

UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO

INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

REGIMES DE FLUIDOS E FORMAÇÃO DE VEIOS QUARTZO-AURÍFEROS DA MINA MORRO DO OURO, APIAÍ, SP.

**Angela Meira Faleiros**

Dissertação apresentada ao Programa de Pós-Graduação em Geoquímica e Geotectônica do Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo, como parte dos requisitos para a obtenção do título de mestre.

Orientador: Prof. Dr. Ginaldo Ademar da Cruz Campanha

DISSERTAÇÃO DE MESTRADO

Programa de Pós-graduação em Geoquímica e Geotectônica

São Paulo

2012

## Sumário

Resumo .....	<i>i</i>
Abstract.....	<i>ii</i>
Agradecimentos.....	<i>iii</i>
<b>1. Introdução.....</b>	<b>1</b>
1.1. <i>Da organização desta dissertação.....</i>	<i>1</i>
1.2. <i>Apresentação ao tema .....</i>	<i>1</i>
1.3. <i>A escolha da área de estudo .....</i>	<i>2</i>
1.4. <i>Objetivos .....</i>	<i>3</i>
1.5. <i>Contexto Geológico .....</i>	<i>3</i>
<b>2. Métodos .....</b>	<b>6</b>
2.1. <i>Análise Estrutural .....</i>	<i>6</i>
2.2. <i>Estudos de Inclusões Fluidas .....</i>	<i>6</i>
2.2.1. <i>Fundamentos teóricos do método .....</i>	<i>6</i>
2.2.2. <i>Método Analítico .....</i>	<i>7</i>
<b>3. Discussões.....</b>	<b>8</b>
3.1. <i>Comportamento falha-válvula e formação de veios de quartzo-auríferos .....</i>	<i>8</i>
3.2. <i>Imiscibilidade, mistura de fluidos e deposição do ouro .....</i>	<i>11</i>
<b>4. Conclusões.....</b>	<b>12</b>
<b>5. Referências Bibliográficas .....</b>	<b>14</b>

## Anexos

## **Lista de anexos**

**Anexo I** - Fluid regimes, fault-valve behavior and formation of gold-quartz veins – The Morro do Ouro Mine, Ribeira Belt, Brazil

Artigo submetido ao periódico internacional *Tectonophysics*.

**Anexo II**- Microestruturas e inclusões fluidas em veios de quartzo auríferos da mina Morro do Ouro (Apiaí, SP).

Resumo expandido apresentado ao *XIII Simpósio Nacional de Estudos Tectônicos / VII International Symposium on Tectonics* (maio de 2011).

## Resumo

Análises estruturais, petrográficas e de inclusões fluidas são apresentadas para os veios quartzo auríferos da mina Morro do Ouro, Cinturão Ribeira, sudeste do Brasil. A mineralização de ouro em veios de quartzo está hospedada em rochas metassedimentares de baixo grau metamórfico de idade calimiana, que também apresenta uma mineralização aurífera singenética. Dois sistemas de veios de quartzo auríferos estão presentes: (i) veios NW extensionais subverticais e (ii) veios NE subverticais paralelos ao plano axial da dobras apertadas. Os veios mineralizados são adjacentes a uma falha principal de alto ângulo, cujas relações estruturais indicam orientação desfavorável para reativação friccional. Os veios NW apresentam inclusões fluidas dos sistemas  $\text{CO}_2\text{-CH}_4$  e  $\text{H}_2\text{O}\text{-CO}_2\text{-CH}_4\text{-NaCl-CaCl}_2$  com salinidades variáveis (4 a 52% em peso NaCl equivalente), que apresentam evidências de aprisionamento envolvendo os processos de imiscibilidade de fluidos e mistura de fluidos com composições contrastantes. Os veios NE apresentam inclusões fluidas do sistema  $\text{H}_2\text{O}\text{-CO}_2\text{-CH}_4\text{-N}_2\text{-NaCl-CaCl}_2$  com salinidades variáveis (5 a 45% em peso NaCl equivalente). O aprisionamento dos fluidos ocorreu em temperaturas entre 225 e 240°C para os veios NW, e aproximadamente 208°C para os veios NE, envolvendo processos de imiscibilidade e mistura de fluidos de composições distintas. Os veios extensionais NW foram formados sob flutuação de pressão com valores litostáticos a supralitostáticos (125–240 MPa) durante o estágio de fraturamento pré-sísmico. Os veios subverticais NE precipitaram dominante mente sob condições de pressão próximas a valores hidrostáticos (10–70 MPa), posteriormente à redistribuição de fluidos de diferentes reservatórios ao longo da zona de ruptura sísmica. Os fluidos hidrotermais foram provavelmente enriquecidos em ouro devido à interação com as rochas encaixantes e a precipitação do minério é atribuída a mudanças nas propriedades físico-químicas em resposta à imiscibilidade de fluidos aliada à mistura de fluidos com salinidades fortemente contrastantes. Estes processos ocorreram como consequência de flutuações cíclicas na pressão de fluidos, bem como de variações no regime de esforços tectônicos associados a episódios de atividade sísmica em zonas de falha.

**Palavras-chave:** veios quartzo auríferos; comportamento falha-válvula; flutuação de pressão; imiscibilidade de fluidos; mistura de fluidos, deposição de ouro.

## Abstract

Fluid inclusion, petrographic and structural analyses are presented for auriferous veins from the Morro do Ouro Mine, Ribeira Belt, southeastern Brazil. The vein-type Au mineralization at the mine is restricted to structurally-controlled domains in a low-grade Calymmian metasedimentary sequence that host also syngenetic Au mineralization. Two auriferous quartz vein systems are present: (i) NW-trending subvertical extensional veins and (ii) ENE-trending subvertical veins parallel to the axial surface of tight folds. The mineralized veins are adjacent to a major dextral transcurrent fault zone and their structural relationships indicate that this fault is severely misoriented for frictional reactivation. The NW-trending veins present a fluid inclusion assemblage dominated by CO<sub>2</sub>-CH<sub>4</sub> inclusions and H<sub>2</sub>O-CO<sub>2</sub>-CH<sub>4</sub>-N<sub>2</sub>-NaCl-CaCl<sub>2</sub> inclusions of highly contrasting salinities (4 to 52 wt. % NaCl equivalent) and the NE-trending veins present fluid inclusion assemblage dominated by H<sub>2</sub>O-CO<sub>2</sub>-CH<sub>4</sub>-N<sub>2</sub>-NaCl-CaCl<sub>2</sub> inclusions of contrasting salinities (4 to 45 wt. % NaCl equivalent). The entrapment of fluids occurred at temperatures between 225 and 240°C in NW-trending veins and approximately 208°C in NE-trending veins, involving processes of fluid immiscibility and mixing between fluids of contrasting compositions. NW-trending extensional veins were formed dominantly under pressure fluctuating between near-lithostatic to strongly supralithostatic values (125–240 MPa) during pre-seismic failure stages. ENE-trending veins precipitated dominantly under near-hydrostatic pressure conditions (10–70 MPa), following discharge of fluids from different reservoirs along the ruptured zone after earthquake rupture stages. The hydrothermal fluids were probably enriched in gold through interaction with the host rocks and its precipitation is attributed to changes of physicochemical properties due to fluid immiscibility and mixing between fluids of highly contrasting salinities, as a consequence of cyclic fluctuations in the values of fluid pressure and tectonic stresses accompanying episodes of seismogenic fault activity.

