4	- Mapa Geológico da Faixa Weber	21
Figura 5	- Mapa Geológico da área da Mina de Ouro Fazenda Brasileira	23
Figura 6	- Características morfológicas e cronologia das inclusões fluidas	30
Figura 7	- Esquema simplificado da Microsonda Raman e seu modo de funcionamento	37
Figura 8	- Mudanças de Fases Observadas à baixas e altas Temperaturas em inclusões fluidas	42
Figura 9	- Diagramas Esquemáticos das relações entre pressão-temperatura-volume molar de inclusões fluidas	43
Figura 10	- Diagrama P-T-profundidade para o Depósito de Ouro de McIntire-Hollinger, Timmins, Ontário, Canadá	48
Figura 11	- Principais tipos de inclusões fluidas e geobarometria do Depósito de Cu-Au de Chibougamau, Quebec, Canadá	48

Figura 25 - Solubilidade do ouro em complexos clorados e Tio- -complexos	116
Figura 26 - Condições de P-T prováveis de deposição do ouro na Mina Fazenda Brasileiro	120

ÍNDICE DE FOTOS

Foto 1 - Equipamento de Microtermometria	35
Foto 2 - Microsonda Raman	38
Foto 3 - Aspecto Textural e Mineralógico da Brecha Quartzo- -Feldspática (GD IV)	60
Foto 4 - Principais sulfetos da Brecha Quartzo-Feldspática (GD IV)	60
Foto 5 - Formas de ocorrência do ouro nas amostras investi- gadas	62

ÍNDICE DE PRANCHAS

Prancha I a IV - 1-30 - Tipos de Inclusões Fluidas e Modos de Ocorrência	64/71
---	--------------

ÍNDICE DE TABELAS

Tabela 1 - Características dos Fluidos Mineralizantes Obtidos pelo Estudo de Inclusões Fluidas em Diferentes Depósitos de Ouro	51/53
Tabela 2 - Principais Características Morfológicas, Petrográficas e Microtermométricas das Inclusões Fluidas Descritas	76/77
Tabela 3 - Dados de Microtermometria e Espectroscopia Raman de Inclusões Carbônicas e Aquo-Carbônicas Seleccionadas	83
Tabela 4 - Caracterização dos Principais Tipos de Fluidos Mineralizantes	108

RESUMO

RESUMO

Na porção nordeste do Cráton do São Francisco, no Estado da Bahia, foi definido um grupo de rochas supracrustais vulcano-sedimentares fortemente deformadas e intrudidas por domos granito-gnáissicos, que vieram a caracterizar o "Greenstone Belt" do Rio Itapicuru, de provável idade Arqueana ou Proterozóica inferior.

A seqüência vulcano-sedimentar compreende extensos derames de rochas basálticas e complexos lenticulares localizados constituídos por lavas e rochas piroclásticas intermediárias à ácidas. A sedimentação química e detrítica imatura se faz presente ao longo de toda seqüência associada ao vulcanismo máfico, intercalada e mesclada ao vulcanismo félsico e formando cobertura. Esta seqüência vulcano-sedimentar encontra-se metamorfizada regionalmente na fácies xisto verde e anfibolito baixo.

As principais mineralizações auríferas estão restritas à parte sul deste terreno vulcano-sedimentar, encontrando-se ao longo de um "trend" de cisalhamento de direção geral E-W e com mais 9.5 km de extensão, denominado Faixa Weber, onde se localiza a Mina Fazenda Brasileiro. As mineralizações pertencem à Seqüência Fazenda Brasileiro e hospedam-se em um quartzo - clorita xisto portador de magnetita, denominado "xisto magnético", e corpos lenticulares de uma rocha brechada, de composição essencialmente quartzo-feldspática (brecha quartzo-feldspática). O ouro aparece nestas rochas no seu estado nativo associado a sulfetos, principalmente arsenopirita e pirita, e secundariamente disseminado em veios de quartzo de colocação tardia.

Os estudos de inclusões fluidas se concentraram ao longo das zonas mineralizadas da Mina Fazenda Brasileiro, especialmente na brecha quartzo-feldspática e veios de quartzo, onde tanto inclusões consideradas primárias como secundárias foram selecionadas, descritas e submetidas a estudos de microtermometria e anali-

sadas por espectroscopia Raman.

Os resultados dos estudos de microtermometria e espectroscopia Raman em inclusões fluidas carbônicas e aquo-carbônicas permitiram definir os fluidos mineralizantes como soluções quentes ($> 400^{\circ}\text{C}$), de densidade relativamente alta ($0.85 - 0.90 \text{ g/cm}^3$), inicialmente compostas por CO_2 ($89.7 - 85.4$ moles%) e pequenas quantidades de CH_4 e N_2 , que evoluem com o abaixamento da temperatura ($250 - 300^{\circ}\text{C}$) e ascensão crustal para soluções que tornam-se gradativamente mais aquosas (40 a 62.5 moles% de H_2O) e de baixa salinidade ($< 10 \text{ eq.}\% \text{ NaCl}$).

Através das isócoras dos fluidos das inclusões carbônicas e aquo-carbônicas, juntamente com dados da paragênese mineral sugere-se a existência de pelo menos dois períodos de deposição do ouro: (1) $380 - 491^{\circ}\text{C}$ e $2.2 - 3.2 \text{ kb}$ na brecha quartzo-feldspática e veio de quartzo com arsenopirita e pirita e; (2) $270 - 300^{\circ}\text{C}$ e $1.2 - 1.4 \text{ kb}$ no veio de quartzo maciço.

Baseado em estudos experimentais da solubilidade de complexos auríferos, nas características químicas dos fluidos mineralizantes, na paragênese de minério e na razão Au/Ag , assume-se que o ouro deve ter sido transportado como tio-complexos do tipo $\text{Au}(\text{HS})_2^- / \text{HAu}(\text{HS})_2^0$ e $\text{Au}_2(\text{HS})_2\text{S}^{-2}$ por soluções redutoras (razão $\Sigma\text{H}_2\text{S}/\Sigma\text{SO}_4$ alta) e com pH em torno da neutralidade ou levemente alcalino.

Nos estágios mineralizantes iniciais, condições para a precipitação do ouro foram atingidas devido às reações fluido/rocha que levaram ao decréscimo na atividade de S^{-2} com a precipitação dos sulfetos metálicos (arsenopirita, pirita, pirrotita, etc). Nos estágios de colocação dos veios de quartzo tardios acredita-se que a deposição do ouro tenha ocorrido pela introdução de H_2O no sistema, causando a diluição de CO_2 , diminuição do pH, oxidação e conseqüente desestabilização dos complexos transportadores deste metal.

A origem metamórfica destes fluidos mineralizantes é

também indicada pelo estudo de inclusões fluidas, entendendo-se que possam ser derivados a partir de processos de devolatilização das seqüências mais basais do "greenstone belt", capaz de produzir fluidos carbônicos e aquo-carbônicos de baixa salinidade, que posteriormente migram através de sítios estruturais favoráveis causam fraturamento hidráulico e depositam seu conteúdo metálico.

Finalmente, tornou-se aparente que os resultados e conclusões obtidas neste estudo estão de acordo com trabalhos de mesma natureza realizados em diversos depósitos de ouro em terrenos granito-"greenstone" arqueanos.

ABSTRACT

ABSTRACT

In the northeast portion of the São Francisco Craton, in the State of Bahia, a group of highly folded supracrustal rocks surrounded by oval granite-gneiss domes was defined and later known as the Rio Itapicuru Greenstone Belt, of probable Archaean or Proterozoic age.

The vulcano-sedimentary sequence of this belt comprises large basaltic flows together with lenses of lavas and pyroclastic rocks of intermediate to felsic composition. Clastic and minor chemical sediments occur throughout the whole sequence and in the upper part they form thick individualized horizons. This whole sequence was regionally affected by a metamorphism of greenschist to lower amphibolite facies.

In this region the main gold mineralizations occur in the southern part of the Rio Itapicuru Greenstone Belt, being restricted to a shear zone, called Faixa Weber, which extends for over 9.5 km along its E-W strike, and in which the Fazenda Brasileiro Mine is situated. The mineralizations are enclosed in the Fazenda Brasileiro Sequence and are hosted by a magnetite-bearing quartz-chlorite schist ("magnetic schist"), as well as discontinuous and strongly deformed lenticular-shaped bodies composed solely of quartz and feldspar (quartzofeldspathic breccia). Gold occurs in its native state associated with sulphides, notably arsenopyrite and pyrite, and secondarily disseminated in late quartz veins.

Fluid inclusion studies were carried out on mineralized samples (quartzofeldspathic breccia and quartz veins) of the Fazenda Brasileiro Mine with the aim of selecting and describing primary and secondary inclusions in order to analyse them by microthermometry and Raman spectroscopy.

Based on the microthermometric and Raman spectroscopic

data of carbonic and $\text{H}_2\text{O}-\text{CO}_2$ inclusions, it was possible to define the mineralizing fluids as relatively dense ($0.85 - 0.95 \text{ g/cm}^3$) and hot ($> 400^\circ\text{C}$) solutions composed essentially of CO_2 ($89.7 - 85.4 \text{ mol\%}$) and minor amounts of CH_4 and N_2 , which gradually evolved to more aqueous fluids (40 to $62.5 \text{ mol\% H}_2\text{O}$) of low salinity ($< 10 \text{ wt\% NaCl}$) at lower temperatures ($250 - 300^\circ\text{C}$) and higher crustal levels.

The isochores of the carbonic and $\text{H}_2\text{O}-\text{CO}_2$ fluids, the temperature of total homogenization and mineral equilibrium in the ore paragenesis, point to at least two periods of gold deposition: (1) $380 - 491^\circ\text{C}$ and $2.2 - 3.2 \text{ kb}$ in the quartzofeldspathic and arsenopyrite - pyrite quartz veins and; (2) $270 - 300^\circ\text{C}$ and $1.2 - 1.4 \text{ kb}$ in the massive quartz vein.

Based on experimental work in the solubility of gold complexes, chemical characteristics of mineralizing fluids, ore paragenesis and Au/Ag ratio, it was possible to speculate that gold could be transported by reducing (high $\Sigma\text{H}_2\text{S}/\Sigma\text{SO}_4$), slightly neutral to alkaline solutions, as thio-complexes such as $\text{Au}(\text{HS})_2^-$, $\text{HAu}(\text{HS})_2^0$ and $\text{Au}_2(\text{HS})_2\text{S}^{-2}$.

In the earliest stage of mineralization, conditions of gold deposition were probably attained due to fluid/rock reactions which led to a decrease in the activity of S^{-2} by precipitating sulphides (arsenopyrite, pyrite, pyrrhotite, etc).

The predominance of the H_2O regime over the CO_2 regime at higher crustal levels might have been the cause of CO_2 dilution, decrease in pH and oxidation and, as a consequence, the precipitation of gold.

The fluid inclusion data also suggest a metamorphic origin for the mineralizing fluids, most likely through the devolatilization of the basal sequences of the volcano-sedimentary pile. The devolatilization process would be able to produce low salinity, $\text{H}_2\text{O}-\text{CO}_2$ fluids which would later migrate through favourable structural sites and deposit their metal content.

Comparing the results of the present study, it is apparent that the data obtained and conclusions reached agree with work of the same nature carried out on other gold deposits of similar granite-greenstone terrains.

AGRADECIMENTOS

Primeiramente, gostaria de deixar meus sinceros agradecimentos aqueles que de maneira direta ou indireta têm sido imprescindíveis na minha formação como mestrando:

- Professor Dr. José V. Valarelli, meu orientador, quem me introduziu ao campo do estudo de inclusões fluidas, esforçando-se ao máximo para me fornecer todas as condições de trabalho além de propiciar a oportunidade de especialização na Holanda.:

- Professor Dr. Jacques Touret do Instituut voor Aardwetenschappen, Vrije Universiteit, Amsterdam, que proporcionou toda a infra-estrutura analítica necessária e dedicou vários momentos do seu dia a dia para discussões, críticas e sugestões ao trabalho que estava sendo desenvolvido.

De importância fundamental foi o apoio de campo e laboratorial pela Rio Doce Geologia e Mineração S.A. (DOCEGEO), Salvador, que tem se primado pela política de formação de profissionais de seus quadros através de uma íntima interação com a universidade.

Aos colegas Zara Lindenmayer, Darcy Lindenmayer e sobretudo João Batista Guimarães Teixeira, da DOCEGEO S.A., agradeço pelo estímulo dado à pesquisa, mas presto-lhes uma homenagem pelos seus trabalhos que sem dúvida têm sido de contribuição valiosa à geologia da Bahia e Brasil.

De forma muito especial agradeço ao Professor Dr. Bernardino Figueiredo do IG/UNICAMP pela sua colaboração na fase de organização do texto assim como na análise das questões de conteúdo da tese.

Meus agradecimentos também ao Dr. E.A.J. Burke e Dr. W.

J. Lustennhouwer pelas análises das inclusões fluidas na Microsson da Raman, Dr. P. Maaskant e estudantes de Pós-Graduação do Departamento de Mineralogia e Petrologia da Vrije Universiteit pela demonstração de coleguismo e compreensão nos bons e maus momentos.

Finalmente, é necessário enfatizar a importância daqueles que dos bastidores deram um pouco de si para que a tese viesse a se concretizar, através de serviços de datilografia e xerox. São eles: Valdenir Ferreira Teixeira, Amauri Cesar Godoy, Valdirene Pinotti, Roberta Geraldina Silva, Adriana Garutti e Maria Aparecida Fernandes.

CAPÍTULO I

CONSIDERAÇÕES GERAIS SOBRE O "GREENSTONE BELT" DO RIO ITAPICURU

CAPÍTULO I

CONSIDERAÇÕES GERAIS SOBRE O "GREENSTONE BELT" DO RIO ITAPICURU

I.1. Arcabouço Geológico

A porção do Cráton do São Francisco, ao norte de Feira de Santana (BA), entre a Serra de Jacobina e a Bacia Sedimentar de Tucano, é ocupada por uma grande estrutura que se estende por mais de 100km no sentido N-S em uma área com largura média de 40km onde afloram os terrenos granito-"greenstone" do Rio Itapicuru (Figura 1) (MASCARENHAS, 1973).

Nestes terrenos, domos de rochas granito-gnáissicos alongados no sentido N-S e circundados por cinturões de rochas supracrustais, determinam os traços geológicos mais gerais da área.

Os cinturões de rochas supracrustais são sinclínórios contendo seqüências vulcano-sedimentares metamorfisadas predominantemente na fácies xisto verde e mostram uma relação muito difusa na passagem para os terrenos gnáissico-migmatíticos (KISHIDA, 1979). Além disso, as relações de contato entre os diferentes conjuntos litológicos se encontram obliterados devido aos falhamentos, intrusões e principalmente às inversões estruturais provocadas por uma série de dobramentos que afetaram a seqüência (KISHIDA, 1979 e SILVA, 1983).

De acordo com KISHIDA (1979) e KISHIDA & RICCIO (1980) que originalmente descreveram os terrenos granito-"greenstone" do Rio Itapicuru, as rochas supracrustais podem ser enquadradas em três domínios distintos: (1) Domínio Vulcânico Máfico (DVM); (2) Domínio Vulcânico Félsico (DVF) e; (3) Domínio Sedimentar (DS) (Figura 2).

O DVM é constituído de metabasaltos com feições geoquí

FIGURA 1 - Geologia simplificada do Nordeste do Estado da Bahia com localização do "Greenstone Belt" do Rio Itapicuru (adaptado de TEIXEIRA et alii, 1982).

micas análogas à de toleiitos de assoalho oceânico, que ocorrem em sucessões de derrames de espessuras ainda desconhecidas ao longo de consideráveis distâncias. As lavas basálticas apresentam tanto fácies maciça quanto almofadada, sendo comum a ocorrência de "pillows" e brechas de fluxo quase sempre deformadas por tectonismo. Rochas com textura ofítica a sub-ofítica aparecem com maior frequência, sendo os tipos porfiríticos, amigdaloidais e variolíticos mais subordinados.

As intercalações mais comuns no DVM são metapelitos grafitosos, "chert", formações ferríferas bandadas, mármore dolomíticos, além de "sills" com 100 a 200 m de espessura de composição gabróica.

Destes últimos destaca-se no setor sul do "Greenstone Belt" do Rio Itapicuru o "sill" gabróico diferenciado da Faixa Weber (Figura 2), por se constituir na principal hospedeira das mineralizações auríferas, conforme será descrito em seções posteriores deste trabalho.

Em contraste com as seqüências máficas, o DVF é mais restrito (não chega a constituir 10% da área de afloramento), e caracteriza-se por apresentar complexos lenticulares constituídos por rochas calco-alcálicas similares à de Margens Continentais, englobando lavas andesíticas e dacíticas, rochas piroclásticas félsicas (aglomerados andesíticos/dacíticos ao lado de tufos) e intercalações de rochas sedimentares clásticas (KISHIDA, 1979 e TEIXEIRA, 1984).

Através da sucessão supracrustal, particularmente nos níveis estratigráficos mais elevados, ocorrem espessas seqüências de metassedimentos clásticos deformados, de granulação variando entre fina e muito grossa, representadas nos mapas geológicos como domínio sedimentar (Figura 2).

De um modo mais amplo, o DS pode ser subdividido em dois tipos de associações de acordo com KISHIDA, 1979: (1) Arcósio (arcósio, arenitos, arcosianos, argilitos, siltitos) - conglome-

FIGURA 2 - Mapa geológico regional, setor centro sul do "Greenstone Belt" do Rio Itapicuru com localização da Faixa Weber. Legenda: 1 = Sedimentos Fanerozóicos (Bacia de Tucano); 2 = Gnaisses, granitos e migmatitos; 3 = Intrusivas máficas; 4 = Metaconglomerados; 5 = Mármore dolomíticos; 6 = Domínio Sedimentar; 7 = Domínio Vulcânico Félsico; 8 = Domínio Vulcânico Máfico; 9 = Zona de falha; 10 = Falha normal; 11 = Mina Fazenda Brasileiro; 12 = (1) Faixa da Mansinha; (2) Faixa Weber. (TEIXEIRA et alii, no prelo).

rado (microconglomerados, conglomerados e arenitos arcóseos grossos) e; (2) grauvaça (alternância de leitos de grauvaças e folhelhos escuros com intercalações locais de brechas intraformacionais) - pelito (alternância de leitos de argilitos e siltitos bem laminados). Em geral, a associação grauvaça - pelito é mais fina e grafitosa, quase sempre associada e recobrindo o DVM, enquanto a associação arcóseo-conglomerado é mais grosseira, quartzosa, geralmente associada e recobrindo o DVF (KISHIDA, 1979).

Rochas plutônicas de composição tonalítica a granodiorítica ocorrem em forma de domos elípticos de dimensões que variam de 5 a 50 km, sendo geralmente intrusivos no domínio máfico e mais raramente cortam as seqüências superiores. Em geral as partes centrais dos plútons são texturalmente homogêneas e muitas vezes contêm xenólitos angulares de rochas máficas, ao passo que nas bordas assumem textura gnáissica e os xenólitos tornam-se alongados e estirados (SILVA, 1983). Além disso, no contato com a seqüência vulcano-sedimentar estes domos exibem uma atividade potássica evidenciada pela abundância de veios pegmatíticos concordantes e discordantes onde desenvolvem-se K-feldspatos, biotita, muscovita e sericita (KISHIDA, 1979 e TEIXEIRA, 1984).

Diques, "stocks" e pequenos domos de rochas porfiríticas pouco ou mesmo não foliadas e de composição quartzo-feldspática, ocorrem no "greenstone belt" intrudindo tanto a seqüência supracrustal quanto os domos granito-gnáissicos, apresentando frequentemente mineralizações de ouro e sulfetos ao longo de seus contatos ou em zonas de cisalhamento que as interceptam (TEIXEIRA, 1984).

1.2. Metamorfismo

Com base nas relações de campo e de estudos petrográficos e petrológicos, SILVA (1983) reconheceu e definiu 3 eventos metamórficos distintos no "Greenstone Belt" do Itapicuru.

O primeiro evento metamórfico que afetou as supracrustais foi o metamorfismo de fundo oceânico (M_1) o qual transformou localmente vulcânicas máficas em espilitos e vulcânicas félsicas em keratófiros, sob condições estimadas de 0,2 kb de pressão e temperatura máxima de 400°C. Este processo, segundo aquela autora, teria sido essencialmente hidrotermal, tendo a água do mar penetrado e circulado convectivamente através da pilha vulcânica, interagindo com seus minerais e provocando nos mesmos fenômenos de hidratação, oxidação e carbonatização. Os fluidos resultantes dessa interação ter-se-iam tornado muito ricos em sílica e em metais de transição, de modo que, ao serem descarregados no assoalho oceânico, teriam propiciado a deposição de sedimentos químicos do tipo 'chert', jasperitos, formações ferríferas bandadas e sulfetos maciços piritosos.

Um segundo evento metamórfico, de caráter dinamo-termal (M_2) foi relacionado à colocação de domos granito-gnáissicos laterais. Este evento teria sido regionalmente abrangente, tendo provocado a formação de zonas identificáveis com diferentes paragêneses metamórficas, denominadas de A, B e C, respectivamente (Figura 3).

Dessas três zonas a "C" é a mais importante por ocupar toda a porção central do "greenstone" atingindo parte do DVM, todo o DVF e o DS.

As rochas basálticas nesta zona apresentam-se anfibolitizadas e cloritizadas, com duas paragêneses distintas: (1) actinolita + albita + calcita + quartzo + epidoto + clorita + hematita; (2) clorita + albita + calcita + quartzo + epidoto + hematita sendo a primeira mais freqüente e a última restrita às zonas de cisalhamento e carbonatização.

Nas lavas andesíticas, dacíticas e pirocláticas associadas, as condições metamórficas da zona "C" propiciaram o desenvolvimento das seguintes paragêneses: (1) clorita + albita + epidoto + calcita + quartzo + sericita + hematita + hornblenda (reliquia) + andesina (reliquia) nos andesitos; (2) clorita + albita +

FIGURA 3 - Zoneografia metamórfica simplificada da porção central do "Greenstone Belt" do Rio Itapicuru (modificado de SILVA, 1983).

sericita + calcita + quartzo + epidoto + hematita + oligoclásio (reliquia) nos dacitos, ainda que com preservação total das feições texturais primárias.

Os corpos ultramáficos sofreram reações de hidratação, com o aparecimento de duas assembléias mineralógicas. (1) serpentina + clorita + magnetita + actinolita + clinopiroxênio (reliquia) + cromita (reliquia); (2) talco + Mg-carbonato + clorita + actinolita + serpentina + magnetita + cromita (reliquia).

Nos sedimentos, entretanto, as reações da zona "C" foram de desidratação, com o desenvolvimento de muscovita nos psamitos arcossianos e de clorita nos sedimentos grauváquicos. Nos sedimentos químicos o efeito do metamorfismo é observado na textura poligonizada, indicativa de um processo de recristalização metamórfica.

Com base nos dados da paragênese metamórfica, juntamente com a química mineral, SILVA (1983) enquadrou o metamorfismo da zona "C" na fácies xisto verde, sugerindo temperaturas mínimas de 400°C e pressões em torno de 2 a 3 kb, ou mesmo inferiores devido à preservação textural das rochas.

A mesma autora também afirma que as paragêneses correspondentes às zonas metamórficas "A" e "B" são características das fácies hornblenda-hornfels e anfibolito respectivamente, dando indicações de temperaturas entre 500 e 600°C e pressões de até 4 kb.

Um terceiro tipo de metamorfismo (M_3) foi ainda descrito por SILVA (1983), este ocorrendo em torno ou próximo ao contato de corpos intrusivos tardi-tectônicos, com paragêneses e texturas indicando temperaturas de 500 a 600°C e pressões inferiores a 2,0 kb (Figura 3).

1.3. Geocronologia

Algumas idades radiométricas determinadas em granitói-

des e metavulcânicas félsicas (isócronas Rb/Sr de referência), situam-se dentro dos limites temporais do ciclo Transamazônico, isto é, $2,0 \pm 0,2$ Ga (BRITO NEVES et al., 1980). Este fato levou alguns autores a classificarem o "Greenstone Belt" do Itapicuru como uma sequência vulcano-sedimentar do Proterozóico Inferior (CORDANI & BRITO NEVES, 1982, MARINHO & SABATÉ, 1982). Outros consideram as idades Rb/Sr apenas como indicadores de períodos de aquecimento regional, relacionados a picos de ciclos geotectônicos (MASCARENHAS & SÁ, 1982), e concluem que as características litológicas, litoquímicas e estruturais destes terrenos, permitiriam considerá-los como típicos segmentos de crosta arqueana preservados em baixo grau metamórfico (KISHIDA, 1979; KISHIDA & RICCIO, 1980). A segunda hipótese é fortalecida pelo fato recente de datação isotópica U/Pb, em zircões extraídos de uma amostra de gnáisse procedente do centro do domo de Ambrósio, coletada a cerca de 1 km ao sul do Rio Itapicuru. Esta datação foi realizada no Laboratório de Geocronologia do Serviço Geológico da Finlândia, em Helsinki e indicou a idade de 2,9 Ga para formação dos cristais de zircão (TEIXEIRA, 1984).

I.4. O Potencial Aurífero do "Greenstone Belt" do Rio Itapicuru

Como resultado de uma prospecção mineral intensiva com vistas a ouro e metais base, desenvolvida pela Rio Doce Geologia e Mineração S.A. (DOCEGEO) e Companhia Baiana de Pesquisa Mineral (CBPM), foram descobertos em 1974 diversos corpos auríferos situados ao longo de uma estreita zona com cerca de 10 km de extensão, de direção E-W aproximadamente, no extremo sul do "Greenstone Belt" do Rio Itapicuru denominada Faixa Weber.

A posição estratigráfica da Faixa Weber corresponde à zona de transição entre uma unidade metavulcânica máfica e uma sequência sedimentar fina e grafitosa que acompanha o contorno do plúton ácido de Barrocas (Figura 4).

Alguns autores têm considerado as rochas locais como

FIGURA 4 – Mapa geológico da Faixa Weber. O retângulo menor corresponde à área da figura 5. Legenda: 1 = Aluviões; 2 = Granodiorito; 3 = Xisto magnético da Sequência Fazenda Brasileiro; 4 = Unidade intermediária da Sequência Fazenda Brasileiro; 5 = Meta-basalto toleítico da Sequência Riacho do Incó; 6 = Meta-turbidito da Sequência Fazenda Canto; 7 = Meta-dacitos e meta-riodacitos calco-alcalinos do Domínio Vulcânico Félsico; 8 = Falhas; 9 = Mina de ouro Fazenda Brasileiro. (TEIXEIRA et alii, no prelo).

agrupadas em três seqüências principais caracterizadas por domínios de associações litológicas distintas (MARQUES, 1979; TEIXEIRA & KISHIDA, 1980; TEIXEIRA et alii, 1982 e 1984 e MONTE LOPES, 1982) (figura 4 e 5).

Nestes trabalhos, a unidade basal, denominada Seqüência Fazenda Canto, apresenta uma espessura em torno de 500m e é composta de meta-sedimentos pelíticos com estruturas de turbiditos. Superpondo-a, viria a Seqüência Fazenda Brasileiro com cerca de 100m de espessura formada por rochas gabróides associadas a um quartzo-clorita xisto esverdeado com magnetita, localmente chamado de "xisto magnético". Notadamente no topo dessas seqüência ocorrem corpos lenticulares de uma rocha de composição essencialmente quartzo-feldspática, intensamente cataclasada e preenchida por vênulas de quartzo e carbonato, onde hospedam-se as mineralizações de ouro a altos teores (6.0 a 8.0 ppm) associadas a sulfetos (arsenopirita e pirita) (Figura 5).

A seqüência de topo, denominada Riacho do Incó, teria espessura superior a 1000 m e é composta de meta-basaltos intercalados a xistos máficos, meta-sedimentos carbonosos e meta-gabros de granulação grosseira.

Além de estar hospedado nas zonas mais cataclasadas da Seqüência Fazenda Brasileiro o ouro nativo ainda ocorre disseminado em veios de quartzo de colocação tardia, encaixados em qualquer das litologias do local.

De acordo com MONTE LOPES (1982), as mineralizações auríferas da Fazenda Brasileiro estariam situadas dentro de um pacote de meta-basaltos toleióticos intercalados a meta-sedimentos clásticos e químicos e a principal rocha hospedeira da mineralização, o "xisto magnético", apresentaria características de uma

UNIDADES LITOLÓGICAS

TRAÇOS DE SUPERFÍCIES AXIAIS

CONVENÇÕES

CONSTRUÇÕES

FURO DE SONDA

--- ESTRADAS DE TERRA

DRENAGEM INTERMITENTE

FIGURA 5 - Mapa geológico da área da Mina de ouro da Fazenda Brasileiro: Unidades Litológicas: 1 = meta-basaltos; 2 = metapelito carbonoso e chert (horizonte guia); 3 = Lentes de uma Rocha Quartzo-feldspática intensa mente cataclada e preenchida por vênulas de quartzo e carbonato com disseminações de sulfetos e ouro; 4 = meta-ferrogabro de textura granoblástica formada por Fe-clorita, albita, calcita, quartzo e magnetita; 5 = Metagabro de textura granoblástica à porfiroblástica constituído por albita, Mg-clorita, calcita e quartzo. Às vezes a albita mostra relictos de uma textura ofítica; 6 = meta-sedimentos turbidíticos: alternância de meta-argilitos e meta-siltitos laminados únicos em grafita com intercalações de "chert" e meta-grauvacas. Apresentam estratificação gradacional, laminação convoluta, brechas intraformacionais e estruturas de escorregamento. (TEIXEIRA, 1984).

formação ferrífera de fácies carbonato.

TEIXEIRA (1984), por sua vez, sugere um significativo controle estrutural atuando na formação dos corpos de minério, posto que os teores mais expressivos de ouro estão sempre relacionados à brechação, milonitização e silicificação, em zonas com evidências de intensa atividade hidrotermal.

O mesmo autor também demonstra, a despeito da extensiva destruição das assembléias minerais primárias pelo tectonismo, metamorfismo e alteração hidrotermal, a existência de uma intrusão máfica diferenciada, com meta-gabro na base, gradando a meta-ferrogabro na parte intermediária e meta-anortosito no topo (Figura 4).

Com base na análise estrutural da área mineralizada TEIXEIRA, 1984 admite que a intrusão diferenciada foi inicialmente dobrada por uma primeira fase de deformação (D_1), com estilo isoclinal e provavelmente recumbente. Em seguida, o conjunto foi afetado por uma segunda fase de deformação (D_2) de caráter regional e relacionada ao metamorfismo progressivo, responsável pela colocação dos principais corpos de minério ao longo da zona de charneira de anti-formes. Posteriormente, processou-se uma terceira fase de deformação (D_3) de atuação relativamente breve mas que permitiu a percolação de fluidos e conseqüente deposição de veios discordantes de quartzo, contendo ouro nativo a teores econômicos. Finalmente, as duas últimas fases de deformação (D_4 e D_5), dúctil e rúptil respectivamente, ocorreram a níveis crustais bastante elevados, não tendo sido mais relacionadas a processos de mineralização.

Atualmente a Mina Fazenda Brasileiro está sendo explorada principalmente em lavra a céu aberto, com extração do ouro do minério através do método de lixiviação em pilha, ao passo que os trabalhos na mina subterrânea encontram-se em franco desenvolvimento.

A reserva de ouro da Mina Fazenda Brasileiro está estimada na ordem de 30 toneladas de metal contido (CVRD, 1985, não

publicado). Embora a reserva total da jazida não seja conhecida, trabalhos de pesquisa em um pequeno setor da mesma indicam uma reserva de 4,1 milhões de toneladas de minério, ao teor médio de 7,5 gramas de ouro por tonelada (DOCEGEO, 1982).

I.5. Relevância do Presente Trabalho na Mina Fazenda Brasileiro

Conforme visto na seção anterior, o "Greenstone Belt" do Rio Itapicuru vem sendo objeto de extensos estudos cujos resultados têm trazido inúmeras contribuições no esclarecimento do arcabouço geológico regional, da evolução tectono-metamórfica, do aspecto petroquímico das rochas vulcânicas e da metalogênese desta seqüência vulcano-sedimentar.

Notadamente na área das mineralizações auríferas onde se localiza a Mina Fazenda Brasileiro, estudos específicos têm se desenvolvido abordando aspectos petroquímicos e petrogenéticos das rochas encaixantes e hospedeiras das mineralizações, aspectos estruturais e morfológicos do depósito, assim como fenômenos que possibilitaram a concentração do ouro e fatores controladores de sua deposição (MONTE LOPES, 1982 e TEIXEIRA, 1984).

Embora propostas consistentes de evolução geológica e gênese das mineralizações auríferas da Mina Fazenda Brasileiro tenham sido formuladas nestes trabalhos anteriores, não haviam ainda sido considerados os aspectos relacionados à caracterização dos fluidos mineralizantes responsáveis pelo transporte e deposição do ouro através do estudo de inclusões fluidas.

O estudo de inclusões fluidas nas mineralizações auríferas da Mina Fazenda Brasileiro, conforme proposto pelo presente autor, por si só não seria suficiente para a definição da gênese do depósito. Entretanto considerou-se que esses resultados devidamente combinados com os dados geológicos, petrológicos, estruturais e tectônicos disponíveis poderiam servir para os modelos ge

néticos propostos.

O desenvolvimento de um modelo genético para as mineralizações auríferas da Mina Fazenda Brasileiro seria interessante não apenas para a compreensão pura e simplesmente da origem dos depósitos, mas também se constituir numa ferramenta valiosa na campanha exploratória de escolha de novos alvos para a Faixa Weber e "Greenstone Belt" do Rio Itapicuru.

CAPÍTULO II

ESTUDOS DE INCLUSÕES FLUIDAS POR MICROTERMOMETRIA E ESPECTROSCOPIA RAMAN

CAPÍTULO II

ESTUDOS DE INCLUSÕES FLUIDAS POR MICROTERMOMETRIA E ESPECTROSCOPIA RAMAN

II.1. Natureza das Inclusões Fluidas

Inclusões fluidas são pequenos volumes de fluidos que eventualmente foram aprisionados nas irregularidades presentes durante a cristalização de um mineral (inclusões primárias) ou por processos que ocorreram posteriormente à sua formação (inclusões secundárias).

Dessa forma, as inclusões primárias são consideradas como amostras originais dos fluidos que coexistiram com a formação do mineral hospedeiro, ao passo que as inclusões secundárias contêm fluidos de introdução tardia, principalmente através de zonas de rupturas e cisalhamentos causados por processos tectono-metamórficos.

As inclusões fluidas em depósitos minerais podem ocorrer tanto nos minerais de minério como de ganga, apresentando-se com tamanhos que variam de 1 mm (raramente) à 10 μ m, sendo portanto elementos importantes na caracterização dos fluidos mineralizantes e das condições de deposição do minério. Nestes casos, as inclusões primárias tornam-se ainda mais relevantes uma vez que apresentam o fluido responsável pela mineralização, embora nem sempre esta seja a regra pois em muitos veios auríferos, por exemplo, os fluidos mineralizantes introduziram-se num estágio posterior a cristalização do quartzo, deixando assim sua assinatura em algumas gerações de inclusões secundárias (ROEDDER, 1982).

Em termos de composição, a maioria das inclusões fluidas são soluções aquosas com salinidades variando de praticamente nula (por exemplo, fluidos metamórficos) à salmouras hipersalinas (por exemplo, depósitos de cobre porfirítico e depósitos de sulfe-

tos maciços de metais bases), embora inclusões ricas em CO_2 , hidrocarbonetos, N_2 , H_2S ou mesmo uma mistura destas substâncias não sejam incomuns (por exemplo, rochas metamórficas da fácies granulito) (HOLLISTER & CRAWFORD, 1981).

Com o resfriamento do sistema após o aprisionamento do fluido originalmente homogêneo ⁽¹⁾ na inclusão, a mudança de fase mais típica é o aparecimento de uma bolha que pode ser simplesmente constituída por vapor d'água ou mesmo um gás, sendo o CO_2 , de longe, o mais comumente encontrado (figura 6 : A-E) (ROEDDER, 1977a).

Além disso, é comum o fluido na inclusão atingir o ponto de saturação e precipitar fases sólidas adicionais denominadas de minerais de saturação ("daughter minerals") (Figura 6 : C). Tais minerais de saturação, na maioria saís, revelam que há de maneira geral a predominância de NaCl (halita) nos fluidos mineralizantes, mas também indicam quantidades subordinadas de K^+ , Ca^{+2} , Mg^{+2} , $\text{Fe}^{+2/+3}$, além de muitos outros íons (ROEDDER, 1972).

Mesmo inclusões que se encontram adjacentes em um mesmo mineral podem diferir significativamente em termos cronológicos: (1) há evidências consideráveis que muitas inclusões secundárias na verdade foram formadas ao longo de fraturas que ocorreram enquanto o próprio mineral ainda esteve se cristalizando (inclusões pseudo-secundárias), não tendo portanto uma grande diferença temporal com as inclusões primárias; (2) em outras situações esta diferença cronológica pode ser expressiva geologicamente (centenas de milhões de anos) entre inclusões secundárias.

Esta cronologia pode muitas vezes ser estabelecida quando microfraturas de direções distintas apresentam inclusões que contêm fluidos com características bem diferentes (Figura 6 : F-H).

(1) O termo homogêneo está sendo utilizado no sentido de se definir um sistema composto por uma única fase, mesmo sendo esta heterogênea em termos de composição química.

FIGURA 6

FIGURA 6 - Características morfológicas e cronologia das inclusões fluidas: (A) inclusão bifásica aquosa de salinidade baixa com fase líquida predominante (BLOOM, 1981); (B) inclusão bifásica aquosa de salinidade baixa com fase vapor predominante (BLOOM, 1981); (C) inclusões aquosas salinas (BLOOM, 1981); (D) inclusão trifásica composta por H_2O líquido, CO_2 líquido e CO_2 gás (BLOOM, 1981); (E) inclusão aquo-carbônica ($H_2O + CO_2$) com um cristal de halita (H) (PÉCHER, 1979); (F) e (G) cronologia relativa de inclusões fluidas genéricas em um cristal idiomórfico de quartzo e em relação aos minerais constituintes de uma rocha: P = inclusões primárias ao longo de linhas de crescimento ou isoladas no interior do cristal hospedeiro; PS = inclusões pseudosecundárias que se caracterizam por se relacionarem a um determinado estágio de cristalização em cristais idiomórficos ou se restringirem à microfraturas que não ultrapassam os limites do cristal; S = inclusões secundárias ao longo de microfraturas cicatrizadas (TOURET, 1977); (H) inclusões fluidas monofásicas compostas essencialmente por N_2 (hachuriadas) e CO_2 (em branco) em quartzo. As compostas por CO_2 podem ser contemporâneas (1) ou mesmo tardias (2) em relação às de N_2 (TOURET & DIETVORST, 1983); (I) exemplos de inclusões modificadas pelo fenômeno do estrangulamento ("necking-down") (PÉCHER, 1979); (J) Imiscibilidade: dois fluidos imiscíveis (1) e (2) ocorrem tanto ao longo de microfraturas distintas (A e B) como coexistem em uma mesma fratura (C). Os fluidos 1 e 2 foram aprisionados à mesma temperatura T_0 , ao passo que o fluido 3 (mistura de 1 e 2) à uma temperatura T_1 mais alta. M = domínio da miscibilidade; Im = domínio da imiscibilidade do sistema (TOURET, 1977).

Legenda: L = líquido; V = vapor ou gás; H = halita; Hm = hematita; S = silvita; M = molibdenita; U = sólido de natureza desconhecida.

Antes de se iniciar qualquer análise de inclusões fluidas com vistas ao estudo de depósitos minerais, é necessário estabelecer algumas hipóteses fundamentais nas quais a interpretação dos dados obtidos se encontra embasada (WEISBROD et alii, 1976): (1) os fluidos aprisionados são considerados como amostras representativas das soluções presentes durante o desenvolvimento de uma determinada paragênese mineral; (2) uma vez aprisionado na cavidade da inclusão, supostamente considerada como isolada e quimicamente inerte, as propriedades físico-químicas do fluido permanecem constantes; (3) o fluido originalmente aprisionado é homogêneo.

A segunda hipótese pode ser questionável devido à grande possibilidade de perda ("leakage") ou mesmo reintrodução de outros fluidos de inclusões que são submetidas à altos gradientes de pressão. No entanto, resultados experimentais realizados por ROEDDER & SKINNER (1968) têm demonstrado que o fenômeno da perda ou reintrodução de fluidos pode ser reconhecido e evitado, tornando-se assim um problema menor.

Outro fato que igualmente contribui para uma avaliação mais cuidadosa da segunda hipótese é a constatação da própria mudança de volume das inclusões quando submetidas no equipamento de microtermometria à altas e baixas temperaturas (fenômeno denominado de "stretching" ou dilatação), como tem sido investigado experimentalmente por BODNAR & BETHKE, 1984; ROEDDER & BODNAR, 1980; LAWLER & CRAWFORD, 1983 e FUZIKAWA & ALVES, 1984.

A primeira hipótese é muito mais delicada e poucos estudos experimentais têm sido realizados no sentido de se provar a sua validade, pois diversos processos podem causar a mudança tanto física quanto química das inclusões após seu aprisionamento e conseqüentemente invalidar os dados: (1) decrepitação (explosão) natural das inclusões causando perda total de seu conteúdo fluido; (2) no resfriamento ou mesmo na recristalização da rocha hospedeira, uma boa parte das inclusões geralmente sofrem uma mudança do seu volume original. Neste processo, a inclusão chega a sofrer estrangulamentos ("necking down") (Figura 6 : I) de sua cavidade

e conseqüente divisão em outras que agora conterão fluidos com características físico-químicas distintas do que foi originalmente aprisionado (ROEDDER, 1981; TOURET, 1977).

Finalmente, se o fluido que está envolvendo o cristal em crescimento não for homogêneo, inclusões com características atípicas podem se formar, sendo que os exemplos mais comuns incluem o aprisionamento simultâneo de dois líquidos imiscíveis (óleo e H_2O em fluorita), líquidos e gases (H_2O e CO_2) ou mesmo líquidos e sólidos (ROEDDER, 1977a).

Apenas em algumas situações específicas essas inclusões fornecem informações de real importância, como no caso de fluidos hidrotermais que sob certas condições de pressão e temperatura sofrem imiscibilidade ou entram em ebulição (Figura 6 : J) (NASH, 1976 e CUNNINGHAM, 1978). No entanto, felizmente na maioria dos depósitos minerais os fluidos se caracterizam por sua homogeneidade.

II.2. Procedimentos Analíticos no Estudo de Inclusões Fluidas

A análise química do conteúdo fluido das inclusões tem sido nos últimos anos determinada qualitativa e quantitativamente por um amplo espectro de técnicas analíticas destrutivas (por exemplo, cromatografia de gases, microsonda eletrônica e iônica, espectrometria de massa, espectrometria de emissão atômica com plasma induzido - ICP, etc) principalmente com o objetivo de definir a composição de fluidos responsáveis pela formação de depósitos minerais (DEICHA, 1950; ROEDDER, 1963, 1970 e 1972; TOURAY, 1976; CUNNEY et alii, 1976; CALAS et alii, 1976; ROSASCO et alii, 1975; ALLEGRE, 1961 e ALDERTON et alii, 1982).

No entanto, as quantidades de fluidos envolvidos nas inclusões são muito pequenas sendo as concentrações dos constituintes individuais sensivelmente baixas ($< 10^{-9}g$), o que traz uma série de limitações e estas técnicas analíticas destrutivas.

Sérios problemas que podem ser introduzidos durante os processos de extração dos fluidos da cavidade das inclusões são relativos a perda, contaminação e mistura de fluidos de gerações diferentes.

Logo, a aplicação de métodos não destrutivos que mantenham a integridade das amostras torna-se necessária na identificação completa dos vários componentes presentes nos fluidos das inclusões.

O método não destrutivo mais simples e frequentemente utilizado é o da microtermometria, ou seja, a observação das mudanças de fases que ocorrem nos fluidos das inclusões quando são submetidas à baixas e altas temperaturas (HOLLISTER & CRAWFORD, 1981; POTY et alii, 1976). O modo pelo qual as mudanças de fase ocorrem e as respectivas temperaturas em que se processam fornecem dados relevantes sobre a composição, salinidade, densidade, temperatura e pressão dos fluidos mineralizantes, assim como os fatores que influenciaram na precipitação de seu conteúdo metálico.

O equipamento de microtermometria consiste de uma platina adaptada a um microcôscpio petrográfico normal que apresenta como principal característica a capacidade de atingir temperaturas entre -190° e 600°C através da combinação de um sistema circulatório de N_2 líquido e uma resistência elétrica (Foto 1). O N_2 líquido é transferido automaticamente de um botijão criogênico de 25 l de capacidade e injetado na platina, permitindo um resfriamento rápido do fluido da inclusão até seu ponto de congelamento. Após o congelamento, o fluxo de N_2 é bloqueado e a platina inicia seu processo de aquecimento natural até a temperatura ambiente, quando a resistência elétrica pode ser ativada. Neste ínterim, todas as temperaturas de mudanças de fase (fusões e homogeneizações) devem ser registradas, sendo este procedimento realizado pelos controles digitais do aparelho.

A microtermometria se adequa muito bem no caso de sistemas simples tais como $\text{NaCl-H}_2\text{O}$, CO_2 puro e $\text{H}_2\text{O-CO}_2$, mas no caso de sistemas químicos mais complexos a interpretação torna-se difí-

A.

B.

FOTO 1. (A) Visão geral do equipamento de microtermometria do tipo CHAIXMECA. Em primeiro plano destaca-se o microscópio petrográfico, a câmara da amostra sobre a platina e os controles de aquecimento e refrigeração; (B) Botijão de 25 litros de capacidade para N_2 líquido que é bombeado automaticamente pelos controles do aparelho (FREE UNIVERSITY OF AMSTERDAM, HOLLAND).

cil devido a inexistência de estudos experimentais que envolvam tais sistemas, principalmente nos intervalos de pressão e temperatura de interesse geológico.

Mais recentemente, a espectroscopia Raman vem sendo desenvolvida como uma técnica analítica não destrutiva para a análise qualitativa e quantitativa do conteúdo químico do fluido das inclusões, permitindo assim a identificação de substâncias que devido a sua presença em quantidades subordinadas geralmente não são detectadas pela microtermometria.

A espectroscopia Raman se caracteriza por ser um fenômeno de espalhamento de luz inelástico provocado por uma fonte de radiação de luz monocromática, geralmente laser, que incide numa determinada amostra, interage com suas moléculas e emerge com um comprimento de onda diferente. As vibrações moleculares que ocorrem nesta interação são características de cada substância, de forma que a medida do espalhamento pode ser utilizada como ferramenta analítica (GILSON et alii, 1980).

Essencialmente, o equipamento utilizado é uma sonda Raman a laser que consiste de um microscópio petrográfico de alta resolução ótica que focaliza a radiação emitida através de suas objetivas em uma das fases fluidas da inclusão, um sistema ótico coletor da radiação Raman espalhada resultante da interação e um sistema de mono ou multicanal de análise dos espectros (Figura 7 e Foto 2) (BISSON, 1977; DHAMELIN COURT et alii, 1979 e ROSASCO et alii, 1975).

Dois laboratórios trabalharam no desenvolvimento da aparelhagem de espectroscopia Raman com microlaser: o da Universidade de Lille (DELHAYE e colaboradores) e do National Bureau of Standards (ROSASCO e colaboradores) sendo que os primeiros trabalhos de ambas as equipes surgiram a partir de 1974. Nos dois casos foram utilizados lasers, espectrômetros e detectores similares, mas com caminhos óticos diferentes (ROEDDER, 1984).

Uma das limitações mais importante da técnica é ine

FIGURA 7 - (A) Esquema simplificado da microsonda Raman e seu modo de funcionamento (DHAMELIN-COURT et alii, 1979); (B) focalização do feixe de Laser no CO_2 líquido de uma inclusão trifásica (H_2O líquido, CO_2 líquido e CO_2 gás) (ROSASCO et alii, 1975); (C) espectro Raman de CH_4 (2.913 cm^{-1}) obtido na análise do CO_2 líquido da inclusão trifásica.

A.

B.

FOTO 2. (A) Visão geral da microsonda Raman do tipo DILOR MICRODIL INSTRUMENTS utilizada na obtenção de análises químicas de inclusões fluidas neste trabalho (FREE UNIVERSITY OF AMSTERDAM, HOLLAND); (B) em detalhe o microscópio petrográfico acoplado à fonte de Laser e o sistema multicanal de detecção de espectros Raman.

rente a própria espectroscopia Raman: nas inclusões fluidas há essencialmente dois tipos de espécies químicas presentes, ou seja, as poliatômicas tais como CO_2 , CH_4 , N_2 , H_2O , H_2 , H_2O , SO_4^{2-} , que interam com a radiação incidente produzindo espectros Raman, e íons do tipo Na^+ , K^+ , Ca^{2+} , Mg^{2+} , Cl^- , cuja interação é muito fraca e portanto não produzem efeitos espectrais.

DEBUSSY et alii (1982) utilizando uma técnica de resfriamento à -170°C com formação de cristais hidratados do tipo $\text{Mx}^{z+}\text{Cl}_{xz} \cdot n\text{H}_2\text{O}$ e análise das bandas correspondentes aos modos de vibração interno das moléculas de água, conseguiram identificar os íons acima mencionados, comparando os espectros de inclusões fluidas com espectros de hidratos sintéticos. Os dados obtidos foram essencialmente qualitativos, havendo necessidade de se conhecer os diagramas de fase dos hidratos determinados, para que se possa obter dados semi-quantitativos.

WOPENKA & PASTERIS (1986) realizaram um trabalho crítico em que são detalhadas as possibilidades analíticas qualitativas, quantitativas relativa e absoluta da microsonda Raman a laser.

A possibilidade de obtenção de dados analíticos absolutos pela microsonda Raman com a instrumentação atualmente utilizada deve ser descartada pois não é possível produzir valores reais de uma das grandezas teóricas envolvidas, a irradiância (potência/área irradiada). Isto se deve não só a problemas de calibração do próprio aparelho, mas também ao fato das inclusões fluidas estarem contidas em matrizes (minerais hospedeiros) que possuem diferentes propriedades óticas (WOPENKA & PASTERIS, 1986).

Se a microsonda Raman a laser não permite determinações absolutas, diversos autores têm qualificado de forma relativa as espécies químicas presentes nas inclusões fluidas, através do método das razões ("ratio method") que fundamenta-se na seguinte equação (DHAMELIN COURT et alii, 1979 e BENY et alii, 1982):

$$\text{Ha/Hb} = (\text{na} \times \text{Ga}) / (\text{nb} \times \text{Gb})$$

onde

Ha e Hb = área integrada do espectro Raman para os compostos a e b
na e nb = número de moléculas dos compostos A e B dentro do volume analisado

Ga e Gb = seções transversais dos espectros Raman para os modos vibracionais das espécies envolvidas, determinadas em relação ao N₂ (RNDRS = "relative normalized differential Raman scattering"). Os valores obtidos são números puros e não apresentam uma constância para uma mesma espécie (WOPENKA & PASTERIS, 1986).