**Keywords:** auriferous veins; fault-valve behavior; pressure fluctuation; fluid immiscibility; fluid mixing; gold deposition.

## Agradecimentos

A autora expressa seu agradecimento a todas as pessoas que tiveram participação direta ou indireta na elaboração deste trabalho.

À minha família que me apoiou de todas as maneiras possíveis para que eu pudesse concluir este trabalho.

Ao Prof. Dr. Ginaldo Ademar da Cruz Campanha pela orientação e apoio em todas as atividades deste trabalho.

À Dra. Rosa Maria da Silveira Bello pela orientação e participação essencial e cuidadosa nos estudos de inclusões fluidas.

Ao meu irmão Dr. Frederico Meira Faleiros pelas sugestões e apoio em todas as etapas deste trabalho.

Ao Prof. Dr. Elias Carneiro Daitx (*in memoriam*) pelo incentivo inicial e sugestões para esta pesquisa.

Ao Prof. Dr. Kazuo Fuzikawa e Dr. Maria Sylvia Silva Dantas pelo apoio e orientação no laboratório de espectroscopia Raman.

À CPRM – Serviço Geológico do Brasil pela bolsa de estudos e pelo apoio financeiro que possibilitou a execução dos estudos de inclusões fluidas durante o último ano de graduação.

Ao Felipe van Enck Meira pelo grande apoio e companheirismo, e pela revisão cuidadosa deste trabalho.

Aos amigos José Eduardo Sartori, Claudia Tokashiki, Johanna Mendez Duque, John Mauricio Rico Bautista, Antonio Paranhos e Beatriz Rosa Silva pelo apoio e amizade.

## 1. Introdução

### 1.1. Da organização desta dissertação

A apresentação de dissertações de mestrado e doutorado na forma de artigos científicos é prática recente e tem sido cada vez mais utilizada nas geociências brasileiras, implicando em algumas adaptações quanto à forma com relação ao modelo tradicional.

O desenvolvimento principal deste trabalho encontra-se em um artigo científico submetido a periódico internacional, e que por ser redigido em língua estrangeira foi apresentado como anexo ao final do texto.

O capítulo inicial é constituído por uma breve apresentação sobre o tema abordado, seguida da justificativa para a escolha da área de estudo e dos objetivos do trabalho. O segundo capítulo descreve os métodos utilizados, bem como uma pequena revisão sobre a aplicação dos mesmos na definição de modelos genéticos de depósitos minerais. Os dois capítulos seguintes compõem as discussões sobre os dados produzidos e as conclusões finais sobre o trabalho.

Anexo ao texto é apresentado o artigo mencionado juntamente com um trabalho resumido, de aspectos referentes à pesquisa, apresentados em eventos científicos durante o decorrer do projeto.

### 1.2. Apresentação ao tema

Sistemas de veios hidrotermais comumente formam depósitos minerais de importância econômica. A formação extensiva de veios e mineralização em sistemas de falhas com fluxo de fluidos significativo envolvem frequentemente variações cíclicas no regime de esforços tectônicos e na pressão de fluidos associadas a eventos sísmicos cíclicos, cujo processo é amplamente conhecido como comportamento falha-válvula (*e.g.* Cox *et al.*, 1986; Sibson *et al.*, 1975; Sibson *et al.*, 1988; Boullier & Robert, 1992; Robert *et al.*, 1995; Sibson & Scott, 1998).

O comportamento falha-válvula tem sido descrito para sistemas de falhas reversas de alto ângulo em regimes de esforços com orientação desfavorável para reativação friccional (Boullier & Robert, 1992; Cox, 1995; Robert *et al.*, 1995; Henderson & MacCaig, 1996).

Casos nos quais este comportamento foi descrito em sistemas de falhas com regimes de esforços favoravelmente orientados para reativação da falha são mais raros e mostram grandes

mudanças nos regimes de pressão de fluidos (e.g., Nguyen *et al.*, 1998; Kolb *et al.*, 2004; Faleiros *et al.*, 2007).

Desta forma, a análise estrutural detalhada juntamente com a quantificação da pressão de fluidos a partir de estudos de inclusões fluidas é fundamental para o entendimento da formação de depósitos hidrotermais em regimes tectônicos com alto fluxo de fluidos.

### *1.3. A escolha da área de estudo*

A região do Vale do Ribeira é conhecida como uma importante província metalogenética, principalmente por apresentar importantes depósitos de metais base. Dentre seus depósitos auríferos, a mina Morro do Ouro constitui-se em sua principal jazida, sendo a única que foi explotada de maneira rudimentar por meio de galerias subterrâneas de 1885 a 1942 (Paiva & Morgental, 1980).

A existência de ouro nesta região é conhecida desde o século XVI, quando bandeirantes exploravam exclusivamente depósitos aluviais do rio Ribeira de Iguape e seus principais afluentes da margem esquerda (Perrota, 1996). Na década de 1970 alguns projetos de reconhecimento geoquímico regional foram desenvolvidos pela CPRM – Serviço Geológico do Brasil (Addas & Vinha, 1975; Morgental *et al.*, 1975; Morgental *et al.*, 1978), os quais indicaram anomalias significantes de Cu, Pb e Zn, que motivaram novas pesquisas locais em busca de depósitos de ouro e sulfetos associados. Estas investigações levaram à descoberta de várias ocorrências minerais (Addas & Pinto, 1979; Addas *et al.*, 1979; Pinto *et al.*, 1979; Alegri *et al.*, 1980; Borin Jr. *et al.*, 1980; Paiva & Morgental, 1980; Macedo *et al.*, 1981; Morgental *et al.*, 1981; Silva, 1982; Borin Jr., 1983; Lopes Jr. *et al.*, 1995). No entanto, a jazida Morro do Ouro não foi alvo de estudos geológicos de detalhe até 1980, quando Paiva & Morgental (1980) realizaram mapeamento de detalhe nas galerias subterrâneas da mina Morro do Ouro. Segundo estes autores, a quantidade de minério explotada na mina até 1940 variou em torno de 10,000 t com um teor médio de 5g/t de ouro.

Atualmente a mina Morro do Ouro está desativada, e sua área encontra-se transformada em Parque Natural Municipal. Como nenhuma investigação geológica foi realizada após a década de 1980, o estágio atual de conhecimento sobre os aspectos relacionados à gênese dos corpos mineralizados permanece obscuro. Embora a área da mina Morro do Ouro não possa ser explorada economicamente, um estudo sobre a gênese desta jazida é de grande importância, visto

que a partir deste modelo é possível avaliar a possibilidade da ocorrência de depósitos semelhantes em áreas com características geológico-estruturais similares.

#### *1.4. Objetivos*

No presente trabalho serão analisados os veios de quartzo auríferos encaixados na seqüência metassedimentar de idade calimiana (Weber *et al.*, 2004), visando: 1) definir a geometria geral e o controle estrutural dos veios auríferos, bem como suas relações com as estruturas locais e regionais e investigar os regimes de esforços associados. 2) determinar a composição dos fluidos envolvidas na formação dos veios por meio de estudos de inclusões fluidas. 3) correlacionar os dados estruturais e de inclusões fluidas para a investigação da dinâmica dos fluidos e dos processos relacionados à mineralização de ouro da jazida Morro do Ouro. Os resultados obtidos no presente estudo contribuem para o entendimento da formação de depósitos auríferos em regiões de regimes de alto fluxo de fluidos relacionados a processos de falhamento sísmico.

#### *1.5. Contexto Geológico*

A mina Morro do Ouro está localizada no Cinturão Ribeira, um largo segmento crustal paralelo à linha costeira do sudeste, que representa um segmento do Sistema Orogênico Mantiqueira (Brito Neves *et al.*, 1999). O Cinturão Ribeira (Fig. 1a) é definido como um cinturão orogênico de cerca de 2.500 km de extensão, cortado por um sistema de zonas de cisalhamento transcorrentes destrais, associado às colisões oblíquas entre os cráticos São Francisco, Congo, Luís Alves e Paranapanema durante o neoproterozoico (Campanha & Sadowski, 1999; Faleiros *et al.*, 2011a).

O Cinturão Ribeira compreende um segmento crustal que foi amalgamado, deformado e metamorfizado durante a Orogenia Brasiliano/Pan-Africana (Neoproterozoico) (Heilbron *et al.*, 2004; Faleiros *et al.*, 2011a; U-Pb zircon data from Weber *et al.*, 2004; Siga Júnior *et al.*, 2009, 2011a, 2011b; Campanha *et al.*, 2008a, b).

Diversos mapeamentos foram realizados na região denominada Vale do Ribeira. Entre eles podem-se citar os trabalhos de escala regional (Campanha *et al.*, 1988) e em escala de semi-detalhe (MMAJJICA, 1981, 1982, 1983; Campanha *et al.*, 1985; Vasconcelos *et al.*, 1999).

Dentre os principais trabalhos de âmbito regional e geotectônico destacam-se os trabalhos de Ebert *et al.* (1988), Fiori (1990, 1993), Campanha (1991), Daitx (1996), Fassbinder (1996), Hackspacher et al. (1997), Campanha & Sadowski (1999), Campos Neto (2000), Heilbron *et al.* (2004) e Faleiros (2008).

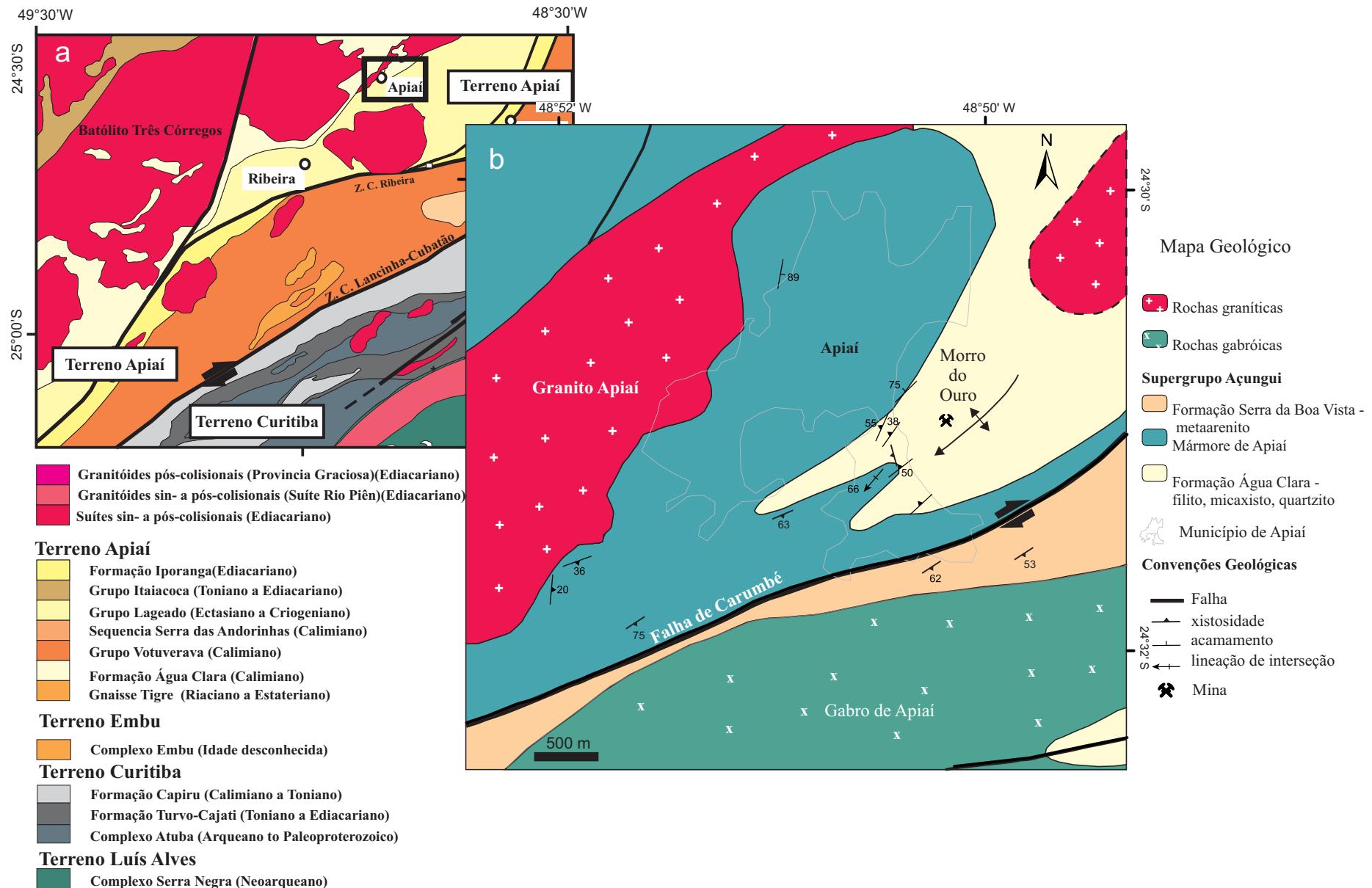
A porção meridional do Cinturão Ribeira compreende, de norte para sul, os terrenos compostos Apiaí, Curitiba e Luís Alves, limitados pelas zonas de cisalhamento Lancinha e Serra do Azeite (Faleiros, 2008). O Terreno Apiaí compreende sequências de rochas supracrustais de baixo a médio grau metamórfico, originalmente designadas como Grupo Açungui e, posteriormente, elevadas à categoria de supergrupo (Campanha, 1991; Campanha & Sadowski, 1999).

A mineralização na mina Morro do Ouro ocorre principalmente em veios de quartzo hospedados em rochas metassedimentares de fácies xisto verde da Formação Água Clara (ca. 1450-1500 Ma; Weber *et al.*, 2004), uma das principais unidades do Terreno Apiaí.