O procedimento de cálculo através de um Exemplo de Aplicação pode ser acompanhado no Apêndice I.

Basicamente os tipos de limitações na metodologia da quantificação relativa da composição de inclusões fluidas são de ordem teórica e prática. A primeira está diretamente associada a escolha dos valores da seção transversal das espécies presentes (Ga e Gb), enquanto que a última se refere a determinação das razões entre as áreas (Ha e Hb), pois variam para diferentes espécies e amostras assim como para diferentes microsondas e respectivos operadores (WOPENKA & PASTERIS, 1986).

O operador pode não obstante atenuar as limitações práticas de método tendo cautela no alinhamento e focagem do feixe de laser e no método de determinação da área das seções espectrais. As limitações teóricas, no entanto, não podem de forma nenhuma ser influenciadas pelo químico analítico ou geólogo permanecendo constante para os diferentes laboratórios e resultados obtidos (WOPENKA & PASTERIS, 1986).

Apesar das diversas limitações da aplicação da espectroscopia Raman no estudo de inclusões fluidas, ela possui as vantagens de ser uma técnica não destrutiva com possibilidade de analisar inclusões maiores que 5 µm.

Mesmo considerando que geralmente somente dados qualitativos podem ser obtidos, a técnica é considerada como um dos

grandes avanços na análise de inclusões fluidas.

II.3. Composição, Densidade e Salinidade de Fluidos Mineralizantes pela Interpretação dos Dados de Microtermometria

A fim de se demonstrar mais claramente como as mudanças de fase ocorrem em inclusões fluidas e a importância das temperaturas correspondentes que devem ser registradas durante qualquer estudo de microtermometria, um exemplo ilustrativo de uma inclusão composta por uma mistura de H_2O e CO_2 será considerado (Figura 8 A).

A primeira mudança de fase importante é a fusão das substâncias presentes no fluido das inclusões, sendo que para isso é necessário que antes este atinja o seu ponto de congelamento através da circulação de N_2 líquido no aparelho de microtermometria.

Na inclusão em questão, o ponto de congelamento é alcançado à $-120^{\circ}C$, quando esta se torna uma massa granular opaca formada essencialmente por cristais de gelo e CO_2 sólido (Figura 8 C).

Posteriormente, com o aquecimento natural do sistema, o fluido previamente congelado, evolui para uma assembléia constituída por gelo, CO_2 líquido, CO_2 sólido e um pouco de CO_2 gás (Figura 8 D).

O primeiro fenômeno evidente de fusão ocorre à $-56.6^{\circ}C$, quando uma bolha de CO_2 gasoso aparece repentinamente devido à fusão do CO_2 sólido (Figura 8 E). Esta temperatura de fusão de $-56.6^{\circ}C$ define o ponto triplo de um sistema químico composto por CO_2 praticamente puro e mostra que a fase não aquosa da inclusão (correspondente à bolha) é composta essencialmente por CO_2 (Figura 9 : A-B).

FIGURA 8 - Mudanças de fase importantes observadas à baixas e altas temperaturas em inclusões fluidas compostas essencialmente por H_2O e CO_2 : (A) $25^\circ C$ = inclusão fluida à temperatura ambiente; (B) $-45^\circ C$ = congelamento da parte aquosa da inclusão com formação de gelo; (C) $-120^\circ C$ = congelamento total do fluido da inclusão com a fase carbônica mostrando agora uma massa granular de CO_2 ; (D) $-59.3^\circ C$ = momentos antes à fusão do CO_2 sólido, que ocorre a $-56.6^\circ C$, quando a inclusão é constituída de gelo, CO_2 líquido (L_{CO_2}), CO_2 sólido (S_{CO_2}) e CO_2 gás (V_{CO_2}); (E) $-5.8^\circ C$ = aparência da inclusão fluida a uma temperatura ligeiramente abaixo a da fusão do último cristal de gelo que ocorre a $-5.5^\circ C$. Nota-se a presença de H_2O líquido (L_{H_2O}), gelo, CO_2 líquido e CO_2 gás; (F) a presença de clatratos que se fundem a $8.7^\circ C$, quando a bolha retoma o seu formato original; (G) $19^\circ C$ = momentos finais da homogeneização do CO_2 no estado líquido que se completará a $20^\circ C$; (H) e (I) 200° e $260^\circ C$ = a homogeneização total da inclusão fluida se processa no estado gasoso, ou seja, pelo aumento do volume da fase gasosa.

FIGURA 9 - (A) Bloco diagrama esquemático das relações entre os parâmetros pressão-temperatura-volume molar (densidade) de um fluido genérico de composição determinada (ROEDDER, 1984); (B) seção P-T do bloco diagrama anterior mostrando as duas principais temperaturas de mudanças de fase observadas nos fluidos das inclusões. $T_f = P_t$ = ponto triplo; T_h = temperatura de homogeneização; PC = ponto crítico do sistema; d_1 e d_2 = isócoras correspondentes à T_h (TOURET, 1977); (C) equilíbrio de fase da mistura $\text{CO}_2 - \text{CH}_4$ à pressões e temperaturas baixas. A = ponto triplo do CO_2 puro; A_1 , A_2 e A_3 = equilíbrios univariante do sistema (líquido - vapor, vapor - sólido, sólido - líquido); B = ponto triplo da mistura (coexistência de CO_2 sólido, $\text{CO}_2 - \text{CH}_4$ líquido e $\text{CO}_2 - \text{CH}_4$ gás) com a progressiva adição de CH_4 (HOLLISTER & BURRUS, 1976); (D) diagrama temperatura vs. composição para o sistema $\text{NaCl} - \text{H}_2\text{O}$ através do qual a salinidade é obtida pela fusão do gelo (por exemplo, $T_{\text{fge}} - 3^\circ\text{C}$ corresponde a uma salinidade aproximada de 5 eq. % NaCl) ou pela dissolução da halita (SOURIRAJAN & KENNEDY, 1962).

Analogamente uma fusão observada em torno de 0°C indicaria que o fluido é composto por H_2O , ao passo que fusões à -85.5°C ou à -182.5 revelariam a presença de H_2S e CH_4 respectivamente.

No entanto, se o fluido da inclusão contiver outras espécies químicas dissolvidas na sua fase não aquosa (por exemplo, CH_4 , N_2 , H_2S , etc), esta temperatura de fusão do CO_2 sofre uma depressão ($T_f\text{CO}_2 < -56.6^{\circ}\text{C}$) cujo valor depende do tipo de substância presente assim como de sua concentração.

O comportamento geral destas inclusões pode ser melhor ilustrado através da associação comumente encontrada na natureza, ou seja, $\text{CO}_2 - \text{CH}_4$, para a qual existe um volume de dados expressivos. A Figura 9 C representa a projeção do equilíbrio $\text{CO}_2 - \text{CH}_4$ no espaço P - T - X para o plano P - T, onde observa-se o ponto de equilíbrio univariante sólido - líquido - vapor (ponto triplo) para CO_2 puro (A) e as curvas univariantes A_1 , A_2 e A_3 de coexistência entre CO_2 líquido e vapor, CO_2 sólido e vapor e CO_2 líquido e sólido respectivamente (HOLLISTER & BURRUSS, 1976).

A feição mais importante deste diagrama é o deslocamento do ponto triplo (ponto A) do sistema para temperaturas mais baixas ao longo da curva B com o acréscimo no conteúdo de CH_4 . A adição de CH_4 no sistema significa a adição de um segundo componente químico mas não de uma nova fase, pois o CH_4 é completamente miscível em CO_2 líquido e gás, como pode ser observado na coexistência das fases ao longo da curva univariante B, ou seja, CO_2 sólido, $\text{CO}_2 - \text{CH}_4$ líquido e $\text{CO}_2 - \text{CH}_4$ gás.

A observação da fusão dos cristais de gelo na fase aquosa da inclusão fluida é de extrema importância, ocorrendo geralmente em torno de 0°C caso a solução aquosa for pura ou bem abaixo deste valor na presença de outros íons dissolvidos (Na^+ , Cl^- , K^+ , Ca^{+2} , Mg^{+2} , etc). Dessa forma, a temperatura de fusão do gelo (T_{fg}) define tanto a composição como a salinidade do fluido, o qual é normalmente expressa em equivalentes da porcentagem em peso de NaCl (composto mais abundante dissolvido em fluidos

naturais) no sistema $H_2O - NaCl$ (Figura 9 D) (SOURIRAJAN & KENNEDY, 1962).

Outro ponto de fusão importante após a dos cristais de gelo é a dos clatratos de gases ⁽²⁾ cuja importância será focalizada em seções posteriores deste trabalho. A observação destes compostos ao microscópio é difícil mesmo quando presente em quantidades apreciáveis, devido a seu índice de refração muito próximo à de soluções aquosas e isotropia (ROEDDER, 1984).

Algumas vezes sua presença é evidenciada apenas pelo fato da fase não aquosa, ou seja, a bolha, ainda permanecer deformada após a fusão dos últimos cristais de gelo, retornando ao seu formato original somente quando a fusão completa destes compostos tiver ocorrido (Figura 8 F).

Ainda com o aumento da temperatura, a fase gasosa que nucleou à $-56.6^{\circ}C$ irá eventualmente desaparecer e caracterizar a temperatura de homogeneização do CO_2 ($ThCO_2$), cujo valor deve ser menor ou igual a $31.1^{\circ}C$ (ponto crítico do CO_2 puro) (Figura 8 G). Este fenômeno de homogeneização ocorre pela diminuição do volume da bolha (homogeneização no estado líquido), pela sua expansão (homogeneização no estado gasoso), ou mesmo pelo desaparecimento sem qualquer mudança no seu volume (homogeneização crítica).

Finalmente, quando submetida à altas temperaturas esta inclusão composta de H_2O e CO_2 atingirá sua homogeneização total (neste caso a $260^{\circ}C$ e no estado gasoso) e o meniscus de separação entre a fase aquosa e carbônica não mais poderá ser reconhecida (Figura 9 - H-I).

Dada a composição aproximada do fluido da inclusão pela temperatura de fusão e havendo o conhecimento das relações entre pressão-temperatura-volume molar para este sistema químico (no

(2) CLATRATOS DE GASES: são substâncias cristalinas nas quais uma rede cristalina expandida de gelo forma "espaços" que contêm moléculas de gases. No caso mais comum de CO_2 , a fórmula ideal seria $CO_2 \cdot 5.3/4 H_2O$.

caso citado $H_2O + CO_2 + NaCl$), através de diagramas de fases, é possível definir com a homogeneização total (Th) uma reta denominada isócora que estabelece a densidade do fluido (Figura 9 B).

Para sistemas unitários assim como para alguns binários e ternários, dados experimentais adequados das relações $P-\bar{V}-T-X$ encontram-se disponíveis (por exemplo, H_2O , CO_2 , CH_4 , N_2 , $H_2O-NaCl$, H_2O-CO_2 , etc, cf. HOLLISTER & CRAWFORD, 1981). No entanto, sistemas mais complexos tais como H_2O-CO_2-NaCl , $H_2O-CO_2-CH_4$, $N_2-CH_4-CO_2$, etc., não estão bem caracterizados, especialmente nos intervalos de pressões e temperaturas de interesse geológico (HOLLISTER & CRAWFORD, 1981; BOWERS & HELGESON, 1983; HOLLISTER & BURRUSS, 1976; KREULEN & SCHUILING, 1982; SWANENBERG, 1979; TOURET, 1982 e MULLIS, 1979).

II.4. Geotermometria e Geobarometria das Inclusões Fluidas

A homogeneização total (Th) geralmente não define as condições reais de pressão e temperatura de aprisionamento do fluido na inclusão e conseqüentemente de formação de um determinado depósito mineral. Sendo assim, a temperatura de homogeneização total deve ser submetida a um fator de correção cuja magnitude pode atingir valores significativos (TOURET, 1977; ROEDDER & BODNAR, 1980).

O fator de correção para depósitos de baixa temperatura formados por soluções hipersalinas em porções não muito profundas da crosta são geralmente pouco expressivas (menor do que $25^{\circ}C$), mas o correspondente a depósitos de alta temperatura, contendo fluidos de baixa salinidade gerados à profundidades consideráveis (superiores a 10 km) podem requerer valores acima de $300^{\circ}C$ (ROEDDER, 1977a).

Na falta de parâmetros para a correção, a temperatura de homogeneização total apenas estabelece que um depósito mineral formou-se ao longo de uma isócora definida no espaço $P-T$. Porém se esta informação for combinada com outros geotermômetros ou geo-

barômetros independentes (por exemplo, paragênese mineral) é possível reproduzir as condições de P e T aproximadas de formação do depósito mineral.

Como exemplo pode-se citar os estudos de microtermometria e geoquímica de inclusões fluidas realizados no depósito de ouro de McIntire-Hollinger, da região de Timmins, Ontário, Canadá (SMITH et alii, 1984). Com base nos dados obtidos pelas temperaturas de fusão do CO_2 , gelo e clatratos dos diversos tipos de inclusões, além de sua análise por cromatografia de gases, foi possível caracterizar os fluidos mineralizantes como essencialmente aquosos, contendo de 3 à 24 moles% de CO_2 e quantidades insignificantes de CH_4 , N_2 e CO .

As condições de P e T da mineralização, por sua vez, foram obtidas através da relação entre as isócoras destes fluidos, a curva solvus do sistema $\text{H}_2\text{O}-\text{CO}_2$ e o campo de estabilidade da albita + clorita (assembléia mineral associada a esta mineralização aurífera) (Figura 10). A coexistência de clorita e albita na fácies xisto verde coloca como 470°C a temperatura máxima da mineralização e consequentemente define a pressão máxima correspondente de 1.8 à 2.9 kb pela intersecção das isócoras com o limite de estabilidade desta paragênese.

Enfoque similar é dado por GUHA et alii (1979) para a mineralização à Cu e Au em zona de cisalhamento do complexo Doré Lake, Chibougamau, Quebec, Canadá, onde a microtermometria de 400 inclusões fluidas secundárias demonstrou a existência de dois fluidos distintos e coexistentes: uma solução aquosa hipersalina (NaCl e CaCl_2 principalmente) e um fluido rico em metano (Figura 11). As estimativas de P e T relativas ao aprisionamento concomitante dos dois fluidos são simplesmente fornecidas pelas intersecções da isócora do CH_4 com as isócoras das soluções salinas. Este procedimento mostra vários estágios de evolução dos fluidos à 740 bares e 240°C , 600 bares e 170°C e 500 bares e 130°C .

FIGURA 10 - Diagrama P - T - profundidade mostrando a localização das isócoras de 25 e 28 cm³/mol, a curva do solvus para H₂O à 7 moles% CO₂ e o limite termal da estabilidade da albite + clorita. Depósito de ouro de McIntire - Hollinger, Jimmins, Ontário, Canadá (SMITH et alii, 1984).

FIGURA 11 - (A) Esquema dos principais tipos de inclusões fluidas localizadas ao longo de microfraturas em quartzo (Q). CP = calcopirita, Chl = clorita; (B) determinação da pressão usando o método da interseção de isócoras. Depósito de Cu-Au de Chibougamau, Complexo Doré Lake, Quebec. Canadá (GUHA et alii, 1979).

II.5. Características Gerais dos Fluidos Mineralizantes em Depósitos Auríferos

A maioria das mineralizações auríferas primárias formaram-se através de processos pelos quais o ouro foi dissolvido e transportado de sua fonte (geralmente desconhecida) através de fluidos quentes sob pressões variadas, dependendo do ambiente geológico (ROEDDER, 1982).

O entendimento destes processos de solução, transporte e precipitação que pode vir a contribuir sobremaneira no direcionamento de uma campanha exploratória reside também no conhecimento da natureza e características dos fluidos responsáveis pela mineralização.

Pelo menos algumas gerações de inclusões fluidas em minerais hospedeiros ou associados ao ouro devem provavelmente ser as representantes dos fluidos mineralizantes, cujo estudo poderia levar à caracterização de seus principais parâmetros físico-químicos e dos fatores controladores da deposição deste metal.

No entanto, apesar da importância já demonstrada do estudo das inclusões fluidas, a interpretação de seus dados estarão sempre sujeitos a essa séria limitação, ou seja, a falta de evidências de que as inclusões estudadas sejam realmente representativas dos fluidos mineralizantes.

Em alguns estudos de depósitos minerais as inclusões têm sido encontradas nos próprios minerais de minério, como no caso da esfarelita, não havendo portanto nenhuma ambiguidade em considerá-las como primárias e representando certamente amostras originais dos fluidos mineralizantes (ROEDDER, 1977 b).

Os cristais de quartzo da grande maioria de veios auríferos contêm um número expressivo de inclusões secundárias e dificilmente inclusões primárias são reconhecidas. Embora evidências petrográficas sugiram que o ouro foi introduzido em vários está-

gios posteriores à cristalização do quartzo, a correlação entre inclusões secundárias e fluidos mineralizantes é muito complexa, principalmente para aquelas rochas hospedeiras afetadas por vários estágios de recristalização durante os períodos tectono-metamórficos (ROEDDER, 1982).

Além disso, muitos depósitos de ouro são caracterizados por uma assembléia mineralógica polimetálica complexa, geralmente formada por uma sucessão de estágios, um dos quais relaciona dos à deposição do ouro.

Estudos de inclusões fluidas em depósitos de ouro de diversos ambientes geológicos (Tabela 1) têm demonstrado que fluidos responsáveis pelos veios epitermais de Au-Ag e Au-Ag-Pb-Zn, de idade Mesozóica/Cenozóica, vinculados a intrusivas de baixa profundidade e sistemas geotermiais ativos, são eminentemente aquosos, indicam temperaturas menores que 300°C, salinidades variando de 0 a acima de 13 eq.% NaCl e conteúdo em CO₂, quando presente, geralmente abaixo de 2 molal (ROEDDER, 1982 e HEDENQUIST & HENLEY, 1985).

Os fluidos responsáveis pelas mineralizações auríferas em terrenos vulcano-sedimentares arqueanos, por sua vez, também são soluções aquosas pouco salinas (< 5 eq.% NaCl), porém indicam intervalos de temperatura entre 280° e 500°C e quantidades significativas de CO₂, ou seja, geralmente acima de 25 moles% (PHILLIPS & GROVES, 1983). Nestes terrenos ainda deve-se incluir o ouro associado aos depósitos de sulfetos maciços de metais bases, cujas soluções mineralizantes se caracterizam por serem eminentemente aquosas, com pouco ou nenhum CO₂, de salinidade próxima a da água do mar (~3.5 eq.% NaCl) e temperaturas entre 240° e 320°C (KERRICH & HODDER, 1980).

Por outro lado, nos depósitos de cobre porfiríticos onde o ouro às vezes é extraído como subproduto (por exemplo, Bingham, Utah e Panguna - Nova Guiné), os fluidos mineralizantes são salmouras hipersalinas (40 a > 60 eq.% NaCl) apresentam temperaturas muito altas, isto é, entre 600 a 800°C, uma íntima filiação magmática (ROEDDER, 1984).

TABELA 1 - CARACTERÍSTICAS DOS FLUIDOS MINERALIZANTES OBTIDOS PELO ESTUDO DE INCLUSÕES FLUIDAS EM DIFERENTES DEPÓSITOS DE OURO. (HEDENQUIST & HENLEY, 1986; ROEDDER, 1984; PHILLIPS & GROVES, 1983 e SMITH et alii, 1984).

Depósitos do ouro e metais base epitermais de idade mesozóica/cenozóica associados especialmente à intrusões de baixa profundidade				
Depósito/Distrito	Vocação Metálica	T _h (°C) (média)	Salinidade(eq.-% NaCl)	Conteúdo Relativo em CO ₂
U.S.A.				
Aurora (Nevada)	Au	227-255 (246)	0.2-1.7 (0.8)	nulo
Copper Canyon (Nevada)	Au	230-330 (280)	0.3-3.3 (7.9)	nulo
Jefferson (Nevada)	Au	255	0.8	nulo
Tenmile (Nevada)	Au	245-330 (280)	0.4-2.1 (1.4)	nulo
Round Mountain (Nevada)	Au	250-260 (255)	0.2-1.4 (0.7)	nulo
Manhattan (Nevada)	Au	200-235 (218)	0.3-1.9 (0.57)	nulo
Rochester (Nevada)	Au-Ag	270-310 (300)	2.0-8.0 (6.0)	nulo
Tonopah (Nevada)	Au-Ag	140-290 (250)	0.0-2.6 (1.0)	nulo
Carlin (Nevada)	Au-Ag	350-152	2.0-5.0	nulo
Bodie (Califórnia)	Au-Ag	215-245	0.3	nulo
Creede (Colorado)	Au-Pb-Zn	185-268	1.1-13.4	baixo (0.06-0.44 molal)
Idarado (Colorado)	Zn-Pb-Au-Ag	250-315 (285)	0.1-7.9 (1.05)	nulo
Ute-Ulay (Colorado)	Zn-Pb-Au-Ag	165-385	0.0-12.4	nulo
Sunnyside, Eureka (Colorado)	Zn-Pb-Au-Ag	170-325	0.0-3.6	baixo (0.009-1.09 molal)
MÉXICO				
Tayoltita	Ag-Au	250-290 (260)	< 2.9	baixo (0.03-0.19 molal; média = 0.10 molal)
Guanajuato	Ag-Au-Zn-Pb	225-280 (230)	1.5	nulo
Pachuca	Ag-Au-Zn-Pb	180-280 (240)	0.4-4.7 (1.0)	nulo
PERU				
Finlândia, Colqui	Pb-Zn-Ag-Au	180-290	0.0-1.1	baixo (0.05-0.24 molal)
JAPÃO				
Chitose	Au-Ag	220-280 (260)	0.0-3.6 (1.0)	baixo (0.11 molal)

(Continuação Tabela 1.)

Depósito Distrito	Vocação Metálica	T _h (°C) (média)	Salinidade (eq.% NaCl)	Conteúdo Relativo em CO ₂
JAPÃO				
Kanizawa	Au-Ag	200-250	0.8-2.3	nulo
Oguchi	Au-Ag	150-190	0.0-1.7 (0.5)	nulo
Sado	Au-Ag	200-260	1.0-3.0	nulo
Seigoshi	Au-Ag	210-248	0.0-2.5 (1.3)	baixo (0.06 molal)
Taishu	Zn-Pb-Au	250-300	8.0-16.5	baixo (0.61-2.22 molal)
FILIPINAS				
Acupan, Baguio	Au	260-300 (275)	0.4-3.2 (1.9)	baixo (0.04-0.41 molal; média = 0.19 molal)
Antamok, Baguio	Au	200-310	0.25-7.6	baixo (0.04-0.1 molal)
NOVA ZELÂNDIA				
Maramoto	Au-Ag	225-300 (260)	0.0-3.5 (0.93)	baixo (0.05-0.33 molal; média = 0.18 molal)
Neavesville	Au-Ag	220-260	0.2-1.5 (0.7)	baixo (0.2 molal)
FIJI				
Emperor	Au-Ag-Ieluretos	200-300	4.7-7.1 (5.5)	nulo
Sistemas Geotermiais Ativos				
NOVA ZELÂNDIA				
Broadlands-Ohaaki, Nganha Kawerau, Waiotapu, Wairakei	Au-Ag	197-290	0.1-0.2	baixo (0.01-0.5 molal)
Depósitos de ouro e metais base em terrenos vulcano-sedimentares arqueanos				
AUSTRÁLIA				
Mt. Charlotte	Au	350-400	< 4.0	alto

(Continuação Tabela 1)

Depósito/Distrito	Vocação Metálica	Th(°C) (média)	Salinidade (eq.% NaCl)	Conteúdo Relativo em CO ₂
AUSTRÁLIA				
Hunt	Au	280-340	< 3.0	alto
Red Hill	Au	330-400	< 3.0	alto
Kanowna Main Reef	Au	320-415	< 2.0	alto
Morning Star	Au	400	< 2.0	alto
Water Tank Hill	Au	370- 600°C	< 2.0	alto
CANADÁ				
McIntire-Hollinger	Au	400-470	< 5.0	variável (3.0-24.0 moles%)
Doyon Mine	Au	?	< 5.0	alto (~ 30.0 moles%)
Noranda	Zn-Cu-Pb-Au-Ag	240-320	~ 3.6	nulo
Depósitos de Cu - Mo - Sn (Au)				
U.S.A				
Bingham (Utah)	Cu-Mo	600	60	presente (?)
Henderson (Colorado)	Mo	500-650	65	nulo
NOVA GUINÉ				
Panguna	Cu	800	76	nulo
PERU				
Cerro verde	Cu	450	muito alta	presente (?)

CAPÍTULO III

MICROTERMOMETRIA E ESPECTROSCOPIA RAMAN DE INCLUSÕES FLUIDAS DAS HOSPEDEIRAS DAS MINERALIZAÇÕES AURÍFERAS DA MINA FAZENDA BRASILEIRO

CAPÍTULO III

MICROTERMOMETRIA E ESPECTROSCOPIA RAMAN DE INCLUSÕES FLUIDAS DAS HOSPEDEIRAS DAS MINERALIZAÇÕES AURÍFERAS DA MINA FAZENDA BRASILEIRO

III.1. Objetivos

A realização do presente trabalho esteve direcionada no sentido de atingir os seguintes objetivos no que se refere a área em questão:

1. Consolidação dos conhecimentos do autor na técnica do estudo de inclusões fluidas, sua utilização como uma ferramenta na compreensão de vários aspectos físico-químicos da gênese de depósitos minerais, assim como sua aplicação na exploração mineral.