Na área da mina (Figura 1b) as rochas compreendem predominantemente filito, mica-xisto fino e subordinadamente quartzito e marga. O filito é constituído pela paragênese sericita+quartzo+chlorita, apresentando acamamento sedimentar preservado. O mica-xisto constitui-se pela paragênese granada+biotita+muscovita+quartzo, indicando condições metamórficas de fácies xisto verde alto (Faleiros, 2009).

Estas rochas ocorrem intercaladas com lentes pouco espessas de metachert, o qual é composto principalmente por quartzo e sulfetos de ferro subordinados. A espessura destas lentes varia desde laminações até níveis que alcançam 2,5 m, com espessura média de 1, 25 m. Análises químicas feita por Paiva & Morgental (1980) no metachert revelaram quantidades anômalas de Cu (1500), Ag (2 ppm), Fe (~20%). Estas lentes de quartzito também apresentam-se mineralizadas em Au (2,01 g/t), sendo comumente denominadas como “minério limonítico”, e interpretadas como uma mineralização singenética (Paiva & Morgental, 1980).

Com relação às mineralizações presentes na mina Morro do Ouro, foram realizadas raríssimas publicações, sendo a principal o relatório “Prospecto – Ouro nas Regiões Auríferas dos Agudos Grandes e Morro do Ouro - Vale do Ribeira”, de autoria de Paiva & Morgental (1980), que resultou de projeto executado com o objetivo de avaliar as reservas da mineralização aurífera, buscando avaliar o potencial desta jazida para fins de retomada dos trabalhos de lavra.



## 2. Métodos

Abaixo são apresentados os procedimentos utilizados para atingir os objetivos, bem como uma descrição sucinta sobre a aplicação de cada método.

### 2.1. Análise Estrutural

Os levantamentos e análises de estruturas tectônicas envolveram os métodos e técnicas convencionais, com identificação e medidas de atitudes de foliações, lineações e dobras.

Primeiramente foram realizadas a compilação e integração de produtos cartográficos incluindo dados estruturais, pontos de descrição de afloramentos, amostras e ensaios anteriormente realizados, sendo posteriormente realizado o levantamento geológico-estrutural dentro das galerias da mina Morro do Ouro, além de perfis detalhados em regiões selecionadas no entorno da mina.

Os dados coletados foram tratados em mapas, perfis e estereogramas, conforme métodos usuais, com hierarquização dos elementos estruturais a partir de critérios de superposição e estilo.

### 2.2. Estudos de Inclusões Fluidas

Este estudo foi realizado em amostras de veios de quartzo mineralizados localizados na mina Morro do Ouro. As amostras foram analisadas pelo método microtermométrico e pela espectroscopia laser Raman. Os dados de temperatura de aprisionamento obtidos pelo método microtermométrico foram tratados estatisticamente pelo método de Loucks (2000).

#### 2.2.1. Fundamentos teóricos do método

As inclusões fluidas ocorrem devido ao aprisionamento de fases fluidas em cavidades ou irregularidades na superfície dos cristais em determinados processos geológicos. Os fluidos podem ficar retidos nestas irregularidades por processos de cristalização, recristalização ou cicatrização de fraturas, constituindo, desse modo, verdadeiros registros das soluções presentes em alguma etapa da evolução geológica (Roedder 1982, 1984).

A aplicação deste método no estudo de depósitos minerais permite definir as características dos fluidos mineralizadores, como as composições, densidades e salinidades, bem como das condições físico-químicas ( $P$  e  $T$ ) do ambiente de deposição, além de proporcionar um maior entendimento dos próprios processos de deposição (Roedder, 1982).

Assim, a partir da caracterização dos fluidos de diferentes gerações, podem ser estabelecidas relações entre as mineralizações e as soluções responsáveis pela sua formação, e entre estas e os principais eventos geológicos da área, proporcionando, adicionalmente, uma pesquisa mais consciente das extensões de um dado depósito.

#### *2.2.2. Método Analítico*

Foram preparadas 9 seções bipolidas, com espessuras de 100  $\mu\text{m}$ , de amostras de veios de quartzo e selecionadas para estudos microtermométricos.

Os dados microtermométricos foram obtidos em uma platina de resfriamento/aquecimento CHAIXMECA MTM 85 acoplada em um microscópio convencional, que permite o resfriamento da amostra até -180 °C e aquecimento até 600 °C. Com o microscópio petrográfico acoplado à platina, foram visualizadas e medidas as temperaturas de mudança das fases presentes nas inclusões, durante os processos de resfriamento e aquecimento. Essa atividade foi realizada no Laboratório de Inclusões Fluidas do Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo e contou com a orientação da Dra. Rosa Maria da Silveira Bello, responsável pelo laboratório.

Foram realizadas análises qualitativas e semi-quantitativas por espectroscopia laser Raman em fases voláteis de inclusões fluidas carbônicas e aquocarbônicas individuais, utilizando o equipamento LABRAM-HR 800 Horiba/Jobin Yvon Raman acoplado com um laser HeNe (20mW), no laboratório de Espectroscopia Raman, Departamento de Metalurgia e Engenharia de Materiais, Universidade Federal de Minas Gerais, com orientação da Dra. Maria Sylvia Silva Dantas e do Prof. Dr. Kazuo Fuzikawa.

O tratamento dos dados microtermométricos foi realizado com a utilização do pacote de programas *FLUIDS* (Bakker, 2003) e *CLATHRATES* (Bakker, 1997), usando as equações de estado de Duscheck *et al.* (1990) e Span & Wagner (1996) para a composição e densidade de inclusões ricas em CO<sub>2</sub>; Duan *et al.* (1992a,b) para densidade e salinidade da fase aquosa de inclusões aquocarbônicas; Zhang & Frantz (1987) para densidade e composição total e Oakes *et al.* (1990) para proporção volumétrica de inclusões essencialmente aquosas.

A combinação dos dados de microtermometria e espectroscopia Raman permitiu o cálculo da porcentagem de CH<sub>4</sub> presente na fase carbônica, com base no método gráfico discutido por Shepherd *et al.* (1985).

As condições de *P* e *T* de aprisionamento das inclusões fluidas foram calculadas pelo método estatístico de Loucks (2000), pelo método de intersecção de isócoras (Roedder, 1984) e pela média dos valores mínimos de temperatura de aprisionamento obtidos na microtermometria.

As temperaturas de aprisionamento calculadas pelo método de Loucks (2000) foram obtidas a partir de uma regressão linear da distribuição da freqüência das temperaturas de aprisionamento obtidas pelo método microtermométrico.

### **3. Discussões**

#### *3.1. Comportamento falha-válvula e formação de veios de quartzo-auríferos*

O comportamento falha-válvula é esperado em sistemas de falhas orientadas desfavoravelmente para reativação friccional (Sibson *et al.*, 1988; Sibson, 2001), e as mineralizações mesotermais formadas por este processo em regimes de alto fluxo de fluidos tem sido frequentemente associadas com falhas reversas de alto ângulo (e.g., Boullier & Robert, 1992; Robert *et al.*, 1995; Henderson & MacCaig, 1996). Discussões sobre as condições particulares nas quais o processo falha-válvula é especialmente favorecido foram feitas por Sibson (1990), Robert *et al.* (1995), Cox (1995), Henderson & MacCaig (1996) e Faleiros *et al.* (2007).

Neste modelo, eventos sísmicos seriam desencadeados por um aumento na pressão de fluidos no interior e entorno de zonas de cisalhamento causando ruptura na zona de falha.

Os veios extensionais neste ambiente são formados em zonas de dilatação durante estágio pré-sísmico (Sibson *et al.*, 1988), seguido por um fraturamento hidráulico, quando a pressão de fluidos frequentemente atinge ou excede a pressão litostática (e.g., Cox *et al.*, 1995; Robert *et al.*, 1995). Quando a pressão de fluidos ultrapassa a resistência ao cisalhamento das rochas, uma ruptura sismicamente ativada ocorre ao longo da zona de falha principal, gerando uma zona fraturada com alta permeabilidade e uma queda abrupta na pressão de fluidos. Consequentemente, os fluidos dispersos no entorno da falha migram para a zona fraturada (zonas de menor pressão) formando veios de preenchimento ou veios extensionais (Sibson *et al.*, 1988).

Valores de pressão sublitostática a hidrostática são comuns nestes tipos de veios (e.g., Robert *et al.*, 1995). Os veios extensionais geralmente não ocorrem em sistemas de falhas favoravelmente orientados para reativação friccional. No entanto, Kolbi et al. (2004) descrevem um caso no qual veios de preenchimento auríferos são formados sob regime de flutuação de pressão em um sistema de falha favoravelmente orientado na mina de ouro Huttı, India. Outro exemplo de mineralização aurífera associado ao comportamento falha-válvula em zonas de cisalhamento otimamente orientadas é descrito por Nguyen et al. (1998) na mina de ouro Revenge, Austrália.

A mina Morro do Ouro está localizada a aproximadamente 600 metros da falha de Carumbé, uma falha transcorrente de direção NE. O ângulo entre o esforço principal  $\sigma_1$  interpretado a partir das orientações dos veios extensionais e esta falha é maior que 60°, sugerindo que a mesma é severamente desorientada para reativação friccional. Falhas mesoscópicas associadas com direção NE são comuns na área da mina, sendo geralmente preenchidas por veios de quartzo auríferos, sugerindo a possibilidade de uma influência ativa da Falha de Carumbé na formação dos veios mineralizados, o que é corroborado pela quantificação do regime de pressão que caracteriza estes veios, bem como pelo fato dos veios extensionais serem subverticais, indicando, portanto, um regime de esforços transcorrente ( $\sigma_1$  e  $\sigma_3$  horizontais).

O estudo de inclusões fluidas revelou que existem diferenças compostionais, de pressão de fluidos e de temperatura entre os fluidos que formaram os veios extensionais NW e dos veios subverticais NE. Tal fato sugere que os veios foram formados durante eventos tectônicos cíclicos.

Desta forma, os veios extensionais NW, caracterizados por texturas de crescimento elongadas a fibrosas seriam formados sob flutuação de pressão variando entre litostática a fortemente supralitostática (125-240 MPa e 235°C), devido à descarga de fluidos durante o estágio pré-sísmico.

Os veios NE foram cristalizados em condições de pressão hidrostática (10-70 MPa e 208°C) e apresentam estrutura maciça. Considerando o regime de pressão observado e o fato de que os veios ENE preencheram fraturas preexistentes com orientação paralela ao plano axial das dobras apertadas ( $D_2$ ), bem como as falhas mesoscópicas verticais com direção NE, estes veios foram interpretados como resultado da descarga de fluidos na zona fraturada posteriormente à ruptura sísmica.

Estudos inclusões fluidas em veios de preenchimento de falhas de diferentes locais apresentam flutuação da pressão de fluidos com valores litostáticos a hidrostáticos (Parry &

Bruhn, 1990; Parry *et al.*, 1991; Robert *et al.*, 1995; Henderson and MacCaig, 1996; Montomoli *et al.*, 2001; Faleiros *et al.*, 2007). As maiores variações foram observadas em falhas reversas de alto ângulo, nas quais foi quantificada flutuação de pressão da ordem de 200-350 MPa e de 200-500 MPa para a mina Sigma, Quebec (Robert *et al.*, 1995) e Pireneus Centrais, França (Henderson & MacCaig, 1996), respectivamente. Flutuações menos expressivas foram observadas em veios formados em ambientes tectônicos diferentes. Montomoli *et al.* (2001) descreve flutuações de pressão em torno de 100-150 MPa em veios associados com a *nappe* Tuscan no nordeste dos Apeninos, Italia. Faleiros *et al.* (2007) quantificaram flutuações de pressão entre 83 a 125 MPa para veios paralelos e de 30-43 para veios extensionais associados à zona de cisalhamento transcorrente Ribeira, Cinturão Ribeira, Brasil. Parry & Bruhn (1990) e Parry *et al.* (1991) citam flutuações de pressão entre 5 e 116 MPa em rochas com alteração hidrotermal relacionadas a falhas normais em Utah e Nevada, America do Norte.

Os veios auríferos da mina Morro do Ouro apresentam flutuação de pressão entre 45 e 115 MPa (veios extensionais NW) e entre 10 e 56 MPa (veios ENE).

Embora os veios extensionais tenham sido predominantemente formados sob pressão de fluidos litostática a supralitostática, os mesmos apresentam um grupo subordinado de inclusões fluidas aprisionadas sob pressão de fluidos hidrostática (~55; Fig. 11, Anexo I). Assim como os veios ENE, que são dominantemente formados sob pressão de fluidos hidrostática, apresentam grupos subordinados de inclusões fluidas formados sob condições de pressão de fluidos litostática (> 110 MPa) e subhidrostática (< 10 MPa) (Fig. 11, Anexo I).

Estas evidências são coerentes com as condições específicas relacionadas ao comportamento falha-válvula e são semelhantes a vários estudos descritos em sistemas de falha reversa de alto ângulo (e.g., Boullier & Robert, 1992; Robert *et al.*, 1995; Henderson & MacCaig, 1996).

A mistura de fluidos de composições contrastantes sugere que fluidos de diferentes reservatórios foram drenados para a zona de ruptura. Os processos de mistura e imiscibilidade de fluidos observados no presente trabalho são amplamente relacionados ao comportamento falha-válvula, e foram discutidos em vários estudos (e.g., Dugdale & Hagemann, 2001; Faleiros *et al.*, 2007).