2. Determinar as características dos fluidos mineralizantes no que se refere a sua composição, salinidade e densidade, assim como identificar possíveis "trends" evolutivos.

3. Com base nos resultados obtidos, juntamente com dados de trabalhos de cunho experimental disponíveis na literatura, discutir sobre as formas (complexos ligantes) pelas quais o ouro deve ter sido transportado.

4. Através das isócoras representativas de cada tipo de fluido e suas relações com os dados paragenéticos de trabalhos anteriores estimar os intervalos de pressão e temperatura dos estágios mineralizantes assim como avaliar a natureza dos fluidos envolvidos.

5. Reconhecimento dos processos e parâmetros físico-químicos que levaram à deposição do ouro em concentrações econômicas e adequação do depósito a modelos genéticos existentes.

6. Comparar os resultados deste estudo com os obtidos em outras mineralizações auríferas similares em "greenstone

belts" (Austrália e Canadá, principalmente), procurando adicionar mais subsídios ao quadro das características dos fluidos de vocação aurífera arqueanos.

III.2. Metodologia

Os trabalhos de pesquisa propostos para a Mina Fazenda Brasileiro iniciaram-se com uma fase de campo durante a qual foram realizados alguns perfis geológicos representativos para o reconhecimento da geologia regional e local, visando respectivamente o "Greenstone Belt" do Rio Itapicuru e as rochas encaixantes do depósito de ouro.

Posteriormente, os trabalhos concentraram-se ao longo da galeria principal da mina onde foram coletadas de forma sistemática várias amostras de rochas hospedeiras da mineralização, assim como algumas amostras estéreis para fins comparativos.

Numa segunda fase, agora em laboratório, as amostras coletadas foram submetidas a um estudo petrográfico em seções delgadas e polidas, visando a identificação das paragêneses minerais, além do reconhecimento preliminar da natureza geral das inclusões fluidas presentes.

A terceira e mais extensiva fase dos trabalhos compreendeu (1) o estudo tipológico e microtermométrico de centenas de inclusões fluidas das amostras mineralizantes e estéreis; (2) tratamento estatístico dos dados microtermométricos para a caracterização de populações dos fluidos presentes; (3) estudo de espectroscopia Raman em inclusões previamente selecionadas e; (4) interpretação dos resultados com base em dados experimentais disponíveis na literatura para sistemas fluidos simples, binários e ternários. Para esta fase analítica o autor utilizou a infraestrutura do INSTITUUT VOOR AARDWETENSCHAPPEN, VRIJE UNIVERSITEIT, em Amsterdam (Holanda), com a supervisão do Professor Dr. Jacques Touret.

As inclusões fluidas foram estudadas através de um microscópio petrográfico normal equipado com um aparelho de microtermometria do tipo CHAIXMECA descrito por POTY et alii, 1976. A calibração de instrumento foi obtida através de inclusões trifásicas (H_2O líquido, CO_2 líquido e CO_2 gás) com ponto de fusão de CO_2 previamente conhecido ($T_f CO_2 = -56.6^\circ C$) e diversas substâncias inorgânicas. As inclusões fluidas trifásicas padrões foram úteis para a calibração das medidas utilizadas à baixas temperaturas, ao passo que as substâncias inorgânicas corrigiram as de altas temperaturas.

Este procedimento de calibração do aparelho de microtermometria demonstrou que a precisão média das temperaturas registradas nos intervalos de baixa e alta temperatura encontravam-se ao redor de ± 0.2 e $\pm 0.5^\circ C$ respectivamente.

A microsonda Raman utilizada foi do tipo DILOR MICRO-DIL INSTRUMENTS descrita por DHAMELIN COURT et alii, 1979. As análises se concentraram somente na fase carbônica das inclusões fluidas devido a vários fatores limitantes: (1) os principais íons da fase aquosa das inclusões, tais como, Na^+ , K^+ , Mg^{+2} , Ca^{+2} , Cl^- , etc produzem efeitos espectrais relativamente fracos; (2) a água, por sua vez, fornece espectros muito largos que podem ser confundidos com o próprio "background"; (3) a identificação de fases sólidas foi prejudicada pela falta de padrões adequados.

A precisão dos resultados foi estimada da ordem de 10 a 20%, mesmo considerando as incertezas envolvidas na escolha da separação entre "background" e base das seções espectrais.

Tanto para a microtermometria como para a microsonda Raman foram utilizadas lâminas bipolidas de 0.5 mm de espessura não montadas em lamínulas, a partir das quais pequenos fragmentos (~ 1 cm x 1 cm x 1 cm) foram selecionadas para a realização de ambos os tipos de análises.

III.3. Petrografia das Rochas Hospedeiras

Ao longo da galeria principal da mina, onde pode-se identificar os litotipos mais representativos da Sequência Fazenda Brasileiro, coletou-se as seguintes hospedeiras das mineralizações auríferas: (1) rocha constituída por quartzo e feldspato, intensamente cataclasada e rica em sulfetos, denominada de brecha quartzo-feldspática (GDIV); (2) veio de quartzo com arsenopirita e pirita (SB80II) e; (3) veio de quartzo maciço (SB80I).

A brecha quartzo-feldspática (GDIV) nas suas porções menos tectonizadas é composta predominantemente por quartzo (50%) e plagioclásio (40%), com quantidades subordinadas de carbonato (10%). Apresenta textura granolepidoblástica como quartzo mostrando o aparecimento de subgrãos, bordas suturadas e extinção ondulante conspicua. O plagioclásio (albita-oligoclásio), por sua vez, ocorre em grãos sub-idiomórficos de dimensões variadas e comumente apresenta suas lamelas de geminação bem deformadas, acompanhando forte extinção ondulante (Figura 12 A).

As porções cataclasadas a mineralogia é representada por sulfetos, notadamente arsenopirita (30%), quartzo de granulação muito fina (25%), plagioclásio, (albita-oligoclásio - 25%), epidoto (15%) e secundariamente carbonato, sericita e clorita (5%) (Figura 12 B).

Além da arsenopirita, entre os sulfetos ainda ocorrem ilmenita, pirrotita e quantidades subordinadas de calcopirita, pirita, magnetita e ouro.

A arsenopirita ocorre como cristais idiomórficos a sub-idiomórficos podendo atingir dimensões de até alguns poucos centímetros, sendo substituída ao longo de suas fraturas pela esquilodita ($\text{Fe, AsO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$), um produto típico de sua oxidação (Foto 3).

A ilmenita geralmente encontra-se em vários estágios de alteração para rutilo, ocorrendo tipicamente como cristais esqueléticos, em forma de ripas ou mesmo como inclusões em arsenopi-

A.

ALBITA / OLIGOCLÁSIO COM
LAMELAS DE GEMINAÇÃO
DEFORMADAS

QUARTZO

0.5 mm

ASSEMBLÉIA MINERAL II

B.

ARSENOPIRITA

QUARTZO

EPIDOTO

ALBITA / OLIGOCLÁSIO

0.5 mm

FIGURA 12 - Aspectos texturais e paragenéticos das porções não catacladasas (A) e as intensamente catacladasas com sulfetos disseminados (B) da brecha quartzo-feldspática (GDIV).

FOTO 3. Aspecto textural típico da brecha quartzo-feldspática (GDIV) com cristais de quartzo intensamente cataclasados e exibindo extinção ondulante conspícua. Notar no canto esquerdo superior a presença de arsenopirita totalmente oxidada para escorodita (Sc).

FOTO 4. A principal paragéneses de minério da brecha quartzo-feldspática é dominada por arsenopirita (Aspy) e pseudorutilo (Psr). Nesta amostra a arsenopirita se encontra intensamente alterada para escorodita e a ilmenita para pseudorutilo que ocorre como cristais esqueléticos ou em forma de ripas. A matrix é composta essencialmente por quartzo (qtz).

rita (Foto 4). Este óxido de ferro e titânio foi submetido à análise por microsonda eletrônica que forneceu os seguintes resultados: $\text{TiO}_2 = 58.3\%$; $\text{FeO} = 38.7\%$; $\text{MnO} = 0.7\%$ e $\text{MgO} = 0.1\%$. Sua fórmula estrutural pode ser dada por $\text{Fe}_3\text{Ti}_4\text{O}_{12}$ ou quando Fe^{+3} está presente por $\text{Fe}_2^{+3}\text{Ti}_4\text{O}_{12}$, podendo ser classificado como ilmeno-rutilo ou pseudo-rutilo (COUTINHO, comunicação pessoal).

Pirrotita e mais raramente calcopirita ocorrem invariavelmente como inclusões minúsculas na arsenopirita, ao passo que a pirita e magnetita, embora em quantidades muito subordinadas, aparecem como cristais individuais.

O ouro é encontrado no seu estado nativo como inclusões, ao longo de microfraturas na arsenopirita ou mesmo associado aos silicatos das rochas, notadamente o quartzo (Foto 5). Uma única análise pela microsonda eletrônica revelou uma composição de 91.2% de Au e 8.8% de Ag, ou seja, uma razão Ag/Au em torno de 0.01.

O veio de quartzo rico em sulfetos (SB80II) é caracterizado pela seguinte constituição mineralógica: quartzo (75%), plagioclásio (15%), carbonato (8%) e quantidades subordinadas de clorita e biotita (2%). A granulometria conferida pelos cristais de quartzo e plagioclásio varia de muito fina ($< 0.1 \text{ mm}$) a muito grosseira (1 a 3 mm). Os carbonatos e a clorita ocorrem tanto intersticialmente como preenchendo fraturas.

A paragênese de minério é dominada por arsenopirita (80%), pseudo-rutilo (15%), pirita (5%), calcopirita, pirrotita e magnetita em quantidades pouco significativas ($< 5\%$). A pirrotita e calcopirita normalmente encontram-se como minúsculas inclusões em arsenopirita e pirita, enquanto que o ouro no estado nativo pode ser reconhecido tanto como inclusões como ao longo de fraturas nestes dois minerais.

O veio de quartzo classificado como maciço (SB80I) se compõe de uma mineralogia extremamente simples, ou seja, predominantemente quartzo com algum carbonato intersticial, sendo total-

A.

B.

FOTO 5. Formas de ocorrência do ouro nas amostras investigadas: (A) inclusões em cristais de arsenopirita (Aspy); (B) cristais individuais associados com os silicatos da matrix, notadamente quartzo (qtz), chl = clorita.

mente destituída de sulfetos embora possua altos teores em ouro.

Finalmente, as duas amostras (T80/100 e T/80/83E) coletadas na parte estéril do depósito para fins comparativos também são veios constituídos predominantemente por quartzo, mas de diferentes gerações uma vez que apresentam diferentes atitudes e texturas contrastantes.

III.4. Classificação e Descrição dos Principais Tipos de Inclusões Fluidas

As inclusões fluidas selecionadas a partir das hospedeiras da mineralização aurífera (brecha quartzo-feldspática), veio de quartzo rico em arsenopirita e pirita e veio de quartzo maciço) e veios de quartzo estéreis do depósito de ouro da Fazenda Brasileiro foram classificadas em 06 (seis) tipos distintos (Tabela 3):

Tipo A: inclusões monofásicas compostas principalmente por CO_2 e outros componentes dissolvidos em quantidades subordinadas. Podem ser classificadas como inclusões monofásicas carbônicas.

Tipo B: são inclusões bifásicas compostas por uma fase aquosa e outra rica em CO_2 . Embora haja uma certa variação, a maioria das inclusões mostram uma predominância de sua fase carbônica ($V_{\text{CO}_2}/V_t > 0,70$). Estas inclusões fluidas são classificadas como aquo-carbônicas.

Tipo C: apresentam uma fase não aquosa rica em CO_2 , vários sólidos sólidos de natureza desconhecida e uma fase aquosa pobremente desenvolvida. Classificam-se como inclusões carbônicas multifásicas.

Tipos D e E: são inclusões fluidas também bifásicas, mas eminentemente aquosas. O tipo D caracteriza-se por possuir a fase aquosa mais desenvolvida, mostrando uma razão média

PRANCHA I

PRANCHA I

1. Abundância de inclusões monofásicas carbônicas (tipo A) e aquo-carbônicas (tipo B) no interior de um cristal de quartzo da brecha quartzo-feldspática (GDIV). escala = 10 μ m.
2. Coexistência de inclusões carbônicas (tipo A) e aquo-carbônicas (tipo B) em grupo isolado no interior de um cristal de quartzo da brecha quartzo-feldspática (GDIV). Notar a presença de inclusões aquosas ao longo de microfratura cicatrizada sugerindo uma origem secundária. escala = 10 μ m.
3. Inclusão monofásica carbônica (tipo A) isolada no interior de um cristal de quartzo com formato de cristal negativo. Sua tonalidade escura é devido às intensas reflexões internas da inclusão. Notar que o contorno do cristal de quartzo pode ser delimitado acompanhando as inclusões que decoram suas bordas. Veio de quartzo com arsenopirita e pirita (SB80II). escala = 10 μ m.
4. Inclusões monofásicas carbônicas (tipo A) de formato irregulares. Ocorrem principalmente ao longo das bordas dos cristais de quartzo. Brecha quartzo-feldspática (GDIV). escala = 10 μ m.
5. Grupos isolados de inclusões aquo-carbônicas (tipo B) em quartzo. Algumas portam um cristal de halita (H) e uma, em particular, um mineral opaco (op.), provavelmente sulfeto. Brecha quartzo-feldspática (GDIV). escala = 20 μ m.
6. Inclusão monofásica carbônica (tipo A) isolada em quartzo. Veio de quartzo com arsenopirita e pirita (SB80II). escala = 20 μ m.
- 7, 8 e 9. Inclusões aquo-carbônicas (Tipo B) com fase vapor predominante. Linha tracejada = limites do cristal de quartzo. Veio de quartzo com arsenopirita e pirita (SB80II). escala = 20 μ m.

PRANCHA II

PRANCHA II

10. Grupo isolado de inclusões aquo-carbônicas (tipo B) em quartzo da brecha quartzo-feldspática (GDIV). H = halita. escala = 20 μ m.
11. Inclusão aquo-carbônica (tipo B) com fase carbônica predominante, isolada em quartzo. Veio de quartzo com arsenopirita e pirita (SB80II). Linha tracejada = limites do cristal de quartzo. escala = 20 μ m.
12. Inclusão aquo-carbônicas (tipo B) isolada com um grande cristal de halita (H), possivelmente aprisionado acidentalmente com o fluido da inclusão. Veio de quartzo maciço (SB80I). escala = 20 μ m.
13. Inclusão carbônica multifásica (tipo C) isolada em cristal de quartzo. Veio de quartzo com arsenopirita e pirita. escala = 20 μ m.
14. Detalhe da inclusão do tipo C anterior. Veio de quartzo com arsenopirita e pirita. escala = 20 μ m.
- 15-17. Inclusões carbônicas multifásicas (tipo C) isoladas em cristal de quartzo. O número de sólidos S é variável e sua natureza ainda é desconhecida. Na maioria dos casos a fase carbônica (G) é reconhecida ao passo que a aquosa é ausente ou pobremente desenvolvida. Veio de quartzo com arsenopirita e pirita (SB80II). escala = 20 μ m.
- 16-18. Fase carbônica líquida aprisionada em irregularidades do quartzo (S). Veio de quartzo com arsenopirita e pirita (SB80II). escala = 20 μ m.

PRANCHA III

PRANCHA III

- 19-20. Inclusões aquosas de baixa salinidade, isoladas em quartzo, com fase líquida (tipo D) e vapor (tipo E) predominante respectivamente. Veio de quartzo maciço (SB80I). escala = 10 μ m.
21. Inclusões aquosas tardias ao longo de microfratura cicatrizadas. Veio de quartzo maciço (SB80I). escala = 10 μ m.
- 22, 23 e 24. Inclusões aquosas tardias em microfratura cicatrizada. Observar que algumas inclusões contêm cubops de halita (H) de dimensões variadas e a grande variação do volume da fase vapor em relação ao volume da inclusão. Tais evidências fornecem indicações de que tais inclusões devem ter sofrido o fenômeno estrangulamento ("necking-down"). Brecha quartzo-feldspática (GDIV). escala = 20 μ m.

PRANCHA IV

PRANCHA IV

24. Inclusões monofásicas carbônicas ao longo de microfraturas cicatrizadas que não ultrapassam os limites do cristal de quartzo (pseudosecundárias verdadeiras?). Veio de quartzo estéril em meta-pelitos (T80/100). escala = 10 μm .
26. Grupo isolado de inclusões compostas de $\text{H}_2\text{O}-\text{N}_2-\text{CH}_4$ (tipo F) entre trilhas de inclusões monofásicas carbônicas. Veio de quartzo em meta-pelitos (T80/100). escala = 25 μm .
- 27, 28 e 29. Detalhe das inclusões do tipo F. Caracterizam-se pelo desenvolvimento da fase gasosa e sempre coexistem com inclusões aquosas de baixa salinidade (tipo D) que podem ser reconhecidas pela predominância da fase líquida sobre a fase vapor. Veio de quartzo estéril em meta-pelitos (T80/100). escala = 25 μm .
30. Detalhe das inclusões aquosas de baixa salinidade (tipo D) coexistentes com as compostas por $\text{H}_2\text{O}-\text{N}_2-\text{CH}_4$ (tipo F). escala = 25 μm .

$V_{H_2Og}/V_t \leq 0,30$, ao passo que no tipo E a predominância da fase vapor é notória ($> 0,70$).

Ambos os tipos podem ser denominados de inclusões aquosas de baixa salinidade.

Tipo F: consistem-se de uma fase aquosa e uma gasosa muito desenvolvida que ocupa 50 à 90% do volume total da inclusão. Esta fase gasosa constitui-se de uma mistura de CH_4 e N_2 .

III.4.1. Inclusões Monofásicas Carbônicas (Tipo A) e Aquo-Carbônicas (Tipo B)

As inclusões do tipo A e B são de longe as mais abundantes em todas as amostras investigadas da parte mineralizada e estéril do depósito, sendo agrupadas no mesmo item por causa de seu modo de ocorrência comum e coexistência em vários conjuntos de inclusões (PRANCHA I: 1-2).

Dentre os dois tipos, as monofásicas carbônicas são predominantes e localizam-se em grandes grupos sem orientação planar discernível no interior dos cristais de quartzo das amostras mineralizadas, assim como ao longo de microfraturas cicatrizadas nos veios de quartzo estéreis da encaixante (PRANCHA I: 1 e PRANCHA IV: 24).

As inclusões do tipo B são encontradas coexistindo com as do tipo A, mas também ocorrem isoladas ou formam grupos no interior dos cristais de quartzo (PRANCHA I ; PRANCHA II: 10-12).

Ambos os tipos apresentam dimensões de 5 à 20 μm e em termos de formato mostram tanto contornos de cristal negativo (poligonal ou em diamante) como contornos totalmente irregulares (PRANCHA I: 3-4).

A presença de alguns minerais nestas inclusões não é comum, mas quando presentes fornecem fortes evidências de não terem se cristalizado a

partir dos fluidos que foram originalmente aprisionados, não podendo portanto serem classificados como verdadeiros minerais de saturação. Dessa forma, torna-se bem provável que estes minerais tenham sido capturados acidentalmente nas inclusões, uma vez que se constituem em feições esporádicas, não possuem razões volumétricas constantes e não se dissolvem quando submetidas a altas temperaturas, critérios estes fundamentais na caracterização de verdadeiros minerais de saturação (ROEDDER, 1984).

A maioria destas fases sólidas são minerais transparentes e de natureza desconhecida, uma vez que não foi possível identificá-las devido às dificuldades de reconhecimento de suas propriedades óticas.

Além disso, tanto em inclusões do tipo A como do tipo B, são encontrados minerais opacos, sendo os sulfetos considerados os candidatos mais prováveis, uma vez que a paragénese de minério é denominada por arsenopirita, pirita, pirrotita, calcopirita, etc. (PRANCHA I: 5).

III.4.2. Inclusões Carbônicas Multifásicas (Tipo C)

Estas inclusões fluidas apresentam-se em quantidades muito subordinadas e caracterizam-se pela presença de uma fase não-aquosa rica em CO_2 e sólidos que preenchem praticamente toda a sua cavidade, de tal forma que a fase aquosa, quando presente, ocorre apenas como pequenos filetes (PRANCHA II:15-17).

Em grande parte dos casos, o número e o tamanho destes sólidos minerais fazem com que a fase carbônica fique pressionada contra as paredes da inclusão onde sofre deformações (PRANCHA I: Fotos 15 a 17).

Algumas vezes nota-se que a fase carbônica está aprisionada em irregularidades do próprio quartzo, dando a impressão que a inclusão em si tenha aprisionado algum sólido mineral já e-

xistente (PRANCHA II: 16 e 18).

Em termos de modo de ocorrência, restringem-se aos veios de quartzo mineralizados do depósito onde podem ser encontrados como inclusões isoladas ou juntamente com as inclusões do tipo A e B, mostrando formatos regulares de cristal negativo e dimensões médias de 20 μm .

III.4.3. Inclusões Aquosas de Baixa Salinidade (Tipos D e E)

Inclusões bifásicas aquosas de fase líquida desenvolvida (tipo D) encontram-se presentes em todas as amostras estudadas, tanto mineralizadas ou estéreis, possivelmente representando fluidos de gerações mais tardias da evolução do depósito de ouro.

Estes fluidos tardios mostram dois modos principais de ocorrência: (1) em grupos com arranjos planares; (2) ao longo de microfraturas cicatrizadas formando trilhas de inclusões orientadas (PRANCHA III: 21).

Embora deva haver diversas gerações destes fluidos tardios, torna-se difícil o estabelecimento de uma determinada cronologia relativa pois os cristais de quartzo apresentam-se sempre intensamente recortados por microfraturas preenchidas por inclusões aquosas.

Especialmente no caso do veio de quartzo maciço (SB80I) as inclusões do tipo D podem ocorrer isoladas ou mesmo ser coexistentes com as do tipo E, que são aquosas com fase vapor predominante, no interior dos cristais de quartzo, formando aglomerados bem distintos dos grupos de inclusões carbônicas e aquo-carbônicas (PRANCHA III: 19-20).

A coexistência destes dois tipos de inclusões aquosas torna-se também evidente ao longo de microfraturas encontradas

no veio de quartzo maciço e em pequenos veios quartzo-carbonáticos alojados na brecha quartzo-feldspática. Nas inclusões fluidas destes últimos, cristais de halita foram identificados principalmente pelo seu hábito cúbico, índice de refração próximo ou menor do que o do quartzo, ausência de pleocroísmo e isotropia (PRANCHA III: 22-25).

III.4.4. Inclusões Compostas por $H_2O-CH_4-N_2$ (Tipo F)

Estas inclusões encontram-se restritas a um veio de quartzo (T80/100) estéril encaixado em metapelitos que se caracterizam como uma das encaixantes da mineralização aurífera.

Quando presentes, elas formam grupos isolados distintos que ocorrem entre trilhas de inclusões carbônicas tardias (talvez pseudo-secundárias) (PRANCHA IV: Fotos 26-29).

Seu tamanho expressivo (20-25 μm) em relação às inclusões adjacentes, o formato irregular ou de cristal negativo e a predominância da fase não aquosa ($V_g/V_t = 0,50$ à $0,90$) constituem-se nas suas feições principais (PRANCHA IV: 27-29).

Em diversos casos a fase aquosa só é reconhecida quando a cavidade destas inclusões apresentam reentrâncias que são preenchidas por pequenos filetes de H_2O (PRANCHA IV: 29).

Em resumo, uma visão mais geral das principais características das inclusões representativas responsáveis pela mineralização aurífera da Fazenda Brasileiro, assim como de alguns veios de quartzo estéreis em rochas encaixantes pode ser observada na Tabela 2.

	Tipos de Inclusões	Morfologia	Modo de Ocorrência	Microtermometria (α)					
				TfCO ₂	Tfg	TfCl	ThCO ₂	Th	Td
	<p>- cristais negativos com formatos poligonais ou em diamante.</p> <p>- 10-20 μm</p>	<p>São numerosas no interior de cristais de quartzo onde ocorrem em grandes grupos sem arranjos planares.</p>	-60.3			-18		
				a	--	--	a	--	--
	<p>Lipo A</p>	<p>- cristais negativos com formatos poligonais, ovais ou em diamante.</p> <p>- 10-15 μm</p>	<p>Ocorrem ao longo de microfraturas que não ultrapassam os limites dos cristais de quartzo. Não são pseudo-secundárias verdadeiras.</p>	-58.1			-23		
				a	--	--	a	--	--
	<p>- cristais negativos de formatos principalmente poligonais</p> <p>- 10-20 μm</p>	<p>Ocorrem em pequenos grupos isolados no interior de cristais de quartzo.</p>	-59.1		7.6	-15	390	280
				a		a	a	a	a
	<p>Lipo B</p>	<p>- cristais negativos de formatos poligonais</p> <p>- 10-20 μm</p>	<p>Apresentam-se principalmente como inclusões isoladas no interior de cristais de quartzo.</p>	-57.4		15	18	400	380
				a		a	a	a	a
				-59.0		7.8	10	250	
				a		a	a	a	
				56.1	--	9.0	25	300	--

	Tipos de Inclusões	Morfologia	Modo de Ocorrência	Microtermometria (°C)					
				TfCO ₂	Tfg	TfCl	ThCO ₂	Th	Td
Tipo C		<ul style="list-style-type: none"> - Geralmente são inclusões cujos formatos são bem regulares, isto é, de cristal negativo. - $\geq 20 \mu m$ 	Ocorrem de forma isolada no interior de cristais de quartzo	Dados insuficientes	--	--	Dados insuficientes	--	--
	<ul style="list-style-type: none"> - A morfologia é extremamente variável. - $\leq 10 \mu m$ 	- Claramente associam-se à microfraturas cicatrizadas.	--	~ 0	--	--	100 a 120	--
	<ul style="list-style-type: none"> - A morfologia é extremamente variável - 10-15 μm 	- Geralmente em grupos isolados coexistentes com grupos de inclusões do Tipo B.	--	~ 0	--	--	150 a 400	--
	<ul style="list-style-type: none"> - A maioria mostram contornos bem definidos de cristal negativo. - 10-20 μm 	- Encontram-se ao longo de microfraturas cicatrizadas.	--	~ 0	--	--	--	--
Tipo F		<ul style="list-style-type: none"> - Contornos de cristal negativo como também formatos irregulares. - 10-25 μm 	Não são muito comuns e ocorrem em grupos isolados entre trilha de inclusões do Tipo A.	--	--	--	--	340 a 400	--

III.5. Microtermometria e Espectroscopia Raman

III.5.1. Critérios Utilizados na Seleção de Inclusões Fluidas

As descrições dos principais tipos de inclusões fluidas permitiram integrar uma série de características fundamentais na seleção daquelas mais representativas dos fluidos mineralizantes para serem submetidas ao estudo de microtermometria:

1. Modo de ocorrência: apenas inclusões isoladas ou mesmo em grupos isolados no interior de cristais de quartzo foram consideradas como confiáveis;

2. Nenhuma evidência de perda de fluidos ("leakage") ou do fenômeno do estrangulamento ("necking down");

3. Possível relação com a mineralização aurífera. Este critério é considerado como fundamental neste estudo, pois embora as inclusões fluidas sejam as únicas amostras preservadas das fases fluidas que interagiram com as unidades vulcano-sedimentares da Sequência Fazenda Brasileiro do "Greenstone Belt" do Rio Itapicuru durante a sua evolução tectono-metamórfica, a sua relação direta com os fluidos mineralizantes não é de fácil definição.

Segundo ROEDDER (1980), na identificação e caracterização dos fluidos mineralizantes vários fatores limitantes devem ser considerados:

1. Escassez de inclusões primárias em quartzo;

2. Grande abundância em inclusões de origem secundária, geralmente ao longo de microfraturas cicatrizadas;

3. O simples reconhecimento de várias gerações de inclusões fluidas, sejam elas primárias ou secundárias, não revela por si só quais os responsáveis pelo transporte e deposição do ouro. Outras feições podem vir a ser complementares no estabelecimento de uma aproximação relativa quanto à natureza dos fluidos mineralizantes, tais como reconhecimento de inclusões fluidas nos minerais de minério, ouro no interior das inclusões fluidas, ou

mesmo ao longo de microfraturas ricas em inclusões de origem secundária, etc.

O caráter primário das inclusões fluidas carbônicas e aquo-carbônicas consideradas como representantes dos fluidos mineralizantes neste presente estudo é de difícil avaliação devido à impossibilidade de dimensionar as possíveis transformações por elas sofridas durante períodos de fraturamentos e recristalização do quartzo das rochas hospedeiras.

Uma evidência complementar que tais transformações devem ter ocorrido pode ser observada no modo pelo qual as inclusões fluidas se distribuem no mineral hospedeiro.

As inclusões fluidas com formatos regulares, isto é, de cristal negativo, geralmente situam-se em grupos isolados confinados no interior dos cristais de quartzo, ao passo que as de formato irregular apenas são encontradas ao longo de suas bordas (PRANCHA I: 4-5).

Esta feição indica claramente os efeitos de recristalização tectônica sobre as inclusões fluidas em cristais de quartzo que foram submetidos a eventos deformacionais (KERRICH, 1976).

Esta relação deformação/recristalização é também confirmada nas amostras estudadas pela perda da forma euhedral dos cristais de quartzo, juntamente com a suturação das bordas entre os grãos, aparecimento de sub-grãos, presença de extinção ondulante e lamelas de deformação.

As principais mudanças nas inclusões devido a este fenômeno de recristalização tectônica são segundo KERRICH (1976): (1) ausência de inclusões fluidas primárias; (2) presença de inclusões fluidas de formatos irregulares e com evidências de perda ("leakage") de conteúdo fluido devido a deformação intracristalina (PRANCHA I: 4); (3) localmente as inclusões fluidas são direcionadas para as margens do sub-grão neoformado, deixando seu inte-

rior praticamente desprovido destas feições.

Levando em consideração o que foi acima exposto, assume-se que principalmente as inclusões fluidas carbônicas e aquo-carbônicas selecionadas e estudadas por microtermometria e espectroscopia Raman, são os representantes mais próximos dos fluidos mineralizantes com base no seu modo de ocorrência (inclusões isoladas ou em grupos isolados), na falta de evidências de perda do conteúdo fluido ou mesmo estrangulamento e pela presença de minerais opacos em algumas que provavelmente devem ter sido capturados na época de formação da inclusão, indicando a coexistência destas fases sólidas e o fluido das inclusões (ROEDDER, 1981).

Embora não se possua dados da microscopia eletrônica, estes minerais opacos assemelham-se opticamente a sulfetos, o que faz aumentar as evidências de que as inclusões carbônicas e aquo-carbônicas selecionadas sejam aproximações razoáveis dos fluidos mineralizantes, uma vez que o ouro ocorre invariavelmente associado à arsenopirita e subordinadamente à pirita (como inclusões ou ao longo de fraturas).

III.5.2. Dados Composicionais pela Microtermometria e Espectroscopia Raman

As inclusões fluidas do tipo A e B das rochas hospedeiras da mineralização aurífera (brecha quartzo-feldspática, veio de quartzo com arsenopirita e pirita e veio de quartzo maciço) assim como de alguns veios de quartzo estéreis das rochas encaixantes mostram temperaturas de fusão do CO_2 ($T_f\text{CO}_2$) variando de -60.3 à -57.0°C (Figura 13).

Esta forte depressão da $T_f\text{CO}_2$ em relação ao ponto triplo do CO_2 (-56.6°C) indica prontamente que as inclusões do tipo A e B investigadas contêm, além do CO_2 como substância principal, outros componentes dissolvidos em quantidades subordinadas.

FIGURA 13 - Os histogramas representam a variação da temperatura de fusão do CO_2 (TfCO_2) para as inclusões carbônicas (tipo A) e aquo-carbônicas (tipo B) representativas das amostras mineralizadas e estéreis da Mina Fazenda Brasileiro. Observa-se uma notável depressão da TfCO_2 em relação ao sistema carbônico puro ($\text{TfCO}_2 = -56.6^{\circ}\text{C}$) em todos os histogramas apresentados, que é causada pela presença de quantidades subordinadas e variáveis de N_2 e CH_4 dissolvidos na fase carbônica. f.m. = frequência máxima; n = número de inclusões.

Quando submetidas à microsonda Raman, estas várias inclusões pré-selecionadas do tipo A e B revelam a presença de CH_4 e N_2 , em quantidades variáveis, como componentes extras dissolvidos na fase carbônica e responsáveis pela depressão do ponto triplo do CO_2 (Tabela 3).

Logo, de acordo com os dados composicionais fornecidos e considerando que a quantidade dos componentes voláteis (CO_2 , N_2 e CH_4) dissolvidos na fase aquosa assim como de sais na fase carbônica sejam negligíveis, os dados de microtermometria das inclusões do tipo A e B podem ser interpretados através da combinação dos seguintes sistemas químicos (Figura 14) (RAMBOZ, 1980):

Inclusões Carbônicas (tipo A) Inclusões aquo-carbônicas (tipo B)

Dentre estes sistemas, apenas alguns possuem estudos experimentais nos campos de pressão e temperatura de interesse geológico, como é o caso do $\text{H}_2\text{O} - \text{NaCl}$ e $\text{H}_2\text{O} - \text{CO}_2$.

A temperatura de fusão para inclusões carbônicas multifásicas (tipo C) não puderam ser determinadas com precisão devido ao pobre desenvolvimento da fase rica em CO_2 (a bolha apresenta um tamanho muito reduzido), à sua deformação por causa dos sólidos minerais no interior da inclusão e pela extrema reflexão interna à baixas temperaturas quando a fase gasosa torna-se totalmente escura.

Apenas duas inclusões do tipo C foram submetidas a um estudo de microtermometria detalhado e analisadas pela microsonda Raman, mostrando que suas fases carbônicas variam em composição de CO_2 praticamente puro à CO_2 com quantidades subordinadas de N_2 e CH_4 (Tabela 3).

TABELA 3 - DADOS DE MICROTERMOMETRIA E ESPECTROSCOPIA RAMAN DE INCLUSÕES DOS TIPOS A E B SELECIONADAS EM AMOSTRAS MINERALIZADAS E ESTÉREIS DA MINA DE OURO FAZENDA BRASILEIRO. V_{CO_2}/V_t = RELAÇÃO ENTRE O VOLUME DA FASE CARBÔNICA E O VOLUME TOTAL DA INCLUSÃO; T_{FCO_2} = TEMPERATURA DE FUSÃO DO CO_2 ; T_{FCI} = TEMPERATURA DE FUSÃO DE CLATRATOS; T_{HCO_2} = TEMPERATURA DE HOMOGENEIZAÇÃO DO CO_2 NO ESTADO LÍQUIDO (1); T_h = TEMPERATURA DE HOMOGENEIZAÇÃO TOTAL NO ESTADO GÁSOSO (V); Z_i = FRAÇÃO MOLAR DA ESPÉCIE i NA INCLUSÃO; d_v = DENSIDADE DO CO_2 ; d = DENSIDADE GLOBAL. A COMPOSIÇÃO E DENSIDADE GLOBAL DOS FLUIDOS DAS INCLUSÕES DO TIPO B FORAM OBTIDAS DIRETAMENTE PELA MICROSSONDA RAMAN. A COMPOSIÇÃO E DENSIDADE GLOBAL DOS FLUIDOS DAS INCLUSÕES DO TIPO A FORAM CALCULADAS A PARTIR DE EQUAÇÕES APRESENTADAS POR RAMBOZ et alii, 1985.

Amostras	Tipos de Inclusões	Microtermometria (°C)					Espectroscopia Raman (mol %)			d_v (g.cm ⁻³)	Composição Global (mol %)				d (g.cm ⁻³)	Composição Média (mol %)				$\bar{d}$ (média) (g.cm ⁻³)
		V_{CO_2}/V_t	T_{FCO_2}	T_{FCI}	T_{HCO_2} (1) ²	T_h (V)	Z_{CO_2}	Z_{CH_4}	Z_{N_2}		Z_{H_2O}	Z_{CO_2}	Z_{CH_4}	Z_{N_2}		Z_{H_2O}	Z_{CO_2}	Z_{CH_4}	Z_{N_2}	
Brecha Quartz Feldspática 60 IV	B (1)	0.60	-60.8	10.7	-0.4	361	80.9	13.9	3.9	0.85	64.7	29.4	5.0	1.5	0.90	40.0	52.0	8.0	—	0.85
	B (2)	0.80	-60.8	10.7	3.6	390	81.0	19.0	—	0.70	45.8	45.8	8.4	—	0.75					
	B (3)	0.40	—	10.7	-6.0	361	73.5	26.5	—	0.75	80.5	14.6	4.8	—	0.90					
	B (4)	0.70	—	—	-4.7	390	82.1	17.9	—	0.83	55.2	38.0	6.9	—	0.90					
	B (5)	0.90	-59.4	—	-7.6	—	83.5	16.5	—	0.85	20.8	66.6	12.5	—	0.90					
	B (6)	0.95	-60.2	—	4.8	—	89.7	10.3	—	0.83	9.5	80.9	9.5	—	0.85					
	B (7)	0.90	-58.4	—	6.1	—	86.3	13.7	—	0.75	23.8	66.6	9.5	—	0.80					
	B (8)	0.90	-58.9	—	8.7	—	88.4	11.6	—	0.75	25.0	70.0	5.0	—	0.80					
	B (9)	0.80	-59.5	—	9.4	—	80.4	19.6	—	0.60	50.0	40.9	9.0	—	0.70					
	B (10)	0.90	-58.8	—	10.6	—	87.8	12.2	—	0.75	23.8	66.6	9.5	—	0.80					
	A (11)	—	-59.9	—	-10.0	—	89.8	10.2	—	0.93	—	89.8	10.2	—	0.93	—	89.7	10.3	—	0.90
	A (12)	—	-58.9	—	2.9	—	87.8	12.2	—	0.83	—	87.8	12.2	—	0.83					
	A (13)	—	-58.9	—	-2.8	—	92.3	7.7	—	0.90	—	92.3	7.7	—	0.90					
	A (14)	—	-60.2	—	-10.9	—	88.9	11.1	—	0.93	—	88.9	11.1	—	0.93					
Veio de Quartz com Arsenopirita e pirita 588011	B (15)	0.95	-58.1	—	7.2	—	94.3	5.6	0.7	0.85	12.9	81.7	4.8	0.5	0.85	39.2	54.1	2.7	3.8	0.87
	B (16)	0.95	-58.2	—	3.1	—	87.7	4.4	8.6	0.87	12.1	76.5	3.6	7.6	0.87					
	B (17)	0.50	-57.4	—	18.8	—	82.6	5.8	11.5	0.73	76.0	19.7	1.4	2.8	0.86					
	B (18)	0.70	-58.8	—	5.5	—	89.3	1.8	8.9	0.87	54.4	40.8	0.70	4.1	0.90					
	B (19)	0.80	-58.2	—	4.2	—	87.7	5.3	7.0	0.87	40.9	52.0	2.9	4.1	0.89					
	A (20)	—	-58.0	—	6.9	—	83.3	8.3	7.5	0.82	—	83.3	8.3	7.5	0.82	—	85.4	6.3	8.8	0.86
	A (21)	—	-58.4	—	-1.0	—	85.5	4.3	10.2	0.90	—	85.5	4.3	10.2	0.90					
	A (22)	—	-59.1	—	5.2	—	77.0	3.0	20.8	0.87	—	77.0	3.0	20.8	0.87					
Veio de Quartz Maciço 58801	B (23)	0.40	-57.6	9.2	13.3	—	83.3	1.4	16.6	0.83	81.7	14.8	0.3	3.2	0.87	62.5	34.5	0.6	2.4	0.86
	B (24)	0.70	-57.4	8.7	19.4	255	85.5	3.0	12.0	0.75	57.5	36.0	1.1	5.4	0.82					
	B (25)	0.70	-56.7	8.2	14.3	300	89.3	4.4	6.2	0.77	51.1	44.7	1.6	2.5	0.83					
	B (26)	0.70	-58.3	8.4	11.7	—	98.0	0.8	1.6	0.83	54.6	44.3	0.4	0.7	0.88					
	B (27)	0.70	-56.8	8.1	13.7	—	100	—	—	0.85	55.2	44.8	—	—	0.89					
	B (28)	0.50	-57.1	—	20.3	—	89.3	0.4	10.7	0.75	75.1	22.2	0.1	2.5	0.88					
	B (29)	—	-56.6	—	20.6	—	100	—	—	0.80	—	100	—	—	0.80					
	C (29)	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—					
Veios de Quartz Estéreis em Metapelitos	180/100	A (30)	—	-57.6	—	-9.1	99.0	1.0	—	0.97	—	99.0	1.0	—	0.97	—	96.3	1.4	2.3	0.95
		A (31)	—	-57.1	—	10.1	99.3	0.7	—	0.85	—	99.3	0.7	—	0.85					
		A (32)	—	-53.0	—	-7.2	96.1	1.5	2.4	0.95	—	96.1	1.5	2.4	0.95					
		A (33)	—	-57.5	—	-9.4	92.2	2.5	5.2	0.95	—	92.2	2.5	5.2	0.95					
		A (34)	—	-57.4	—	-11.9	91.4	2.5	6.0	0.97	—	91.4	2.5	6.0	0.97					
		A (35)	—	-57.3	—	-9.6	100	—	—	0.97	—	100	—	—	0.97					
	180/83	A (36)	—	-59.4	—	-14.5	86.6	11.2	2.2	0.95	—	86.6	11.2	2.2	0.95	—	89.3	9.1	1.5	0.95
		A (37)	—	-58.3	—	-13.9	100	—	—	0.97	—	100	—	—	0.97					
		A (38)	—	-59.2	—	-21.6	82.6	17.0	0.4	0.95	—	82.6	17.0	0.4	0.95					
		A (39)	—	-58.7	—	-22.4	87.8	11.0	1.3	1.00	—	87.8	11.0	1.3	1.00					
		A (40)	—	-57.9	—	6.1	90.8	7.8	1.4	0.83	—	90.8	7.8	1.4	0.83					
		A (41)	—	-58.2	—	-15.2	88.2	7.9	3.9	0.95	—	88.2	7.9	3.9	0.95					

TIPO A - INCLUSÃO CARBÔNICA

SISTEMA QUÍMICO

TIPO B - INCLUSÃO AQUO-CARBÔNICA

SISTEMA QUÍMICO

FIGURA 14 - Composição aproximada da fase aquosa e carbônica das inclusões fluidas do Tipo A e B com base nos dados obtidos pela microtermometria e espectroscopia Raman e os sistemas químicos pelos quais devem ser interpretadas.

Similarmente ao caso anterior, as temperaturas de fusão da mistura N_2-CH_4 das inclusões do tipo F não foram registradas devido à sua dificuldade em atingir o ponto de congelamento mesmo à temperaturas bem baixas ($-190^{\circ}C$, ou seja, o limite do equipamento de microtermometria).

Com base na temperatura de fusão do gelo (T_{fg}) das inclusões aquosas, do tipo D e E, invariavelmente em torno de $0^{\circ}C$, foi possível defini-las como representantes de fluidos compostos por H_2O sem a presença de quantidades expressivas de sais dissolvidos ($MgCl_2$, $CaCl_2$, KCl , $NaCl$, etc.), que certamente abaixariam consideravelmente o ponto de fusão do gelo no sistema $H_2O-NaCl$ (CRAWFORD, 1981).

III.5.3. O Fenômeno da Homogeneização

III.5.3.1. Homogeneização no Sistema Carbônico ($ThCO_2$)

As temperaturas de homogeneização do CO_2 ($ThCO_2$) das inclusões carbônicas (tipo A) e aquo-carbônicas (tipo B) ocorrem no estado líquido e revelam através de tratamento estatístico um amplo intervalo de variação (Figura 15).

Apesar desta ampla variação, os histogramas da $ThCO_2$ das inclusões do tipo A representativas da brecha quartzo-feldspática (GDIV) e do veio de quartzo com arsenopirita e pirita (SB80II) mostram picos de frequência máxima em torno de -4 e $-3^{\circ}C$ e 6 e $7^{\circ}C$ respectivamente.

Os dados da homogeneização do CO_2 para as inclusões do tipo B presentes nestas amostras também apresentam o mesmo intervalo de variação mostrado pelas de tipo A. No entanto, nenhum pico de frequência máxima de $ThCO_2$ destas inclusões pode ser reconhecido no caso da brecha quartzo-feldspática, que ao contrário, concentram-se preferencialmente entre 11 e $12^{\circ}C$ no veio de quartzo

FIGURA 15 - Histogramas da temperatura de homogeneização do CO₂ (ThCO₂) em inclusões fluidas carbonáticas (Tipo A) e aquí-carbônicas (Tipo B) das rochas hospedeiras das mineralizações auríferas da Mina Fazenda Brasileiro e em veios de quartzo estereis das encaixantes. f.m. = frequência máxima, n = número de inclusões.

com arsenopirita e pirita (Figura 15).

Em contraste com os dados anteriores, a homogeneização do CO_2 das inclusões fluidas do tipo B associadas ao veio de quartzo maciço (SB80I) ocorre à temperaturas consideravelmente mais altas e em intervalos mais restritos de variação. O fenômeno da homogeneização do CO_2 nestas inclusões situa-se entre 11 e 26°C, com a tendência da maior parte dos valores estarem concentrados em torno de 14 e 15°C (Figura 15).

Nas duas amostras estudadas de veios de quartzo estéreis (T80/100 e T80/83) de rochas encaixantes, as inclusões carbônicas e aquo-carbônicas apresentam-se também como as mais abundantes e possuem ThCO_2 no estado líquido variando de -21 a 24°C, embora a maior concentração de valores resida entre -11 e -9.0°C (Figura 15).

Localmente nos veios de quartzo estéreis, entre trilhas de inclusões monofásicas carbônicas, encontram-se inclusões compostas por $\text{H}_2\text{O} - \text{CH}_4 - \text{N}_2$ (tipo F) cujas temperaturas de homogeneização da mistura $\text{CH}_4 - \text{N}_2$ se processa no estado crítico em torno de -125 e -105°C. A composição de sua fase não aquosa não foi determinada pela microtermometria, como visto anteriormente, mas pela microsonda Raman que definiu uma predominância em N_2 (75-80 moles%) e CH_4 (18-20 moles%), com praticamente nenhum CO_2 (Tabela 3).

III.5.3.2. A Homogeneização Total (Th): A Temperatura Mínima de Formação das Inclusões Fluidas

Pelo fato das inclusões monofásicas (tipo A) homogeneizarem-se totalmente à temperaturas iguais ou inferiores à 31.1°C (temperatura crítica do CO_2), elas apenas fornecem, como será visto mais adiante, a densidade de seus fluidos assim como a isócora ao longo da qual foram aprisionados.

As inclusões aquo-carbônicas, por sua vez, apesar de apresentarem também a homogeneização do CO_2 , passam a constituir um sistema fluido totalmente homogêneo apenas à temperaturas bem mais altas e conseqüentemente podem estimar as condições mínimas de P e T de formação do depósito mineral.

Na sua grande maioria as inclusões aquo-carbônicas das hospedeiras das mineralizações auríferas da Fazenda Brasileiro mostram uma predominância da fase carbônica sobre a fase aquosa ($\text{VCO}_2/\text{Vt} = 0,80 - 0,90$).

Na brecha quartzo-feldspática as temperaturas de homogeneização total (T_h) das inclusões aquo-carbônicas variam de 250 a 400°C, com uma freqüência máxima entre 350 e 380°C, enquanto que no veio de quartzo maciço estes valores concentram-se em torno de 250 e 300°C (Figura 16). Além disso, em grande parte dos casos estas inclusões decrepitam mesmo antes de se homogeneizarem pois durante o seu aquecimento a pressão interna do fluido torna-se consideravelmente maior do que a pressão confinante causando uma ruptura no mineral hospedeiro (ROEDDER, 1981).

Em ambos os casos a homogeneização total ocorre invariavelmente no estado gasoso que é indicada pelo aumento gradual do volume da bolha da inclusão, mas a determinação precisa do final deste fenômeno torna-se difícil devido a dimensão da bolha, tamanho e forma da inclusão e efeitos óticos à temperaturas altas (por exemplo, reflexão interna intensa nas bordas da bolha, translucidez, etc.).

As inclusões aquosas do tipo D e E ocorrem tanto ao longo de microfraturas (origem secundária) como também em grupos coexistindo com as inclusões monofásicas carbônicas e aquo-carbônicas.

No primeiro caso elas homogeneizam-se no estado líquido à temperaturas relativamente baixas (80-120°C), sendo consideradas como representantes de fluidos aquosos tardios que interagiram com o depósito de ouro à níveis mais elevados da crosta no ca-

**A. BRECHA QUARTZO-FELDSPÁTICA
(GD IV)**

**B. VEIO DE QUARTZO MACIÇO
(SB 80 I)**

- — INCLUSÕES AQUO-CARBÔNICAS (TIPO B) ($L + V \rightarrow V$)
- — INCLUSÕES AQUOSAS DE BAIXA SALINIDADE (TIPO D) ($L + V \rightarrow L$)

FIGURA 16 - Histogramas de variação da temperatura de homogeneização total (Th) de inclusões aquo-carbônicas (Tipo B) e aquosas de baixa salinidade (Tipo D) nas rochas hospedeiras das mineralizações auríferas da Mina Fazenda Brasileiro.

minho de ascensão do "greenstone belt" (Figura 16).

A situação do segundo caso parece bem mais evidente no veio de quartzo maciço (SB80I) onde a homogeneização das inclusões aquosas (no estado líquido) encontram-se dentro de um amplo intervalo de temperatura, isto é, de 150 a aproximadamente 400°C, com pico de frequência máxima em 220 e 240°C (Figura 16).

Nos veios de quartzo estéreis das rochas encaixantes do depósito de ouro da Fazenda Brasileiro as únicas inclusões que fornecem dados sobre sua temperatura mínima de formação são as do tipo F ($H_2O - N_2 - CH_4$), uma vez que as carbônicas, que são as predominantes veios, não reproduzem tais dados diretamente.

Embora escassos os valores das temperaturas de homogeneização total das inclusões do tipo F mostram-se restritos entre 320 e 400°C, sendo a maior concentração no intervalo de 320 à 350°C.

III.6. Avaliação dos Dados de Microtermometria e Análises por Microsonda Raman

III.6.1. Precisão dos Dados de Microtermometria

O grau de confiabilidade dos resultados obtidos na microtermometria das inclusões fluidas obviamente possui um papel fundamental na fase de interpretação dos dados, principalmente com a formulação das principais características dos fluidos mineralizantes e implicação quanto à sua origem.

Em termos de precisão, considera-se que os dados microtermométricos obtidos neste trabalho foram sujeitos à diversas fontes de erros:

(1) Diferença entre a temperatura real da amostra e a indicada pelo sensor do aparelho. Esta diferença é corrigida atra-

vés da calibração correta do aparelho de microtermometria;

(2) Velocidade de aquecimento da amostra: não deve ser superior à $0.25^{\circ}\text{C}/\text{min.}$ a partir de 10°C abaixo de qualquer fenômeno de mudança de fase (fusão ou homogeneização), pois as temperaturas registradas serão muito mais altas que as reais.