### *3.2. Imiscibilidade, mistura de fluidos e deposição do ouro*

Os mecanismos envolvidos na precipitação do ouro a partir de fluidos hidrotermais mineralizados geralmente estão relacionados a mudanças nas condições físico-químicas do fluido no local onde ocorre a deposição do minério. Mudanças químicas no fluido associadas às variações de pressão e temperatura podem resultar de vários processos geológicos, tais como: (1) resfriamento adiabático e condutivo do fluido mineralizado; (2) interação entre o fluido e as rochas encaixantes; (3) imiscibilidade de fluidos em resposta à queda de pressão do fluido e (4) mistura de um ou mais fluidos de composições diferentes (Mikucki, 1998)

A imiscibilidade de fluidos (e consequente diminuição da solubilidade do ouro) tem sido interpretada como um importante mecanismo de deposição do ouro em sistemas hidrotermais (Brown, 1986; Seward, 1989; Dugdale & Hagemann, 2001). No entanto, a precipitação de ouro devido à separação de fases somente ocorrerá caso as condições caírem abaixo da curva solvus para a composição do fluido em questão, o que pode ser associado à advecção do fluido para níveis crustais mais rasos (Spooner *et al.*, 1985), pela queda abrupta na pressão devido a mecanismos de falha-válvula (Cox *et al.*, 1995; Robert *et al.*, 1995), pela expansão do solvus devido a interações do fluido com rochas encaixantes grafitosas ou pela mistura com fluidos ricos em CH<sub>4</sub> (Naden & Shepherd, 1989). Mikucki & Groves (1990a) também sugerem que a deposição do ouro a partir de fluidos hidrotermais devido à imiscibilidade de fluidos depende da composição inicial do fluido e de como a magnitude e taxas relativas do pH, m<sub>S</sub>, fO<sub>2</sub>, e da temperatura variam durante o processo. Neste contexto, as mudanças na m<sub>S</sub>, durante a separação de fases geralmente ocasionariam a precipitação do ouro, enquanto a perda de calor, o aumento na fO<sub>2</sub> e no pH durante o início da separação de fases atuariam na diminuição da precipitação de ouro.

De acordo com Naden & Shepherd (1989) a imiscibilidade de fluidos é iniciada em resposta a uma pequena interação fluido-rocha grafitosa, devido à restrita solubilidade do metano em fluidos salinos. Assim, a imiscibilidade e consequente deposição do ouro seriam favorecidas pelas reações entre o fluido com rochas encaixantes grafitosas, resultando em um enriquecimento de metano no fluido. Estes autores também sugerem que o sistema H<sub>2</sub>O-CH<sub>4</sub>-NaCl apresenta um amplo campo subsolvus, o que indicaria que um fluido com apenas pequena porcentagem de metano poderia gerar imiscibilidade significante em um amplas condições geológicas.

As inclusões do tipo I, II e III, as quais foram aprisionadas em condições subsolvus, são observadas em todos os veios auríferos analisados. A presença de ouro livre nos veios indica que

a precipitação do minério foi concomitante ao crescimento dos mesmos, portanto a imiscibilidade e a mistura de fluidos podem ser consideradas como importantes mecanismos na deposição do ouro nesta jazida.

Considerando os aspectos mais significantes do processo de ruptura sísmica e sua influencia na dinâmica do fluido durante a formação da mineralização, a flutuação de pressão durante ruptura na zona de falha parece ter um papel essencial nos processos de mistura e imiscibilidade dos fluidos, como observado em vários estudos (e.g., Dugdale & Hagemann, 2001; Faleiros *et al.*, 2007).

Segundo Hagemann *et al.* (1994), fluidos hidrotermais de várias origens (e.g., meteóricos, basinais, metamórficos ou magmáticos) podem estar presentes em níveis crustais rasos. A origem dos fluidos envolvidos na gênese da mineralização da mina Morro do Ouro ainda não é muito clara, e mais estudos nesta área são necessários. No entanto, a presença de fluidos com salinidade muito alta sugere a influência de um fluido magmático, o qual pode estar associado ao *stock* granítico presente a aproximadamente 600 metros da área da mina (Figura 1b).

#### **4. Conclusões**

A análise dos veios auríferos da mina Morro do Ouro, Cinturão Ribeira, apresenta evidências que os veios mineralizados podem estar relacionados ao mecanismo de falha-válvula como sugerido pelos dados estruturais e de inclusões fluidas.

Os dados estruturais sugerem que este depósito é controlado principalmente pela geometria da falha, uma vez que estão localizados a uma zona de cisalhamento transcorrente, a qual é considerada orientada desfavoravelmente para reativação friccional.

Os veios extensionais NW foram formados sob pressão de fluidos litostática a supralitostática (125–240 MPa a 235°C) provavelmente durante o estágio de fraturamento pré-sísmico. Por outro lado, os veios NE foram formados sob pressão de fluidos próxima a valores hidrostáticos (10–70 MPa e 208°C) por uma descarga de fluidos na zona fraturada posteriormente aos episódios de ruptura sísmica.

Os veios NW apresentam inclusões fluidas dos sistemas CO<sub>2</sub>-CH<sub>4</sub> e H<sub>2</sub>O-CO<sub>2</sub>-CH<sub>4</sub>-NaCl-CaCl<sub>2</sub> com salinidades variáveis (4 a 52% em peso NaCl equivalente), que apresentam evidências de aprisionamento envolvendo os processos de imiscibilidade de fluidos e mistura de fluidos com composições contrastantes. Os veios NE apresentam predominantemente inclusões

fluidas do sistema H<sub>2</sub>O-CO<sub>2</sub>-CH<sub>4</sub>-N<sub>2</sub>-NaCl-CaCl<sub>2</sub> com salinidades variáveis (5 a 45% em peso NaCl equivalente).

Os fluidos hidrotermais provavelmente foram enriquecidos em ouro devido a interações com as rochas encaixantes, sendo a precipitação deste minério atribuída às mudanças físico-químicas nas propriedades dos fluidos decorrentes da imiscibilidade e da mistura de fluidos. Estes processos, por sua vez, ocorreram como consequência de flutuações cíclicas na pressão de fluidos e no regime tectônico associados com episódios de atividade sísmica relacionados à falhas.

## 5. Referências Bibliográficas

- ADDAS W., VINHA C. A.G.da. 1975. *Projeto Sudelpa: relatório final reconhecimento geoquímico (parte 1 a 3)*. São Paulo, convênio: SUDELPA / CPRM, 1975, v. 15/17.
- ADDAS W., PINTO G.G.1979. Os sulfetos de Pb e associados das Regiões do Leite, Piririca, Passagem e Nhungara, Vale do Ribeira (SP): exemplos de detecção de áreas mineralizadas graças à prospecção geoquímica. In: SEMINÁRIO BRASILEIRO DE TÉCNICAS EXPLORATÓRIAS EM GEOLOGIA; 2., 1979. Gravatal. Atas... Gravatal, p. 161-168.
- ADDAS W., PINHO FILHO W.D.de, MORGENTAL A. 1979. Chumbo e zinco: elementos utilizados como indicadores geoquímicos na descoberta de mineralizações epigenéticas de arsenopirita e pirita (possivelmente auríferos) no Vale do Ribeira (PR). In: SIMPÓSIO REGIONAL DE GEOLOGIA, 2, Rio Claro, 1979. Atas... SBG, 1979. p. 101-115.
- ALEGRI V, PIZZATO L.G., FERRARI C.P., ADDAS W., MORGENTAL, A. 1980. Projeto serra do Jabaquara: relatório de prospecção preliminar. São Paulo, CPRM, 2 v.
- BAKKER, R.J., 2003. Package FLUIDS 1. Computer programs for analysis of fluid inclusion data and for modeling bulk fluid properties. *Chemical Geology* (194), 3–23.
- BORIN JÚNIOR, T., PINTO G.G., SILVA A.A.G.P.da, MORGENTAL A., CASTRO V.H.S.de. 1980. Mineralizações filoneanas polimetálicas contendo ouro e prata associados a metais básicos descobertos pelo Projeto Eldorado, Vale do Ribeira (SP). In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 3, Camboriú, 1980. Anais... SBG, 1980. p. 1444-1458.
- BORIN JÚNIOR,T. 1983. *Projeto Pilões: relatório de prospecção preliminar*. São Paulo: CPRM.
- BOULLIER, A.M., ROBERT, F., 1992. Palaeoseismic events recorded in Archaean gold-quartz vein networks, Val d'Or, Abitibi, Quebec, Canada. *Journal of Structural Geology* (14), 161–179.
- BRITO NEVES, B.B., CAMPOS NETO, M.C., FUCK, R.A., 1999. From Rodinia to Western Gondwana: an approach to the Brasiliano–Pan African Cycle and orogenic collage. *Episodes* 22, 155–166.