(3) A observação e definição exata da temperatura de mudanças de fases importantes foram dificultadas pelos seguintes fatores : (3.1) tamanho reduzido ($< 10\ \mu\text{m}$) de muitas inclusões; (3.2) reflexões internas intensas principalmente em inclusões do tipo B; (3.3) decrepitação anterior ao fenômeno da homogeneização; (3.4) na ausência da decrepitação, a homogeneização ocorre no estado gasoso e deve se completar a temperaturas ligeiramente mais altas que as registradas, pois a predominância da fase carbônica, que ocupa mais de 80% do volume total da inclusão, aliado ao seu formato regular prejudicam a observação do final do fenômeno; (3.5) no caso de inclusões aquosas com predominância da fase líquida ($V_g/V_t < 0.10$), a temperatura de homogeneização total é também afetada na sua precisão nos estágios finais do fenômeno quando a fase vapor atinge dimensões minúsculas e adere às paredes da inclusão, evitando assim o reconhecimento do momento real de seu desaparecimento.

Como conclusão, considera-se que apenas os dois primeiros fatores puderam ser controlados e os erros minimizados, ao passo que os outros terão uma certa influência nos resultados finais, cuja quantificação nem sempre é fácil estimar.

III.6.2. A Relação entre a Microtermometria e a Composição das Inclusões Fluidas

As temperaturas de fusão e homogeneização de um determinado grupo de inclusões cogenéticas são importantes pois fornecem respectivamente uma primeira aproximação da composição química e uma ordem de grandeza da densidade dos fluidos presentes durante ou após o desenvolvimento de uma determinada paragenese mineral

ou de minério.

Em condições ideais, isto é, considerando sistemas unitários ou compostos puros (por exemplo, H_2O , $H_2O-NaCl$, CO_2 , H_2O-CO_2 , H_2O-CH_4 , etc), estes dois parâmetros podem ser estabelecidos dentro de um intervalo razoável de precisão, uma vez que as relações $P-\bar{V}-T-X$ sejam conhecidas experimentalmente para estes sistemas.

No entanto, esta situação não se constitui em regra mas exceção quando projetada para casos geológicos, onde as inclusões fluidas geralmente se caracterizam por serem muito mais complexas quimicamente do que sistemas puros, principalmente pela presença de outros componentes dissolvidos na fase gasosa (por exemplo, CH_4 , N_2 , H_2O , CO , etc) e aquosa (Mg^{+2} , Ca^{+2} , K^+ , $Fe^{+2/+3}$, etc.).

A presença destes componentes subordinados é suspeitada pela depressão que causam no ponto triplo do sistema químico considerado durante as medidas das temperaturas de fusão das inclusões fluidas.

No entanto, a sua identificação qualitativa assim como suas quantidades relativas são de difícil estimativa, caso se tomar como base apenas os dados obtidos pela microtermometria.

O conhecimento do tipo e quantidade relativa destas substâncias não detectadas pela microtermometria (devido a sua presença em quantidades muito subordinadas) torna-se de fundamental importância uma vez que complementam o sistema químico no qual as inclusões fluidas devem ser estudadas, assim como mostram em que extensão afetam o fenômeno da homogeneização.

Recentemente, tais dificuldades têm sido superadas graças ao desenvolvimento de novas técnicas analíticas, como é o caso da microsonda Raman, que permite a determinação qualitativa e quantitativa relativa de inúmeras espécies químicas, gasosas e líquidas, como de minerais presentes nas inclusões fluidas, conforme já demonstrado em itens anteriores deste trabalho.

Neste presente estudo, a relação entre a variação da composição química (dada pela microtermometria e espectroscopia Raman) e a temperatura de homogeneização do CO_2 (ThCO_2) das inclusões fluidas do tipo A e B é indicada na figura 17.

Com base nos diagramas ThCO_2 vs TfCO_2 algumas feições são claramente discerníveis.

1. As inclusões fluidas das rochas mineralizadas da Fazenda Brasileiro mostram domínios distintos (I, II, III) sem praticamente nenhuma superposição e devem estar representando uma evolução contínua dos fluidos mineralizantes com o tempo durante vários estágios de ascensão crustal ("uplift path") do "greenstone belt".

2. Apesar da ampla variação na composição (dada em termos de temperatura de fusão do CO_2) das inclusões, as temperaturas de homogeneização do CO_2 conservam-se sempre dentro de um estreito intervalo (Figura 17 A).

3. Por outro lado, para uma composição relativamente constante a temperatura de homogeneização do CO_2 pode mostrar uma variação muito grande como no caso das inclusões carbônicas (tipo A) dos veios de quartzo estéreis das rochas encaixantes (Figura 17 B).

Baseado nas duas últimas feições acima citadas, pode-se deduzir que o fator composição deve exercer uma influência mínima, se alguma, nesta ampla variação mostrada pela temperatura de homogeneização do CO_2 .

Esta influência mínima é fortemente enfatizada quando as composições da fase carbônica das inclusões fluidas estudadas, obtidas através da microsonda Raman, são confrontadas com as respectivas temperaturas de homogeneização do CO_2 (Figura 18A). Novamente, nota-se que, independente da variação da composição, as temperaturas de homogeneização do CO_2 na fase carbônica sempre se situarão no mesmo estreito intervalo, nunca ultrapassando a dife-

FIGURA 17 - (A) e (B): Relação entre a temperatura de fusão do CO_2 (que exprime a composição química) e a temperatura de homogeneização do CO_2 (que fornece a densidade) das inclusões fluidas carbônicas e aquo-carbônicas das amostras mineralizadas e estéreis da Mina Fazenda Brasileiro. Particularmente em (A), observa-se uma evolução contínua dos fluidos mineralizantes (representada pela seta) em termos de composição química e densidade.

FIGURA 18. - (A) Relação entre a temperatura de homogeneização do CO₂ (ThCO₂) e o conteúdo de N₂ e CH₄ das inclusões carbônicas (Tipo A) e aquo-carbônicas (Tipo B) de amostras mineralizadas e estéréis da Mina Fazenda Brasileiro; (B) relação entre ThCO₂ e o conteúdo em CH₄ das inclusões do Tipo A e B da brecha quartzo-feldspática (GD IV).

rença de 10°C . Similarmente aos casos anteriores, a relação ThCO_2 versus conteúdo de CH_4 para as inclusões do tipo A, associadas à brecha quartzo-feldspática, não revela nenhuma correlação positiva, pelo contrário, os dados lançados aparentam estar distribuídos aleatoriamente no diagrama da figura 18 B).

Duas podem ser as implicações fundamentais para os fatos acima observados: (a) conclui-se que a grande variação de ThCO_2 representa mais o reflexo da variação de densidade do fluido da inclusão do que diferenças composicionais; (b) se a composição do fluido não afeta consideravelmente as ThCO_2 das inclusões, ou seja, a densidade das fases carbônicas, estes fluidos podem ser considerados como sistemas compostos puros e suas isócoras facilmente calculadas.

Entretanto, é opinião do autor que esta implicação deveria ser considerada com cautela em interpretações futuras pois ainda permanece a dúvida se esta é uma característica constante ou aleatória dos fluidos mineralizantes do depósito de ouro da Fazenda Brasileiro.

Enquanto este ponto permanece em dúvida, necessitando a obtenção de mais dados para ser clarificado, o cálculo das isócoras para as inclusões selecionadas neste estudo levará em conta as composições determinadas, isto é, $\text{H}_2\text{O} + \text{CO}_2$ juntamente com os componentes subordinados CH_4 e N_2 .

III.6.3. Comparação entre os Resultados obtidos pela Microtermometria e Microsonda Raman

Como já foi mencionado em seções anteriores, a grande maioria das inclusões fluidas estudadas (carbônicas e aquo-carbônicas) neste trabalho mostraram uma depressão das temperaturas de fusão do CO_2 (TfCO_2) devido à quantidades subordinadas de CH_4 e N_2 detectadas através das análises de suas faces carbônicas pela microsonda Raman.

No entanto, o conteúdo de CH_4 podem também ser estimado pela microtermometria através das relações entre TfCO_2 - ThCO_2 e ThCO_2 - XCH_4 numa projeção volume molar ($\bar{V}$) vs. conteúdo de CH_4 (XCH_4) do sistema CO_2 - CH_4 , conforme estudos realizados por RAMBOZ et alii (1985) (Figura 19).

Plotando-se então os valores de ThCO_2 , TfCO_2 e XCH_4 de inclusões do tipo B neste diagrama, torna-se possível comparar os resultados fornecidos pela microtermometria e espectroscopia Raman.

Processando-se desta forma, observa-se que os valores de CH_4 estimados pelos estudos microtermométricos em algumas inclusões do tipo B são mais elevados (campo 1) do que os obtidos para o mesmo conjunto de inclusões pela espectroscopia Raman (campo 2) (Figura 19).

Haveria uma coincidência entre os campos 1 e 2 caso estes valores fossem relativamente próximos, conforme mostram outras inclusões do tipo B situadas no campo 3, onde as diferenças entre o conteúdo de CH_4 obtido através de microtermometria e da espectroscopia Raman são praticamente negligíveis ou mesmo inexistentes (inclusão nº 25, por exemplo na Figura 19).

As discrepâncias reveladas por estas duas técnicas analíticas não destrutivas podem ser explicadas pelo comportamento do CO_2 e CH_4 na formação de clatratos à baixas temperaturas.

Durante o resfriamento de inclusões do tipo B (aquo-carbônicas) pode haver a cristalização de clatratos complexos de CO_2 e CH_4 , onde o CO_2 é preferencialmente incorporado na estrutura cristalina destas substâncias, fazendo com que haja um enriquecimento em CH_4 no fluido carbônico remanescente da inclusão que, conseqüentemente será a causa da forte depressão das temperaturas de fusão do CO_2 (inclusões nº 1 e 2 = -60.8°C ; inclusão nº 6 = -61.2) (RAMBOZ, 1980).

Logo na presença de clatratos complexos de CO_2 e CH_4 ,

INCLUSÕES
AQUO-CARBÔNICAS
(TIPO B)

{ ○ $\text{TfCO}_2 - \text{ThCO}_2$
▲ $\text{ZCH}_4 - \text{ThCO}_2$

* Valores interpolados

FIGURA 19 - Relação volume molar ($\bar{V}$), quantidade de CH_4 (ZCH_4), temperatura de fusão (TfCO_2) e homogeneização do CO_2 (ThCO_2) no sistema CO_2 - CH_4 (Heyen et alii, 1982). As curvas isotermiais de coexistência entre a fase carbônica líquida (Lc) e gasosa (V) variam de 0° a $+25^\circ\text{C}$, com a parte tracejada correspondendo à região crítica. As retas tracejadas representam valores de TfCO_2 constantes (de -56.8° a -57.2°C e -58.8°C a -60.8°C). As inclusões são plotadas em função de TfCO_2 - ThCO_2 - ZCH_4 (RAMBOZ et alii, 1985).

INCLUSÕES CARBÔNICAS (TIPO A)

ZCH₄ OBTIDO POR:

{ ○ Microtermometria
+ Espectroscopia Raman

FIGURA 20 - O diagrama acima, determinado experimentalmente por SWANENBERG (1979), é geralmente utilizado para se definir o conteúdo de CH_4 (ZCH_4) dissolvido na fase carbônica do fluido de uma inclusão. Simplesmente relaciona-se TfCO_2 e o volume da fase carbônica líquida ocupada nesta temperatura (estimado visualmente com base em padrões e fornecido em porcentagem). Os valores de ZCH_4 de inclusões carbônicas (Tipo A) previamente selecionadas obtidos tanto pela microtermometria como pela microsonda Raman são confrontadas e suas disparidades analisadas (ver texto).

a fusão de CO_2 em inclusões do tipo B, fornece valores superestimados do conteúdo de CH_4 em comparação com os obtidos pela espectroscopia Raman. No entanto em inclusões do tipo B onde estes clatratos se cristalizam somente após a fusão do CO_2 , os resultados tornam-se relativamente compatíveis.

No caso das inclusões do Tipo A (monofásicas carbônicas) estas comparações podem ser avaliadas utilizando os estudos empíricos de SWANENBERG (1979) que relaciona $T_f\text{CO}_2$ (-57.0 a -62.5°C), $X\text{CH}_4$ (< 30 moles %) e o volume ocupado pelo CO_2 líquido no momento da fusão do CO_2 ($V_{\text{CO}_2\text{l}}/V_{\text{CO}_2\text{l}} + V_{\text{CO}_2\text{g}}$).

O diagrama da figura 20 demonstra que para a maioria das inclusões do tipo A, as diferenças entre o teor de CH_4 estimado pela microtermometria e o obtido pela espectroscopia Raman não são expressivas pois raramente ultrapassam 5 moles %, estando portanto os resultados em relativo acordo.

As pequenas diferenças registradas são provavelmente devidas a erros que são cometidos na estimativa do volume ocupado pelo CO_2 líquido no momento da fusão do CO_2 , pois esta grandeza é avaliada visualmente, somente com a ajuda de algumas figuras padrões.

A relação entre o conteúdo de N_2 do fluido carbônico das inclusões do tipo A e B investigadas e as diferenças observadas entre a microtermometria e a espectroscopia Raman ainda permanece obscura. No entanto, à primeira vista, parece que este componente não está exercendo influência significativa nos resultados, uma vez que nenhuma correlação linear entre o conteúdo de N_2 e as temperaturas de fusão do CO_2 foi reconhecida.

III.7. Caracterização e Evolução dos Principais Tipos de Fluidos

III.7.1. Baseado na Microtermometria e Química da Fase Carbônica

Em termos gerais, uma primeira divisão dos tipos de fluidos pode ser estabelecida apenas com base na morfologia e modo de ocorrência das inclusões fluidas investigadas nas amostras mineralizadas do depósito de ouro da Fazenda Brasileiro e suas respectivas encaixantes.

Embora inclusões monofásicas carbônicas (tipo A) e aquo-carbônicas (tipo B) estejam presentes em ambas, são maiores (10-20 μm) e mais abundantes nas amostras mineralizadas e minúsculas ($\leq 10\mu\text{m}$) e pouco frequentes nas rochas encaixantes, indicando a princípio a existência de pelo menos dois tipos de fluidos contrastantes que interagiram com a seqüência vulcano-sedimentar em condições diferentes.

Contudo, combinando os dados de microtermometria e de espectroscopia Raman esta divisão preliminar pode ser refinada no sentido de se definir os diversos fluidos mineralizantes assim como os relacionados às rochas encaixantes do depósito.

No que se refere à mineralização aurífera, as inclusões fluidas investigadas na brecha quartzo-feldspática (GDIV) e nos veios de quartzo (SB80I e II) definem um "trend" microtermométrico quando se correlaciona ThCO_2 com TfCO_2 (Figura 17). Neste "trend" microtermométrico é possível identificar três domínios distintos, I, II, III, que devem estar representando os principais tipos de fluidos responsáveis pelo transporte do ouro, assim como estabelecer uma evolução contínua destes durante os vários estágios mineralizantes.

As inclusões carbônicas e aquo-carbônicas não mostram nenhuma tendência evolutiva preferencial no interior de cada domínio definitivo, confirmando assim que não se formaram em etapas

sucessivas mas que são contemporâneas, conforme demonstraram as suas relações texturais com os cristais de quartzo assim como seu modo de ocorrência predominante.

O "trend" microtermométrico ainda sugere que durante a sua evolução contínua, os fluidos mineralizantes (daqui em diante denominados de I, II, III) sofreram mudanças quanto aos seus aspectos composicionais e de densidade.

Um contraste composicional é salientado pela microtermometria, embora de forma qualitativa, quando leva-se em conta a fusão dos clatratos complexos de CO_2 e CH_4 em inclusões do tipo B (Figura 21). As temperaturas de fusão (T_{fCl}) destes compostos ocorrem entre $+10$ e $+12^\circ\text{C}$ em inclusões do tipo B representativas dos fluidos I e II, o que seria compatível se considerar a presença de quantidades substanciais de CH_4 (BURRUSS, 1981 e COLLINS, 1979). Por outro lado, a simples fusão de clatratos no intervalo de $+7,5$ a $9,5^\circ\text{C}$ em inclusões do tipo B do fluido mineralizante III já demonstra de maneira indireta que o CH_4 está presente, mas em quantidades sensivelmente menores.

Estes contrastes composicionais podem ser melhor observados quando as composições da fase carbônica das inclusões fluidas representativas dos fluidos mineralizantes I, II, III, fornecida pela espectroscopia Raman, são plotadas no diagrama ternário $\text{CO}_2\text{-CH}_4\text{-N}_2$ (Figura 22):

(1) o fluido mineralizante I não apresenta N_2 na sua composição, que aparece de forma conspícua nos fluidos II e III.

(2) o conteúdo de CH_4 diminui gradativamente do fluido mineralizante I em direção ao II e III, ao passo que o N_2 aumenta.

Utilizando o mesmo procedimento acima, três tipos de fluidos (IV, V, VI) relacionado à alguns veios de quartzo estéreis das rochas encaixantes das mineralizações auríferas foram definidas, mostrando as seguintes características (Figura 22):

(1) Os fluidos IV e V possuem praticamente a mesma composição química, mas o primeiro parece ser mais rico em CO_2 do que

X - TIPO B BRECHA QUARTZO-FELDSPÁTICA (GD IV)

+ - TIPO B VEIO DE QUARTZO MACIÇO (SB 801)

FIGURA 21 - Correlação entre a temperatura de fusão de CO_2 (TfCO_2) e de clatratos (TfCl) em inclusões aquo-carbônicas (Tipo B) da brecha quartzo-feldspática e veio de quartzo maciço. A seta representa uma possível evolução composicional em termos de ZCH_4 entre os fluidos mineralizantes I (II?) e III.

FIGURA 22 - Caracterização dos principais tipos de fluidos (I a IV) com base na composição química da fase carbônica das inclusões fluidas investigadas, fornecida pela microsonda Raman. (A) IV, V e VI - fluidos mineralizantes; (B) e (C) fluidos associados à veios de quartzo estéreis das rochas encaixantes da Mina Fazenda Brasileiro.

o último que, por sua vez, apresenta um conteúdo mais elevado de N_2 ;

(2) O fluido VI difere totalmente dos anteriormente descritos pois compõe-se principalmente de H_2O , N_2 e CH_4 , sendo praticamente destituído de CO_2 . Este tipo de fluido será desconsiderado nas interpretações posteriores pois além de possuir um modo de ocorrência muito restrito, seu sistema químico não se encontra bem esclarecido em relação aos parâmetros pressão - temperatura - volume molar nas condições de interesse geológico.

III.7.2. Baseado na Densidade e Composição Global dos Fluidos das Inclusões Carbônicas e Aquo-Carbônicas

Uma vez estabelecida a composição da fase carbônica destas inclusões, a sua densidade pode ser fixada através das temperaturas de homogeneização do CO_2 ($ThCO_2$) no sistema químico a que pertencem. Considerando que a influência do N_2 nas propriedades microtermométricas dos fluidos das inclusões investigadas seja desconhecida ou mesmo nula, assume-se que as composições de suas respectivas fases carbônicas possa ser representada no sistema binário CO_2 - CH_4 .

Uma reinterpretação dos dados teóricos e experimentais disponíveis na literatura para o sistema CO_2 - CH_4 , permitiu a SWANNENBERG (1979) concluir que a densidade de inclusões fluidas com esta composição pode ser expressa em termos de densidade equivalente de CO_2 , relacionando-se a composição química da fase carbônica e $ThCO_2$ (Figura 23).

Observa-se nesta correlação que embora os fluidos mineralizados I, II e III estejam situados em grupos distintos, não o fazem em função da densidade, mas sim do conteúdo de CH_4 dissolvido na fase carbônica. Independente do teor em CH_4 da inclusão, os fluidos mineralizantes apresentam-se sempre posicionados num intervalo de densidade que varia de 0.70 a 0.93 g/cm³, não re-

- - TIPO A } BRECHA QUARTZO-FELDSPÁTICA (GD IV)
- X - TIPO B }
- - TIPO A } VEIO DE QUARTZO COM ARSENOPIRITA E PIRITA (SB 80 II)
- - TIPO B }
- + - TIPO B } VEIO DE QUARTZO MACIÇO (SB 80 I)
- ▲ - TIPO A } VEIOS DE QUARTZO ESTÉREIS (T 80/100 e T 80/83 E)

FIGURA 23 - Densidades equivalentes do CO_2 em função do conteúdo de CH_4 das inclusões fluidas e suas respectivas temperaturas de homogeneização do CO_2 no estado líquido ($\text{ThCO}_2(l)$) (SWANENBERG, 1979).

velando nenhuma tendência evolutiva significativa (Figura 23).

Por outro lado, estes fluidos mineralizantes são bem contrastantes com os associados aos veios de quartzo estéreis das rochas encaixantes do depósito, que são nitidamente mais densos, possuindo valores em torno de 0.95 g/cm^3 (Figura 23).

É importante enfatizar que até o presente momento tem-se definido e caracterizado três tipos de fluidos mineralizantes (I, II e III) com base na correlação de parâmetros microtermométricos (por exemplo, ThCO_2 vs. TfCO_2) e diferenças na composição química somente da fase carbônica das inclusões do tipo A e B investigadas nas amostras mineralizadas a ouro da mina Fazenda Brasileiro. Isto significa que não foi levado em conta a fase aquosa das inclusões do tipo B, o que faz com que a presente caracterização dos fluidos mineralizantes ainda seja parcial.

Torna-se, portanto, necessário conhecer a composição e densidade global dos fluidos destas inclusões para que se obtenha um quadro relativamente completo dos tipos e características dos fluidos mineralizantes.

A composição global dos fluidos carbônicos das inclusões monofásicas do tipo A é derivada diretamente das medidas realizadas pela microsonda Raman, enquanto que a densidade ($d = d_v$) depende também da interpretação dos dados de microtermometria (Tabela 3).

Já as propriedades volumétricas e composicionais dos fluidos aquo-carbônicos das inclusões do tipo B requerem um método de derivação indireta pois a espectroscopia Raman, como já visto, analisa apenas a sua fase carbônica e não a aquosa.

O método utilizado de cálculo da composição e densidade global destes fluidos aquo-carbônicos, considerando-se que pertençam ao sistema $\text{H}_2\text{O}-\text{CO}_2-\text{CH}_4-\text{N}_2$, foi proposto por RAMBOZ et alii (1985) através de diversas equações cujos parâmetros se encontram expostos no Apêndice II deste trabalho. No entanto, os resul

tados destes cálculos acham-se listados na Tabela 3.

Finalmente, a Tabela 4 a seguir mostra de forma resumida as principais características composicionais, microtermométricas e tendências evolutivas dos fluidos mineralizantes até agora definidos.

Neste esquema vários são os pontos a serem ressaltados:

(1) Tanto o fluido mineralizante I como o II puderam ser subdivididos em dois tipos distintos: (a) fluidos carbônicos I_A e II_A , ou seja, compostos essencialmente por CO_2 e; (b) fluidos aquo-carbônicos I_B e II_B , compostos por H_2O e CO_2 . Em ambos os casos CH_4 e N_2 aparecem em quantidades variáveis, mas quase nunca ultrapassando 10 moles %.

(2) Os fluidos carbônicos I_A e II_A apresentam composições químicas similares, a não ser pela presença de N_2 neste último.

(3) O mesmo é aplicável aos fluidos aquo-carbônicos I_B e II_B , pelo menos no que se refere ao conteúdo de H_2O e CO_2 que são bem próximos. Diferem, no entanto, no teor de CH_4 que é muito mais alto em I_B , e na presença de N_2 em II_B . Nestes fluidos o CO_2 ainda predomina sobre H_2O .

(4) Já o fluido mineralizante III se caracteriza por ser de natureza aquo-carbônica, com quantidades muito subordinadas de CH_4 e N_2 .

(5) Os fluidos carbônicos I_A e II_A estão intimamente associados as mineralizações auríferas hospedadas pela brecha quartzo-feldspática (GDIV) e veio de quartzo com arsenopirita e pirita (SB80II). Os fluidos aquo-carbônicos I_B e II_B , por sua vez, não são expressivos, pois aparecem apenas localmente nestas amostras, representadas por inclusões do tipo B que ocorrem em grupos muito restritos nos cristais de quartzo.

(6) O fluido aquo-carbônico III, representado por inclusões do tipo B, apresenta-se como o responsável direto pelo transporte do ouro que se encontra concentrado no veio de quartzo

TABELA 4 - CARACTERIZAÇÃO DOS PRINCIPAIS TIPOS DE FLUIDOS MINERALIZANTES

Fluidos Mineralizantes		Composição Química Média (Moles%)				Densidade Média (g/cm ³)	Inclusões Fluidas Representativas	Th(°C) (Não Corrigido)
		H ₂ O	CO ₂	CH ₄	N ₂			
I	I _A	----	89.7	10.3	----	0.90	tipo A muito	<div> <div>400</div> <div>↑</div> <div>250</div> </div>
	I _B	40.0	52.0	8.0	----	0.85	abundante	
II	II _A	----	85.4	6.3	8.8	0.86	e tipo B	
	II _B	39.2	54.1	2.7	3.8	0.87	subordinado	
III		62.5	34.5	0.6	2.4	0.86	somente tipo B	

maciço (SB80I).