- BROWN, K.L., 1986. Gold deposition from geothermal discharge in New Zealand. *Econ. Geol.* (81), 979–983.
- CAMPANHA, G.A.C., BASEI, M.S., TASSINARI, C.C., NUTMAN, A.P., FALEIROS, F.M., 2008a. Constraining the age of the Iporanga Formation with SHRIMP U-Pb zircon: implications for possible Ediacaran glaciation in the Ribeira Belt, SE Brazil. *Gondwana Research*, 13, 117–125.
- CAMPANHA, G.A.C., BASEI, M.S., TASSINARI, C.C., NUTMAN, A.P., FALEIROS, F.M., 2008b. U-Pb SHRIMP and Sm-Nd analysis for Ribeira Belt Mesoproterozoic and Neoproterozoic terranes. In: VI SOUTH AMERICAN SYMPOSIUM ON ISOTOPE GEOLOGY, 2008. San Carlos de Bariloche. Short Paper, Ingeis, Buenos Aires, CD-ROM, p. 4.
- CAMPANHA, G.A.C., SADOWSKI, G.R., 1999. Tectonics of the Southern Portion of the Ribeira Belt (Apiaí Domain). *Precambrian Research*. Amsterdam: Elsevier, V.28, n.1, pp .31–51.
- CAMPANHA, G.A.C. 1991. *Tectônica proterozóica no Alto e Médio Vale do Ribeira, Estados de São Paulo e Paraná*. 396 p. Tese de Doutorado, Instituto de Geociências da USP, São Paulo.
- CAMPANHA, G.A.C. et al. 1985. *Geologia das folhas Iporanga (SG.22-X-B-V-2) e Gruta do Diabo (SG.22-XB-VI-1), Estado de São Paulo*. São Paulo, Contrato IPT/Pró-Minério (IPT. Relatório, 22 352) (inédito).
- CAMPOS NETO, M.C., 2000. Orogenic systems from SW-Gondwana: an approach to Brasiliano-Pan African cycle and orogenic collage in SE-Brazil. In: CORDANI, U.G., MILANI, E.J., THOMAZ FILHO, A., CAMPOS, D.A. (Eds.), Tectonic Evolution of South America, 2000, 1st ed. Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais, Rio de Janeiro, pp. 335–365.
- COX, S.F., 1995. Faulting processes at high fluid pressures: an example of fault valve behavior from the Wattle Gully Fault, Victoria, Australia. *Journal of Geophysical Research*, 100/nº. B7, 12841–12859.
- COX, S.F., SUN, S.S., ETHERIDGE, M.A., WALL, V.J., POTTER, T.F., 1995. Structural and geochemical controls on the development of turbidite-hosted gold quartz vein deposits, Wattle Gully Mine, Central Victoria, Australia. *Econ. Geol.* (90), 1722–1746.

- COX, S.F., THERIDGE, M.A., WALL, V.J., 1986. The role of fluids in syntectonic mass transport, and the localization of metamorphic vein-type ore deposits. *Ore Geology Reviews* (2), 65–86.
- DAITX, E.C., 1996. Origem e evolução dos depósitos sulfetados tipo-Perau (Pb–Zn–Ag), com base nas jazidas Canoas e Perau (Vale do Ribeira, PR). 453 p. Tese de doutoramento. Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista, Rio Claro.
- DUAN, Z., MØLLER, N., WEARE, J.H., 1992a. An equation of state for the CH<sub>4</sub>–CO<sub>2</sub>–H<sub>2</sub>O system: I. Pure systems from 0 to 1000 °C and 0 to 8000 bar. *Geochimica et Cosmochimica Acta* (56), 2605–2617.
- DUAN, Z., MØLLER, N., WEARE, J.H., 1992b. An equation of state for the CH<sub>4</sub>–CO<sub>2</sub>–H<sub>2</sub>O system: II. Mixtures from 50 to 1000 °C and 0 to 1000 bar. *Geochimica et Cosmochimica Acta* (56), 2619–2631.
- DUGDALE, A.L., HAGEMANN, S.G., 2001. The Bronzewing lode–gold deposit, Western Australia: P–T–X evidence for fluid immiscibility caused by cyclic decompression in gold-bearing quartz-veins. *Chemical Geology* (173), 59–90.
- DUSCHEK, W.; KLEINRAHM, R.; WAGNER, W. 1990 Measurement and Correlation of the (Pressure, Density, Temperature) Relation of Carbon Dioxide: The Homogeneous Gas and Liquid Regions in the Temperature Range from 217K to 340K at Pressures up to 9MPa. *J. Chem. Thermodyn.* (22), 827-840.
- EBERT, H.D.; HASUI, Y.; QUADRE, H. 1988. Aspectos da evolução estrutural do Cinturão Móvel Costeiro na Região da Mina do Perau, Vale do Ribeira - PR. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 5, Belém. *Anais...* SBG, 1988. P. 2318-2331.
- FALEIROS, F.M., CAMPANHA, G.A.C., MARTINS, L., VLACH, S.R.F., VASCONCELOS, P.M., 2011a. Ediacaran high-pressure collision metamorphism and tectonics of the southern Ribeira Belt (SE Brazil): Evidence for terrane accretion and dispersion during Gondwana assembly. *Precambrian Research* (189), 263-291.
- FALEIROS, F.M., CAMPANHA, G.A.C., BELLO, R.M.S., FUZIKAWA, K., 2007. Fault–valve action and vein development during strike–slip faulting: an example from the Ribeira Shear Zone, southeastern Brazil. *Tectonophysics* 438, 1-32.