(7) Comparativamente aos fluidos aquo-carbônicos anteriores (I_B e II_B) o III mostra uma predominância de H_2O sobre CO_2 e possui quantidades bem menores de CH_4 e N_2 . Isto pode significar que durante os vários estágios de interação fluido/rocha e consequente deposição do Au, as soluções mineralizantes inicialmente mais quentes ($> 400^\circ C$) e ricas em CO_2 , evoluíram progressivamente para soluções mais aquosas à temperaturas mais baixas ($\sim 250^\circ C$). X

III.8. Determinação da Salinidade dos Fluidos Mineralizantes

Geralmente a salinidade é conhecida em termos de equivalente da porcentagem em peso de NaCl (eq. % NaCl) uma vez que os íons Na^+ e Cl^- são os mais comumente encontrados em soluções naturais.

A salinidade dos fluidos mineralizantes foram determinadas pela temperatura de fusão dos clatratos complexos de CO_2 e CH_4 que pode ser apenas observada nas inclusões aquo-carbônicas (tipo B).

COLLINS (1979) demonstrou claramente que quando clatratos são formados durante o resfriamento das inclusões fluidas, a salinidade de sua fase aquosa residual aumenta drasticamente. De acordo com este autor o aumento da salinidade é devido ao consumo de H_2O na cristalização destes compostos, causando um enriquecimento de NaCl e outros sais que não se incorporam em estrutura cristalina alguma em condições de baixa temperatura.

Dessa forma, a temperatura de fusão do gelo para inclusões que apresentam formação de clatratos fornecerão dados de salinidade errôneos, às vezes diferindo de até 50% dos valores obtidos através da fusão dos clatratos (COLLINS, 1979).

Com base neste método, as temperaturas de fusão de clatratos (T_{fCl}) foram registradas em inclusões aquo-carbônicas das

amostras mineralizadas a ouro da Mina Fazenda Brasileiro e plotados no sistema $H_2O - CO_2 - NaCl$, que fornecem valores baixos para a salinidade dos fluidos mineralizantes, isto é, invariavelmente inferiores à 5 eq.% NaCl (Figura 24 A e B).

Quantidades inexpressivas de sais dissolvidos foram também obtidas para inclusões aquosas, independente de sua origem primária ou secundária. Nestes casos a salinidade foi determinada pela temperatura de fusão do gelo ($T_{fg} = -0.7$ a $-4.4^{\circ}C$), uma vez que estas inclusões não apresentam o fenômeno de cristalização de clatratos, produzindo valores que variam de 1 à 7.5 eq.% NaCl (Figura 24 A e B).

FIGURA 24 - (A) Histograma da variação da temperatura de fusão de clatratos e gelo, respectivamente em inclusões aquo-carbônicas (Tipo B) e aquosas (Tipo D e E); (B) salinidade dos fluidos mineralizantes com base na temperatura de fusão de clatratos (T_{fCl}) e do gelo (T_{fg}) (COLLINS, 1979).

CAPÍTULO IV

DISCUSSÃO E CONCLUSÕES

CAPÍTULO IV

DISCUSSÃO E CONCLUSÕES

Conforme foi enfatizado na parte introdutória, o objetivo fundamental deste trabalho visou a caracterização de alguns parâmetros físico-químicos (composição, densidade e salinidade principalmente) dos fluidos responsáveis pelo transporte do ouro, através de estudos de microtermometria e de espectroscopia Raman de inclusões fluidas das hospedeiras das mineralizações auríferas da Mina Fazenda Brasileiro. Complementarmente, pretendeu-se estabelecer linhas evolutivas destes fluidos, conjecturar sobre suas possíveis origens, estimar as condições de pressão e temperatura da mineralização, assim como avaliar os fatores que regeram a precipitação do ouro.

Os estudos de microtermometria e espectroscopia Raman de inclusões fluidas do tipo A, B, D e F em quartzo das principais hospedeiras das mineralizações auríferas da Mina Fazenda Brasileiro demonstraram que soluções quentes ($> 400^{\circ}\text{C}$), de densidade relativamente altas ($0.85 - 0.90 \text{ g/cm}^3$), inicialmente compostas por CO_2 ($89.7 - 85.4$ moles %), evoluem com o abaixamento da temperatura e ascensão crustal para soluções que tornam-se gradativamente mais aquosas (40 a 62.5 moles % de H_2O) de baixa salinidade (< 5 eq. % NaCl).

As soluções carbônicas correspondem aos fluidos I_A e II_A , ao passo que aquelas que adquirem caráter mais aquoso estão relacionadas aos fluidos I_B , II_B e III , conforme já previamente de finidos no capítulo anterior.

Nos estágios iniciais da mineralização, à temperaturas superiores à 400°C , os fluidos carbônicos I_A e II_A devem ter sido os principais responsáveis pelo transporte e concentração do ouro, até encontrarem condições físico-químicas favoráveis para a precipitação deste metal na brecha quartzo-feldspática e veio de quartzo

sulfetado respectivamente. Nestas fases iniciais já nota-se a presença, embora incipiente, de fluidos aquo-carbônicos (I_B e II_B), indicando assim um início de introdução de H_2O no sistema. No entanto, o CO_2 permanece como a substância mais abundante nestes fluidos (54-52 moles %).

Este fato pode ser claramente observado na avaliação dos tipos e modos de ocorrência de inclusões fluidas nestas amostras: as inclusões monofásicas carbônicas (tipo A) são de longe as mais abundantes, junto com as quais aparecem de forma restrita as inclusões aquo-carbônicas (tipo B).

Nos estágios mais tardios da mineralização, que correspondem à precipitação do ouro juntamente com o veio de quartzo maciço à temperaturas em torno de 250° e $300^\circ C$, os fluidos do tipo III já se caracterizam por ser eminentemente aquo-carbônicos, diferindo dos anteriores pelas quantidades mais baixas de CO_2 (~ 35 moles %), CH_4 e N_2 (Tabela 4).

Com base em estudos experimentais, SEAWARD (1982) postula que tio-complexos de Au do tipo $Au(HS_2)^-$, $HAu(HS_2)^0$ e $Au_2(HS)_2S^{-2}$ e complexos clorados, tais como $AuCl_2$, são provavelmente os mecanismos dominantes do transporte deste metal em sistemas hidrotermais. Afirma ainda que embora tio-arsenietos (AsS_2^- ou AsS_4^{-2}), tio-antimonietos, tio-cianetos e complexos com NH_3^+ , Br^- e I^- devam assumir também um papel importante no transporte do Au(I). As informações ainda são escassas sobre o equilíbrio químico destes íons sob condições de altas pressões e temperaturas em soluções hidrotermais de pH ácido e alcalino.

KERRICH & FYFE (1981) admitem que complexos com carbonila (por exemplo, $AuClO^-$) são importantes no transporte e deposição do ouro em alguns depósitos arqueanos que se formaram a temperaturas acima de $450^\circ C$. No entanto a ligação do ânion carbonila com Au(I) sendo fraca (PUDDEPHATT, 1978), é vulnerável a substituição por outros ligantes que possuam uma maior afinidade pelo Au(I), particularmente a altas temperaturas (SEAWARD, 1982).

No caso da Mina Fazenda Brasileiro, a íntima associação do ouro com sulfetos, notadamente arsenopirita e pirita, nas zonas de alteração hidrotermal (MARIMON et alii, 1986), juntamente com a baixa salinidade e alto teor em CO_2 dos fluidos das inclusões sugerem que de uma maneira geral as soluções mineralizantes no intervalo de 250°C a 400°C sejam redutoras (alta razão $\Sigma\text{H}_2\text{S}/\Sigma\text{SO}_4$) e relativamente alcalinas. Sob estas condições o ouro seria favoravelmente transportado na forma de tio-complexos do tipo $\text{Au}(\text{HS})_2^-$, $\text{HAu}(\text{HS})_2^-$ ou $\text{HAu}(\text{HS})_2\text{S}^{-2}$, pois apresentam uma solubilidade elevada em soluções redutoras e com pH em torno da neutralidade (Figura 25) (SEAWARD, 1982).

Outra linha de evidência do transporte do ouro por tio-complexos é fornecida pela razão Ag/Au que na mina Fazenda Brasileiro se encontra bem abaixo de 1, ou seja, $\text{Ag}/\text{Au} \approx 0.01$.

COLE & DRUMMOND (1986) demonstram através da utilização de modelos termodinâmicos para avaliar o comportamento do Au e Ag em condições pré-estabelecidas ($T = 150^\circ - 300^\circ\text{C}$, $\text{Cl}^- = 0.1$ e 1.0 m, $\text{pH} = 4-6$, $\Sigma\text{H}_2\text{S} = 0.1 - 10^{-5}$ m e $\Sigma\text{H}_2\text{S}/\text{SO}_4 = 10^{-10}$), que razões de $\text{Ag}/\text{Au} < 1$ são atingidas em soluções de baixa atividade de Cl^- (0.1 m), de moderado a alto pH (> 5) e $\Sigma\text{H}_2\text{S}$ ($> 10^{-3}$ m) e de altas razões $\Sigma\text{H}_2\text{S}/\Sigma\text{SO}_4$ ($> 10^5$). Ainda de acordo com estes autores, estas condições seriam favoráveis para o transporte do ouro através de tio-complexos do tipo $\text{Au}(\text{HS})_2^-$.

O ouro associado à brecha quartzo-feldspática e veio de quartzo sulfetado na mina Fazenda Brasileiro teria sido depositado mais provavelmente por um decréscimo na atividade de S^{-2} , que ocorre pela precipitação de sulfetos metálicos (arsenopirita, pirita, pirrotita, calcopirita, etc.) durante a interação de soluções hidrotermais e rochas adjacentes.

Reações típicas de remoção de S^{-2} da solução e deposição do Au pode ser representada pela formação de pirita na reação de silicatos de ferro ou mesmo de magnetita com os tio-complexos $\text{Au}(\text{HS})_2^-$ e $\text{HAu}(\text{HS})_2^-$ (PHILLIPS & GROVES, 1982 e 1983):

FIGURA 25 - Solubilidade do ouro em complexos do tipo $\text{Au}(\text{HS})_2^-$ e AuCl_2^- (em ppm) a 300°C em relação aos campos de estabilidade da pirita (py), pirrotita (po), hematita (hm) e magnetita (mg): a linha vertical tracejada fornece o pH de equilíbrio das reações de hidrólise do feldspato potássico-muscovita e muscovita-caolinita, onde $a_{\text{H}^+} = 0.01$; $\Sigma\text{Cl}^- = 1.0\text{m}$ e $\Sigma\text{S} = 0.05$ a 0.001m ; as áreas pontilhadas indicam as condições mais comuns de deposição do ouro (SEAWARD, 1982).

- (1) $\text{FeO (em silicatos)} + \text{HAu(HS)}_2 + 1/4 \text{O}_2 = \text{Au}^0 + \text{FeS}_2 + 1 \frac{1}{2} \text{H}_2\text{O}$
- (2) $\text{FeO (em silicatos)} + \text{Au(HS)}_2^- + 1/4 \text{O}_2 = \text{Au}^0 + \text{FeS}_2 + 1/2 \text{H}_2\text{O} + \text{OH}^-$
- (3) $\text{Fe}_3\text{O}_4 + 3 \text{HAu(HS)}_2 + 1/4 \text{O}_2 = 3 \text{Au}^0 + 3 \text{FeS}_2 + 4 \frac{1}{2} \text{H}_2\text{O}$
- (4) $\text{Fe}_3\text{O}_4 + 3 \text{Au(HS)}_2^- + 1/4 \text{O}_2 = 3 \text{Au}^0 + 3 \text{FeS}_2 + 3/2 \text{H}_2\text{O}$

Nos estágios de colocação dos veios de quartzo tardios, em regimes de pressão e temperaturas mais baixas, acredita-se que a deposição do Au tenha ocorrido por uma mistura de fluidos que faz com que haja uma diluição de CO_2 , diminuição do pH, oxidação e conseqüente desestabilização dos complexos transportadores deste metal.

De fato, as inclusões fluidas aquo-carbônicas (tipo B) que definiram o fluido mineralizante III no veio do quartzo maciço (SB80I) mostraram evidências petrográficas e microtermométricas indicativas da coexistência de um fluido aquoso com um rico em CO_2 : (1) inclusões aquo-carbônicas (tipo B) ocorrem em grupos isolados juntamente com inclusões aquosas (tipo D) no interior de cristais de quartzo; (2) inclusões aquosas às vezes também aparecem isoladas fornecendo evidências de uma possível origem primária (PRANCHA II: figura 19); (3) razões variáveis entre o volume da fase carbônica em relação ao volume da inclusão ($V_{\text{CO}_2}/V_T = 0.20 - 0.95$); (4) apresentam temperaturas de homogeneização aproximadamente dentro do mesmo intervalo (Figura 16).

Embora tenha-se imaginado como modelo inicial a mistura gradual dos fluidos carbônicos com fluidos mais aquosos na evolução das soluções mineralizantes, o autor também admite a possibilidade da ocorrência do fenômeno da imiscibilidade a partir de fluidos aquo-carbônicos originalmente homogêneos (PICHAVANT et alii, 1982 e RAMBOZ et alii, 1982) para estes estágios tardios da mineralização. Contudo, os dados disponíveis ainda não são conclusivos ficando portanto a questão em aberto.

No contexto geológico do depósito de ouro da Mina Fazenda Brasileiro, os processos que conduziram à deposição da para-

gênese de minério ocorreram principalmente ao longo de sítios estruturais favoráveis (brechas e zonas de cisalhamento, por exemplo) que atuaram de maneira fundamental no sentido de canalizar os fluidos provenientes de grandes profundidades na crosta.

Estes sítios estruturais favoráveis expõem os fluidos à uma área de interação muito limitada da rocha hospedeira, embora seja expandida localmente em regiões onde as pressões dos fluidos (P_f) atingem valores superiores à litostática (P_l), causando fraturamento hidráulico e conseqüente formação de zonas brechadas e de stockwork que permitem um rápido acesso de fluidos (PHILLIPS & GROVES, 1983).

Admite-se que a condição necessária para gerar o fraturamento hidráulico, ou seja, $P_f > P_l$, possa ser atingida principalmente através da redução da pressão confinante (P_l) durante a ascensão crustal da seqüência vulcano-sedimentar, seja por processos tectônicos ou simples remoção gradual das rochas sobrejacentes pela erosão (PHILLIPS, 1972).

Sob estas condições de alta pressão de fluidos, o fraturamento hidráulico ocorre em unidades mais competentes, como a zona mais diferenciada da intrusão máfica da Faixa Weber (TEIXEIRA, 1984) onde os principais corpos mineralizados estão hospedados, permitindo assim um maior fluxo de fluidos do que nas rochas adjacentes.

Na sua área fonte, o equilíbrio químico entre os fluidos ricos em H_2O e CO_2 e as rochas adjacentes é mantido até o momento em que se inicia a sua migração para níveis mais altos na crosta durante a ascensão crustal desta seção do "greenstone belt". Neste processo de migração, tanto as interações fluido/rocha como as conseqüentes mudanças em diversos parâmetros físico-químicos, do meio, tais como, temperatura, pressão, composição do fluido, fO_2 e/ou fS_2 , pH, etc., devem ter se constituído localmente nos principais controles (mas não os únicos) na deposição do ouro (PHILLIPS & GROVES, 1983).

Um conjunto de isócoras representando os principais tipos de fluidos mineralizantes definidos foram calculadas e plotadas em diagrama P-T com o objetivo de se avaliar as condições de formação da mineralização, as relações destes fluidos com os eventos metamórficos, assim como suas possíveis origens (Figura 26).

A isócora de 0.90 g/cm^3 para o fluido mineralizante I_A e as de 0.85 g/cm^3 , correspondentes às densidades média dos fluidos mineralizantes I_B , II_A , II_B e III (Tabela 4) foram determinadas assumindo-se que as propriedades volumétricas destes fluidos possam ser adaptadas aos sistemas $\text{CO}_2 - \text{CH}_4$ e $\text{H}_2\text{O} - \text{CO}_2 - \text{NaCl}$, desenvolvidos nos trabalhos de SWANENBERG (1979) e BOWERS & HELGESON (1983) respectivamente.

As condições de pressão e temperatura mínimas para a deposição do ouro pelos fluidos mineralizantes I_A e II_A na brecha quartzo-feldspática e I_B e II_B no veio de quartzo sulfetado são obtidas através da intersecção de suas respectivas isócoras com a reta que delimita a temperatura de homogeneização total média das inclusões investigadas (Figura 26).

Tal procedimento estabelece para este(s) estágio(s) de deposição do ouro uma temperatura mínima de 380°C e pressões mínimas que variam de 2.2 à 2.5 Kbar.

Como temperatura máxima para este(s) estágio(s) sugere-se o limite termal superior de estabilidade da assembléia arsenopirita - pirita com a qual o ouro se associa intimamente. Comumente este limite de temperatura tem sido aceito como 491°C , embora SHARP et alii (1985) o considere incorreto pois sob condições de metamorfismo moderado a alto o efeito de pressão atua no sentido de estender o campo de estabilidade desta assembléia numa razão aproximada de 14°C/kbar .

Levando-se em consideração este fator limitante, a intersecção das isócoras dos fluidos em questão com este limite termal estabelece pressões máximas entre 2.7 e 3.2 kb (Figura 26).

As condições de pressão e temperatura da mineralização

ISÓCORAS:

- $\text{CO}_2 (\pm \text{CH}_4)$
- - - - - $\text{H}_2\text{O} - \text{CO}_2 - \text{NaCl}$ (NÃO CORRIGIDAS PELAS EXISTÊNCIAS DE CH_4 E N_2).
- FLUIDOS AQUOSOS DE SALINIDADE BAIXA COEXISTINDO COM FLUIDO MINERALIZANTE III.
- - - - - FLUIDOS AQUOSOS TARDIOS DE BAIXA SALINIDADE.

- CONDIÇÕES ESTIMADAS DE P e T PARA A MINERALIZAÇÃO ASSOCIADA À BRECHA QUARTZO-FELDSPÁTICA E VEIO DE QUARTZO COM ARSENOPIRITA E PIRITA.
- CONDIÇÕES ESTIMADAS DE P e T PARA A MINERALIZAÇÃO ASSOCIADA AO VEIO DE QUARTZO MACIÇO.

FIGURA 26 - Diagrama P-T mostrando as condições mínimas e máximas prováveis da deposição do ouro em dois estágios na Mina Fazenda Brasileiro com base nas isócoras dos fluidos I_A, II_A, I_B, II_B e III. O retângulo interior representa o intervalo de P-T para o metamorfismo regional do "Greenstone Belt" do Rio Itapicuru, de acordo com SILVA (1983).

Legenda: 1 = curva crítica do sistema $\text{H}_2\text{O} - 30$ moles% CO_2 (BOWERS & HELGESON, 1983); 2 = curva crítica do sistema $\text{H}_2\text{O} - 50$ moles% CO_2 (BOWERS & HELGESON, 1983); 3 = limite termal superior da estabilidade da assembléia pirita + arsenopirita (não corrigida pela pressão) (SHARP et alii, 1985); 4 = temperatura média de homogeneização total (Th) de inclusões a quo-carbônicas.

aurífera associada aos veios de quartzo são definidas tendo em vista que nestes estágios mais tardios o fluido III tenha sofrido um processo de mistura de fluidos ou mesmo imiscibilidade, conforme já documentado pela coexistência de inclusões aquo-carbônicas e aquosas.

As condições de pressão e temperatura do aprisionamento simultâneo em inclusões de dois fluidos imiscíveis é obtido através da intersecção das isócoras destes fluidos (ROEDDER & BODNAR, 1980), que ocorre no presente caso a 300°C e 1.4 kb (Figura 26). Interessantemente estes valores estão muito próximos às condições de imiscibilidade calculada experimentalmente para fluidos do tipo III compostos por H_2O - 30 moles% CO_2 com $d = 0.85 \text{ g/cm}^3$: 270°C e 1.2 kbar.

Além disso, estas condições de P e T referentes aos estágios tardios da deposição do ouro são compatíveis com as temperaturas de homogeneização registradas nas inclusões investigadas que também se encontram no mesmo intervalo acima proposto (250 - 300°C).

Para se conjecturar sobre a origem dos fluidos mineralizantes combinou-se as isócoras com estudos petrológicos anteriores que revelam que as condições de metamorfismo que esta parte do "greens tone belt" foi submetida encontram-se principalmente no fácies xisto verde e anfibolito baixo com temperaturas e pressões no intervalo de 400 a 600°C e 2 a 4 kb respectivamente (SILVA, 1983 e MONTE LOPES, 1983).

Estes dados delimitam-se no diagrama P-T da figura 26 um campo através do qual as isócoras interceptam, sugerindo assim uma origem metamórfica para os fluidos mineralizantes.

A própria composição destes fluidos também se constitui num fator fundamental na definição de sua origem metamórfica, uma vez que fluidos superficiais (água do mar e meteórica) ou magmáticos são comumente salmouras hiper à moderadamente salinas, enquanto fluidos derivados do metamorfismo de médio e alto grau são

tipicamente ricos em CO_2 e de baixa salinidade (CRAWFORD, 1981b e TOURET, 1981).

Além disso, fluidos sob altas pressões são gerados apenas em regimes crustais onde o metamorfismo progressivo seja atuante, devido às mudanças das relações volumétricas das reações metamórficas de desidratação (FYFE e KERRICH, 1982) e expansão termal diferencial dos fluidos nestes processos (NORRIS & HENLEY, 1976).

De acordo com FYFE et alii (1978), a devolatilização das seqüências vulcano-sedimentares mais basais do "greenstone belt", que são submetidas a um metamorfismo da fácies anfibolito ou mesmo granulito, pode liberar fluidos aquo-carbônicos e carbônicos similares aos encontrados em inclusões fluidas, ao passo que a baixa porosidade sob estas condições metamórficas seria a razão de sua salinidade extremamente reduzida.

Finalmente o presente estudo também demonstrou que os fluidos mineralizantes a ouro da Mina Fazenda Brasileiro possuem características similares às reveladas nos estudos de inclusões fluidas realizadas em diversos depósitos de ouro em terrenos granito-"greenstone" arqueanos (Tabela 1).

- Fluidos aquosos ricos em CO_2 (25 ± 5 moles%);
- Baixa salinidade ($< 4\%$ eq.% peso em NaCl);
- Temperaturas moderadas à altas (250 à $> 400^\circ\text{C}$);
- Coexistência entre inclusões aquosas e carbônicas indicando imiscibilidade de fluidos;
- Relação íntima com os eventos metamórficos e deformacionais das seqüências "greenstones".

Torna-se aparente desta forma que na procura de critérios para a avaliação da influência de fluidos magmáticos, meteóricos, metamórficos ou mesmo uma mistura destes na formação de depósitos de ouro, em diversos contextos geológicos ("greenstone belt", cobre porfiríticos, sistemas geotermiais ativos ou veios epitermais polimetálicos), o estudo de inclusões fluidas é de fundamental impor-

tância, uma vez que dados mineralógicos e geoquímicos nesse sentido ainda são escassos. O desenvolvimento de novas técnicas analíticas, assim como o aperfeiçoamento das atualmente em aplicação, constituem-se num amplo campo de pesquisa que certamente levará a um melhor conhecimento do ambiente hidrotermal dos depósitos minerais.

BIBLIOGRAFIA

BIBLIOGRAFIA

ALDERTON, D.H.M.; THOMPSON, M.; RANKIN, A.H. e CHRYSSOULIS, S.L., 1982, Developments of the ICP - linked decrepitation technique of the analysis of fluid inclusions in quartz. Chem. Geology, 37: 203-213.

ALLEGRE, C., 1961, De l' application de la résonance paramagnétique nucléaire à l'étude des inclusions fluides. Soc. Geol. France Comptes Rendus, 7: 178-179.

BENY, C.; GUILHAUMOU, N. e TOURAY, J.C., 1982, Native sulphur-bearing fluid inclusions in the CO_2 , H_2S - H_2O -S system - The microthermometry and RAMAN microprobe (MOLE) analysis. Thermochemical interpretations. Chem. Geology, 37: 113-127.

BISSON, P., 1977, Contribution à l'étude d'une microsonde à effect RAMAN. Thèse de Spécialité, Université de LILLE.

BLOOM, M., 1981, Chemistry of Inclusion Fluids: Stockwork Molybdenum Deposits from Questa, New Mexico, and Hudson Bay Mountain and Endako, British Columbia. Econ. Geol., 76: 1906-1920.

BODNAR, R.J. & BETHKE, P.M., 1984. Systematics of stretching of fluid inclusions I: fluorite and sphalerite at 1 atmosphere confining pressure. Econ. Geol. 79: 141-161.

BOWERS, T.S. & HELGESON, H.C., 1983 Calculation of the thermodynamic and geochemical consequences of nonideal mixing in the system H_2O - CO_2 -NaCl on phase relations in geologic systems metamorphic equilibria at high pressures and temperatures. Am. Min., 68: 1059-1075.

BURRUS, R.C., 1981, Analysis of Phase Equilibria in C-O-H-S fluid inclusions in: HOLLISTER, L.S. & CRAWFORD, M.L. (eds.), Fluid Inclusions: Applications to Petrology - Short Course. Min. Assoc. of Canada, 6: 39-74.

CALAS, E.; HUC, A.Y. e PAJOT, B., 1976, Utilization of the infrared spectrometry for fluid inclusion studies in minerals : feasibility and limites. Bull. Soc. Franc. Cristallogr., 99: 153-161.

COLE, D.R. & DRUMMOND, S.E., 1986, The effect of transport and boiling on Ag/Au rations in hydrothermal solutions: a preliminary assessment and possible implications for the formation of Epithermal precious metal ore deposits. Jour. of Geoch.Explor., 25: 45-79.

COLLINS, P.L.F., 1979, Gas hydates in CO₂ - bearing fluids and the use of freezing data for estimation of salinity. Econ. Geol., 74: 1435-1444.

CORDANI, U.E. & BRITO NEVES, B.B., 1982, The Geologic Evolution of South America during The Archean and Early Proterozoic. Rev. Bras. Geociências, 12(1-3): 78-88.

CRAWFORD, M.L., 1981a, Phase Equilibria in Aqueous Fluid Inclusions in: HOLLISTER, H.S. & CRAWFORD, M.L. (eds.), Fluid Inclusions: Applications to Petrology - Short Course. Min. Assoc. of Canada, 6: 75-100.

CRAWFORD, M.L., 1981b, Fluid inclusions in metamorphic rocks-low and medium grade in: HOLLISTER, L.S. & CRAWFORD, M.L. (eds.), Fluid Inclusions: Applications to Petrology - Short Course. Min. Assoc. of Canadá, 6: 157-181.

DEICHA, G., 1950, Essais par écrasement de fragments minéraux pour la mise an évidence d'inclusions liquides d'origine hydrothermale. Bull. Soc. Franc. Minéral. Cristallogr., 75: 237-245.

DHAMELINCOURT, P.; BENY, J.M.; DUBESSY, J. e POTY, B., 1979, Analysis of fluid inclusions by the RAMAN microprobe MOLE. Bull. Minéral., 102: 600-610.

DOCEGEO, 1982. Projeto Weber. Jazida de Ouro da Fazenda Brasileiro.

Rel. Pesq. DNPM, Vol. 1, texto, 256p.

DUBESSEY, J.; AUDEOUD, D.; WILKINS, R. e KOSZTOLANYI, 1982, The use of the RAMAN microprobe MOLE in the determination of the electrolytes dissolved in the aqueous phase of fluid inclusions. Chem. Geology, 37: 137-150.

FUJIKAWA, K. & ALVES, J.V., 1984, Dilatação de inclusões fluidas em plagioclásios da Província Uranífera de Lagoa Real-Caetité (BA) in: Anais XXXIII Congr. Bras. Geol., Rio de Janeiro, Vol. IX: 4453-4462p.

FYFE, W.S.; PRICE, N.J. e THOMPSON, A.B.: Fluids in the Earth's Crust. Elsevier, Amsterdam, 383p.

GILSON, T.R.; HENDRA, P.J., 1980, Laser Raman Spectroscopy. John Wiley & Sons Ltd (ed.), London, 400p.

GUHA, J.; LEROY, J. e GUHA, D., 1979, Significance of fluid phases associated with shear zone Cu-Au mineralization in the Doré Lake Complex, Chibougamau, Quebec. Bull. Minéral., 102: 569-576.

HEDENQUIST, J.W. & HENLEY, R., 1985. The importance of CO₂ on freezing point measurements of fluid inclusions: evidence from active geothermal system and implications for epithermal ore deposition. Econ. Geol., 80: 1379-1406.

HEYEN, G.; RAMBOZ, C. e DUBESSY, J., 1982, Simulation des équilibres de phases dans le système CO₂-CH₄ endessous de 50°C et de 100 bar. C.R. Acad. Sci. Paris 294: 203-206.

HOLLISTER, L.S. & BURRUS, R.C., 1976, Phase Equilibria in fluid inclusions from the Khatada Lake metamorphic complex. Geoch. et Cosmoch. Acta, 40: 163-175.

HOLLISTER, L.S. & CRAWFORD, M.L. (ed.s), 1981, Short Course in Fluid Inclusions: Applications to Petrology. Miner. Assoc. of Canada, 6: 304p.

- KERRICH, R., 1976, Some effects of tectonic recrystallisation on fluid inclusions in vein quartz. *Contr. Min. Petrol.*, 59: 195-202.
- KERRICH, R. & HODDER, R.W., 1980, Archean Lode Gold and Base Metal Deposits: Evidence for metal separation into independent hydrothermal system. in: HODDER, R.W. & PETRUCK, W. (eds.), *Geology of Canadian Gold Deposits. The Can. Inst. Min. Met. Spec. Publ.*, 24: 144-160p.
- KERRICH, R. & FYFE, W.S., 1981, The Gold-Carbonate Association: Source of CO₂ and CO₂ fixation reactions in Archean lode deposits. *Chem. Geol.*, 33: 265-294.
- KISHIDA, A., 1979, Caracterização Geológica e Geoquímica das Sequências Vulcano-Sedimentares do Médio Rio Itapicuru. Bahia. Dissertação de Mestrado em Geociências. Univ. Fed. da Bahia, 106p.
- KISHIDA, A. & RICCIO, L., 1980, Chemostratigraphy of Lava Sequences from the Rio Itapicuru greenstone belt, Bahia, Brazil, *Prec. Res.*, 11, p. 161-178.
- KREULEN, R. & SHUILING, R.D., 1982, N₂-CH₄-CO₂ fluids during formation of the Dome de l'Agout, France. *Geoch. Cosmoch. Acta*, 46: 193-203.
- LAWLER, J.P. & CRAWFORD, M.L., 1983, Stretching of fluid inclusions resulting from a low-temperature microthermometric technique. *Econ. Geol.*, 78: 527-529.
- MARIMON, M.P.C.; KISHIDA, A. e TEIXEIRA, J.B.G., 1986. Estudo da alteração hidrotermal relacionada à mineralização aurífera na Mina Fazenda Brasileiro (BA). in: XXXIV Cong. Bras. Geol., Goiânia, Boletim nº 1 (Resumos e Breves Comunicações), p. 161.
- MARINHO, M.M. & SABATÉ, P., 1982, The Contendas - Mirante Volcano-Sedimentary Sequence and its granitic-migmatitic basement. *Rev.*

Bras. Geociências, 12 (1-3), p. 139-168.

MARQUES, C.G.M., 1979, Projeto Santa Cruz - Relatório I - Área Weber. Relatório Interro, DOCEGEO S.A.

MASCARENHAS, J.F. de, 1973, A Geologia do Centro-Leste do Estado da Bahia. in: XXVII Congr. Bras. de Geol., Anais, Soc. Bras. Geol., Aracaju, vol. 2: 35-66p.

MASCARENHAS, J.F. & SÁ, J.H.S., 1982, Geological and Metallogenic patterns in the Archean and Early Proterozoic of Bahia State, Eastern Brazil. Rev. Bras. Geociências, 12 (1-3): 193-214.

MONTE LOPES, C.A., 1982, Algumas características geológicas e geoquímicas das mineralizações de ouro na área da Jazida da Fazenda Brasileiro - Bahia. Dissertação de Mestrado em Geociências, Univ. Fed. Bahia, 99p.

MULLIS, J., 1979, The system methane-water as geologic thermometer and barometer from the external part of the central Alps. Bull. Minéral., 102: 526-536.

NASH, J.T., 1976, Fluid inclusion petrology - data from porphyry copper deposits and applications to exploration. U.S. Geol. Survey Prof. Paper, 907D, 16p.

NORRIS, R.J.; HENLEY, R.W., 1976, Dewatering of a metamorphic pile. Geology, 4: 333-336.

PÊCHER, A., 1979, Les inclusions fluides des quartz d'examination de la zone du M.C.T. Himalayen au Népal Central: donne's sur la phase fluide dans grande zone de cisaillement crustal. Bull. Minéral., 102: 537-554.

PHILLIPS, G.N. & GROVES, D.I., 1982, Sulphur Isotope Compositions and Genesis of Archean Gold Mineralization, Australia and Zimbabwe. in: FOSTER, R.P. (ed.), Gold'82: The Geology, Geochemistry and Genesis of Gold Deposits. Geol. Soc. Zimbabwe,

Spec. Publ. n° 1, Balkema, Rotterdam, 373-387p.

PHILLIPS, G.N. & GROVES, D.I., 1983, The nature of Arcehan gold-bearing fluids as deduced from gold deposits of Western Australia. Joun. of the Geol. Soc. pf Australia, 30: 25-39.

PHILLIPS, W.J., 1972, Hydraulic fracturing and mineralization. J. Geol. Soc. London, 128: 337-359.

PICHAVANT, M.; RAMBOZ, C. e WEISBROD, A., 1982, Fluid immiscibility in natural processes: uses and misuse of fluid inclusion data. I. Phase Equilibria Analysis - A theoretical and geometrical approach. Chem. Geol., 37: 1-27.

POTY, B.; LEROY, J. e JACHIMOWICZ, L., 1979, Un nouvel appareil pour la mesures des temperatures sous le microscope: l'installation de microthermetric CHAIXMECA. Soc. Franc. Minéral. Cristallogr., 99: 182-186.

PUDDEPHATT, R.J., 1978, The Chemistry of Gold. Elsevier, Amsterdam, 274p.

RAMBOZ, C., 1980, Gèochimie et étude des phase fluides de gisements et indices d'etain - tungstène du sud du Massif (France). Thesis L'institut National Polytechnique de Lorraine, Nancy, 278p.

RAMBOZ, C.; PICHAVANT, M. e WEISBROD, A., 1982, Fluid immiscibility in natural processes: use and misuse of fluid inclusion Data. II. Interpretation of fluid inclusion data in terms of immiscibility. Chem. Geol., 37: 29-48.

RAMBOZ, C.; SCHNAPPER, D. e DUBESSY, J., 1985, P- $\bar{V}$ -T-X-fO₂ evolution of H₂O-CO₂-CH₄ - bearing fluid in a wolframite vein: Reconstruction from fluid inclusion studies. Geoch. Comoch. Acta, 49: 205-219.

ROEDDER, E. 1963, Studies of fluid inclusions II: freezing data and their interpretation. Econ. Geol., 58: 167-211.

ROEDDER, E., 1970, Application of an improved crushing microscope stage to studies of gases in fluid inclusions. Schweiz. Mineral Petrogr. Mitt., 50: 41-53.

ROEDDER, E., 1972, Composition of fluid Inclusions. U.S. Geol. Survey Prof. Paper 440 JJ, 164p.

ROEDDER, E., 1977a, Fluid Inclusions as tools in mineral exploration. Econ. Geol., 72: 503-525.

ROEDDER, E., 1977b, Changes in ore fluid with time from fluid inclusion studies at Creed, Colorado in: Problems of Ore Deposition, fourth IAGOD Symposium, Varna, 1974, Vol. 2, Sofia, Publ. House Bulgarian Acad. Sciences, 179-185p.

ROEDDER, E., 1981, Origin of fluid inclusions and changes that occur after trapping in: HOLLISTER, L.S. & CRAWFORD, M.L. (eds.), Short Course in Fluid Inclusions: Applications to Petrology. Min. Assoc. of Canada, 6: 101-137p.

ROEDDER, E., 1982, Fluid inclusion evidence bearing on the environments of gold deposition in: FOSTER, R.P. (ed.), Gold'82: The Geology, Geochemistry and Genesis of Gold Deposits. Geol. Soc. Zimbabwe Spec. Publ. n° 1, AA. Balkema, Rotterdam, 53-70p.

ROEDDER, E. & SKINER, B.J., 1968, Experimental evidence that fluid inclusions do not leak. Econ. Geol., 63: 715-730.

ROEDDER, E. & BODNAR, R.J., 1980, Geologic pressure determinations from fluid inclusion studies. Ann. Rev. Earth Planet. Sci., 8: 263-301.

ROSASCO, G.J. & ROEDDER, E. & SIMMONS, J.H., 1975, Laser activated RAMAN spectroscopy for nondestructive partial analysis of individual phases in fluid inclusions in minerals. Science, 190: 557-560.

SEAWARD, T.M., 1982, The transport and deposition of gold in

- hydrothermal systems in: **FOSTER, R.P.** (ed.), Gold'82: The Geology, Geochemistry and Genesis of Gold Deposits. Geol. Soc. Zimbabwe Spec. Publ. nº 1, AA. Balkema, Rotterdam, 53-70p.
- SEYFRIED, W. & BISCHOFF, J.L.**, 1977, Hydrothermal transport of heavy metals by seawater. The role of seawater/basalt ratio. Earth. Plan. Sci. Lett., 34: 71-77.
- SHARP, Z.D., ESSENE, E.J. e KELLY, W.C.**, 1985, A Re-examination of the arsenopyrite geothermometer: pressure considerations and applications to natural assemblages. The Can. Mineralogist, 23: 517-534.
- SILVA, M.G.**, 1983, A Seqüência Vulcano-Sedimentar do Médio Rio Itapicuru, Bahia: Caracterização petrográfica, considerações petrogenéticas preliminares e zoneografica, metamórfica. Dissertação de Mestrado em Geociências, Univ. Fed. da Bahia, 88p.
- SMITH, T.J., CLOKE, P.L. e KESLER, S.E.**, 1984, Geochemistry of fluid inclusions from the McIntire-Hollinger Gold deposit, Timmins, Ontario, Canada. Econ. Geol., 79: 1265-1285.
- SOURIRAJAN, S. & KENNEDY, E.C.**, 1962, The system $H_2O-NaCl$ at elevated temperatures and pressures. Am. J. Sciences, 262:1055-1074.
- SPRY, A.**, 1969, Metamorphic Textures. Oxford, Pergamon Press, 350p.
- SWANENBERG, H.E.C.**, 1979, Phase equilibria in carbonic systems and their application to freezing studies of fluid inclusions. Contr. Min. Petrol., 68: 303-306.
- TEIXEIRA, J.B.G.**, 1984, Geologia e Controles da Mineralização Aurífera em Fazenda Brasileiro, Serrinha (BA). Dissertação de Mestrado em Geociências, Univ. Fed. da Bahia, 89p.
- TEIXEIRA, J.B.G. & KISHIDA, A.**, 1980, Geologia das Mineralizações

Auríferas Estratiformes da Faixa Weber, Araci-BA, in: Anais XXXI Congr. Bras. Geol. Camboriú, vol. 3, 1802-1811p.

TEIXEIRA, J.B.G., SILVA, M.G.; COSTA, U.R., OLIVEIRA, M.A., FRATIN, O.; TELES, P.J.; VIANNA, J.A. e GAMA, H.B., 1982, Rio Itapicuru Greenstone Belt (Serrinha Region) with Faixa Weber Gold Deposits and Serra de Jacobina Gold-bearing Metasedimentary Sequence. Int. Symp. Arch. Early Prot. Geol. Evol. & Met. (ISAP), Excursions, 118-138p.

TEIXEIRA, J.B.G.; KISHIDA, A.; MARIMON, M.P.C.; XAVIER, R.P. e McREATH, I., (no prelo). The Fazenda Brasileiro Gold Deposit, Rio Itapicuru, Bahia: Geology, Hydrothermal Alteration and fluid inclusion studies. Econ. Geol.

TOURAY, J.C., 1976, Activation analysis for liquid inclusion studies: a brief review. Bull. Soc. Franc. Minéral.Cristallogr., 91: 367-387.

TOURET, J., 1977, The significance of fluid inclusions the metamorphic rocks. in: FRASER, D.E. (ed.), Thermodynamics in Geology, 203-227p., D. Riedel Publ. Co. Boston.

TOURET, J., 1981, Fluid inclusions in high grade metamorphic rocks in: HOLLISTER, L.S. & CRAWFORD, M.S. (eds.), Fluid inclusions: Applications to Petrology - Short Course. Min. Assoc. of Canada, 6: 182-208.

TOURET, J., 1982, An empirical phase diagram for a part of the N_2 - CO_2 system at low temperature. Chem. Geol., 37: 49-58.

TOURET, J. & DIETVORST, P., 1983, Fluid inclusions in high-grade anatectic metamorphites. J. Geol. Soc. London, 140: 635-649.

WEISBROD, A.; POTY, B. e TOURET, J., 1976, Les inclusions fluides in ge-ochimie et pétrologie: tendances actualles. Bull. Minér., 99(140), 140-152.

WOPENKA, B. & PATERIS, J.D., 1986, Limitations to Quantitative analysis of fluid inclusions in geological samples by Laser RAMAN Microprobe Spectroscopy. applied Spectroscopy, 148: 144-151.

APÊNDICE

Apêndice I

Exemplo de Cálculo da Composição Química Relativa da Fase Carbônica de uma Inclusão Fluida qualquer por Espectroscopia Raman

Os espectros Raman para CO_2 , CH_4 e N_2 assim como os valores da integração de suas áreas, podem ser encontrados nas folhas em anexo. As seções transversais dos espectros Raman do CO_2 , CH_4 e N_2 são considerados como 1.21, 8.9 e 1 respectivamente.

Com base na fórmula já apresentada no item II.2 do trabalho, o cálculo se procede da seguinte forma:

$$\frac{H_{\text{CO}_2}}{H_{\text{CH}_4}} = \frac{n_{\text{CO}_2} \times G_{\text{CO}_2}}{n_{\text{CH}_4} \times G_{\text{CH}_4}} \quad (1)$$

$$\frac{3111.5}{836.5} = \frac{n_{\text{CO}_2}}{n_{\text{CH}_4}} \times \frac{1.21}{8.9}$$

$$\boxed{n_{\text{CH}_4} = 0.035 n_{\text{CO}_2}} \quad (1)$$

$$\frac{H_{\text{CO}_2}}{H_{\text{N}_2}} = \frac{n_{\text{CO}_2} \times G_{\text{CO}_2}}{n_{\text{N}_2} \times G_{\text{N}_2}}$$

$$\frac{3111.5}{367} = \frac{n_{\text{CO}_2}}{n_{\text{N}_2}} \times \frac{1.21}{1}$$

$$\boxed{n_{\text{N}_2} = 0.14 n_{\text{CO}_2}} \quad (2)$$

$$n_{\text{CO}_2} + n_{\text{CH}_4} + n_{\text{N}_2} = 100 \quad (3)$$

Substituindo agora as expressões (1) e (2) em (3), tem-se

$$n_{\text{CO}_2} + 0.035 n_{\text{CO}_2} + 0.14 n_{\text{CO}_2} = 100$$

$$\underline{n_{\text{CO}_2} = 85.5 \text{ moles \%}}$$

Substituindo agora este valor em (1) e (2), obtem-se:

$$\underline{n_{\text{CH}_4} = 30 \text{ moles \%}}$$

$$\underline{n_{\text{N}_2} = 12 \text{ moles \%}}$$

WAVENUMBER (CM-1)	INTENSITY	Integer of the CO ₂ Raman Spectrum
1372.8	286	3111.5
1380.8	890	
1388.7	281	

DILOR MULTICHANNEL SPECTROMETER

OPERATOR:	WL=RPX	EXCITING LINE: (NM)	514.5
DATE:	23 5 84	LASER POWER (MW):	400
SAMPLE:	SB 1F	SPECTRUM NU SLIT WIDTH (MICRONS):	100
SPECTRUM NUMBER:	48	FILTER:	NO
FOREMONOCHROMATOR: (CM-1)	18105	INTEGRATION TIME: (S)	2
SPECTROGRAPH: (CM-1)	18105	NUMBER OF ACCUMULATIONS:	75
DETECTOR (NUMBER OF DIODES):	512	SPECTRAL SLIT WIDTH: (CM-1)	3.19
REMARK:			

FS 890 MS 135

DISTANCE BETWEEN CALIBRATION POINTS : 20 CM-1

APÊNDICE I (cont.)

WL=RPX 50

WAVENUMBER (CM-1)	INTENSITY	Integer of the CO ₂ Raman Spectrum
2903.6	334	836.5
2913.2	416	
2920.4	334	

DILOR MULTICHANNEL SPECTROMETER

OPERATOR:	WL=RPX	EXCITING LINE: (NM)	514.5
DATE:	23 5 84	LASER POWER (MW):	400
SAMPLE:	SB 1F	SPECTRUM NU SLIT WIDTH (MICRONS):	100
SPECTRUM NUMBER:	50	FILTER:	NO
FOREMONOCHROMATOR: (CM-1)	16565	INTEGRATION TIME: (S)	3
SPECTROGRAPH: (CM-1)	16565	NUMBER OF ACCUMULATIONS:	100
DETECTOR (NUMBER OF DIODES):	512	SPECTRAL SLIT WIDTH: (CM-1)	2.39
REMARK:			

FS 416 MS 244

2844.4

3010.7

DISTANCE BETWEEN CALIBRATION POINTS : 20 CM-1

APÊNDICE I (cont.)

WL=RPX 49

MS 2

WAVENUMBER (CM-1)	INTENSITY	Integer of the N ₂ Raman Spectrum
2321.2	370	367
2325.9	417	
2332	370	

DILOR MULTICHANNEL SPECTROMETER

OPERATOR:	WL=RPX	EXCITING LINE:(NM)	514.5
DATE:	23 5 84	LASER POWER(MW):	400
SAMPLE:	SB 1F	SPECTRUM NU SLIT WIDTH (MICRONS):	100
SPECTRUM NUMBER:	49	FILTER:	NO
FOREMONOCHROMATOR: (CM-1)	17150	INTEGRATION TIME:(S)	3
SPECTROGRAPH: (CM-1)	17150	NUMBER OF ACCUMULATIONS:	100
DETECTOR(NUMBER OF DIODES):	512	SPECTRAL SLIT WIDTH:(CM-1)	2.68
REMARK:			

FS 417 MS 265

2256.1

2442.9

DISTANCE BETWEEN CALIBRATION POINTS : 20 CM-1

APÊNDICE I (cont.)

Apêndice II

Cálculo da composição e densidade global de inclusões aquo-carbônicas (Tipo B) pertencentes ao sistema $H_2O - CO_2 - CH_4 - N_2$.

Para que a composição e a densidade global do conteúdo fluido de inclusões aquo-carbônicas no sistema $H_2O-CO_2-CH_4-N_2$ possam ser estimadas, os seguintes parâmetros devem ser conhecidos a uma dada temperatura (T):

Inclusão Aquo-Carbônica

Fase Aquosa

VH_2O/VT - fração volumétrica da fase aquosa líquida na inclusão à T ambiente (em %)

d_l - densidade da fase aquosa líquida (g/cm^3).

Fase Carbônica

dv - densidade da fase carbônica

Z_i - fração molar da espécie i na fase carbônica. No presente caso tem-se ZCO_2 , ZCH_4 e ZN_2

$Z'CO_2$ - fração molar de CO_2 dissolvida na fase aquosa.

Estes parâmetros devem ser aplicados nas seguintes equações: para o sistema $H_2O-CO_2-CH_4-N_2$:

$$n_{H_2O} = \frac{(VH_2O/V_T) \cdot d_l}{18}$$

$$n_{CO_2} = \frac{(1 - VH_2O/V_T) \cdot dv \cdot ZCO_2}{44 - 28 ZCH_4 - 16 ZN_2} + Z'CO_2 \cdot n_{H_2O}$$

$$n_{CH_4} = \frac{(1 - VH_2O/V_T) \cdot dv \cdot ZCH_4}{44 - 28 ZCH_4 - 16 ZN_2}$$

$$n N_2 = \frac{(1 - V_{H_2O}/V_T) \cdot dv \cdot ZN_2}{44 - 28 ZCH_4 - 16 ZN_2}$$

$$X_i = \frac{n_i}{nH_2O + nCO_2 + nCH_4 + nN_2}$$

$$d = V_{H_2O}/V_T \cdot d_l + (1 - V_{H_2O}/V_T) \cdot dv$$

onde:

n_i = número de moles da espécie i

X_i = fração molar da espécie i na inclusão

d = densidade global da inclusão (g/cm^3)

Os dados de V_{H_2O}/V_T são obtidos visualmente, em porcentagem, ao passo que o dv é fornecido pela interpretação de $ThCO_2$ e d_l é considerado como lg/cm^3 . Os valores de ZCO_2 , ZCH_4 e ZN_2 são fornecidos diretamente pela espectroscopia Raman. $Z'CO_2$ é geralmente considerado como negligível.

Exemplo de Aplicação

Dados de microtermometria e espectroscopia Raman de uma inclusão a quo-carbônica qualquer:

$V_{H_2O}/V_T(\%)$	Microtermometria ($^{\circ}C$)				Espectroscopia Raman			
	$TfCO_2$	$TfCl$	$ThCO_2$	$Th(1)$	ZCO_2	ZCH_4	ZN_2	dv
0.30	-56.7	8.2	14.3	300	89.3	4.4	6.2	0.77

Cálculo da composição e densidade global:

$$n H_2O = \frac{0.3 \times 1}{18} = 0.016$$

$$n CO_2 = \frac{(1-0.3) \times 0.77 \times 0.893}{44-28 \times (0.044) - 16 \times (0.062)} = \frac{0.4813}{44-1.232-0.992} = \frac{0.4813}{41.776} = 0.011$$

$$n \text{ CH}_4 = \frac{(1 - 0.3) \times 0.77 \times 0.044}{44 - 28 \times (0.044) - 16 \times (0.062)} = \frac{0.0237}{41.776} = 0.0005$$

$$n \text{ N}_2 = \frac{(1 - 0.3) \times 0.77 \times 0.062}{44 - 28 \times (0.044) - 16 \times (0.062)} = \frac{0.0334}{41.776} = 0.0007$$

$$X \text{ H}_2\text{O} = \frac{0.016}{0.016 + 0.011 + 0.0005 + 0.0007} = \frac{0.016}{0.0282} = \underline{56.7 \text{ moles } \%}$$

$$X \text{ CO}_2 = \frac{0.011}{0.0282} = \underline{39.0 \text{ moles } \%}$$

$$X \text{ CH}_4 = \frac{0.0005}{0.0282} = \underline{1.7 \text{ moles } \%}$$

$$X \text{ N}_2 = \frac{0.0007}{0.0282} = \underline{2.4 \text{ moles } \%}$$

$$d = 0.3 \times 1 + (1 - 0.3) \times 0.77$$

$$d = \underline{0.83 \text{ g/cm}^3}$$