- FALEIROS, F.M., CAMPANHA, G.A.C., BELLO, R.M.S., FUZIKAWA, K., 2010. Quartz recrystallization regimes, c-axis texture transitions and fluid inclusion reequilibration in a prograde greenschist to amphibolite facies mylonite zone (Ribeira Shear Zone, SE Brazil). *Tectonophysics* 485, 193-214.
- FALEIROS, F. M. 2008. Evolução de terrenos tectono-metamórficos na Serrania do Ribeira e Planalto Alto Turvo (SP e PR). 306 p. Tese de Doutorado, Instituto de Geociências da USP, São Paulo.
- FASSBINDER, E. 1996. *A unidade Água Clara no contexto do Grupo Açuengui: um modelo transpressivo de colisão oblíqua no Neoproterozóico Paranaense*. 207p. Tese de Doutorado, Instituto de Geociências da USP, São Paulo.
- FIORI, A. P. 1990. *Tectônica e estratigrafia do Grupo Açuengui à norte de Curitiba*. São Paulo, Universidade de São Paulo. 261p. Tese de Livre Docência – Instituto de Geociências da USP, São Paulo.
- FIORI, A. P. 1993. O Sistema de Cavalgamento Açuengui (PR). *Geociências*, São Paulo, (12/1): 187-208.
- HACKSPACHER, P. C.; DANTAS, E. L.; VAN SCHUMUS, W. R.; FETTER, A. 1997. Terrenos exóticos na Faixa Ribeira, sim ou não? In: SIMPÓSIO REGIONAL DE GEOLOGIA, 5, 1997. São Paulo. Atas... São Paulo: SBG. p. 69-71.
- HEILBRON, M.; PEDROSA-SOARES, A.C.; CAMPOS NETO, M.C.; SILVA, L.C.; TROW, R.A.J.; JANASI, V.A.; 2004. Província Mantiqueira. In: Geologia do Continente Sul Americano – Evolução da obra de Fernando Flávio Marques de Almeida. p. 203-235.
- HAGEMANN, S.G., BROWN, P.E., GROVES, D.I., RIDLEY, J.R., VALLEY, J., 1994. The Wiluna lode-gold deposits, Western Australia: Surface water influx in a shallow level Archean lode-gold system. *Geol. Soc. Aust. Abstr.* 37, 160.
- HENDERSON, I.H.C., MACCAIG, A.M., 1996. Fluid pressure and salinity variations in shear zone-related veins, central Pyrenees, France: implications for the fault–valve model. *Tectonophysics* (262), 321–348.

- KOLB, J., ROGERS, A., MEYER, F.M., VENNEMANN, T.W., 2004. Development of fluid conduits in the auriferous shear zones of the Hutti Gold Mine, India: evidence for spatially and temporally heterogeneous fluid flow. *Tectonophysics* (378), 65–84.
- LOPES JÚNIOR I., CÂMARA M.M., Vasconcelos C.S.de, Pizzatto L.G. 1995. Novas mineralizações auríferas no Vale do Ribeira - um trabalho de prospecção geoquímica. . In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO SUDESTE, 4, Águas de São Pedro, 1995. *Boletim de Resumos Expandidos...* SBG, 1995: p. 121.
- LOUCKS, R.R., 2000. Precise geothermometry on fluid inclusion populations that trapped mixtures of immiscible fluids. *American Journal of Science* (300), 23–59.
- MACEDO A.B., ADDAS W, BATOLLA JÚNIOR F. 1981 Metodologia de prospecção geoquímica em Minas do Vale do Ribeira (PR). In: SIMPÓSIO REGIONAL DE GEOLOGIA, 3, Curitiba, 1981. *Atas...* SBG, 1981. p. 71-81.
- METAL MINING AGENCY of JAPAN. Japan International Cooperation Agency. 1981. *Report on geological survey of Anta Gorda, phase 1.* Convênio DNPM/MMAJ/JICA.
- METAL MINING AGENCY of JAPAN. Japan International Cooperation Agency. 1982. *Report on geological survey of Anta Gorda, phase 2.* Convênio DNPM/MMAJ/JICA.
- METAL MINING AGENCY of JAPAN. Japan International Cooperation Agency. 1983. *Report on geological survey of Anta Gorda, phase 3.* Convênio DNPM/MMAJ/JICA.
- MIKUCKI, E.J., GROVES, D.I., 1990a. 2.2.1 Constraints on genesis of primary gold deposits: Mineralogical constraints. In: Ho, S.E., Groves, D.I., Bennett, J.M. \_Eds., Gold Deposits of the Archaean Yilgarn Block, Western Australia: Nature, Genesis and Exploration Guides. *Geol. Dep. Univ. Ext., Univ. West. Aust. Publ.* (20), 212–220.
- MIKUCKI, E.J., 1998. Hydrothermal transport and depositional processes in Archaean lode-gold systems: A review. *Ore Geol. Rev.* 13, 307–321.
- MONTOMOLI, C., RUGGIERI, G., BOIRON, M.C., CATHELINÉAU, M., 2001. Pressure fluctuation during uplift of the Northern Apennines (Italy): a fluid inclusion study. *Tectonophysics* 341, 121–139.

- MORGENTAL, A., BATOLLA JÚNIOR F, PINTO G.G., PAIVA L.R, DRUMOND J.B.V. 1975. *Projeto Sudelpa: relatório final.* São Paulo, Convênio: SUDELPA/CPRM, 18v.
- MORGENTAL, A., SILVA A.A.G.P.da, BORIN JÚNIORT, ALEGRI V, OLIVEIRA P.E.P.de. 1978. *Projeto geoquímica no Vale do Ribeira: relatório final.* São Paulo, Convênio: DNPM/CPRM, 8v.
- MORGENTAL A., PAIVA I.P., BORIN JÚNIOR, T., PINTO G.G., CARMO L.S. do .1981. Pesquisa de ouro no Vale do Ribeira: atuação da CPRM. In: SIMPÓSIO REGIONAL DE GEOLOGIA, 3, Curitiba, 1981. Atas... SBG, 1981. p. 56-70.
- NADEN, J., SHEPHERD, T.J., 1989. Role of methane and carbon dioxide in gold deposition. In: *NATURE* (342), 793–795.
- NGUYEN, P.T., COX, S.F., HARRIS, L.B., POWELL, C.M., 1998. Fault–valve behaviour in optimally oriented shear zones: an example at the Revenge gold mine, Kambalda, Western Austrália. *Journal of Structural Geology* 20, 1625–1640.
- OAKES, C.S., BODNAR, R.J., SIMONSON, J.M., 1990. The system NaCl–CaCl<sub>2</sub>–H<sub>2</sub>O. I. The ice liquidus at 1 atm total pressure. *Geochimica et Cosmochimica Acta* (54), 603–610.
- PAIVA, I.P. & MORGENTAL, A. 1980. Prospecto Ouro nas Regiões Auríferas dos Agudos Grandes e Morro do Ouro, Vale do Ribeira. São Paulo, convênio: CPRM: 1 v.
- PARRY, W.T., HEDDERLY-SMITH, D., BRUHN, R.L., 1991. Fluid inclusions and hydrothermal alteration on the Dixie Valley fault, Nevada. *Journal of Geophysical Research* 96, 19733–19748.
- PARRY, W.T., BRUHN, R.L., 1990. Fluid pressure transients on seismogenic normal faults. *Tectonophysics* 179, 335–344.
- PERROTA M.M. 1996. *Potencial aurífero de uma região no Vale do Ribeira, São Paulo, estimado por modelagem de dados geológicos, geofísicos, geoquímicos e de sensores remotos num sistema de informações geográficas.* 149 p. Tese de Doutorado, Instituto de Geociências da USP, São Paulo.
- PINTO G.G. & BORIN JÚNIOR T. 1982. *Projeto Eldorado: relatório integrado final de pesquisa, resultados de análises.* São Paulo, convênio: CPRM, 1982, 3 v.

- ROBERT, F., BOULLIER, A.-M., FIRDAUS, K., 1995. Gold–quartz veins in metamorphic terranes and their bearing on the role of fluids in faulting. *Journal of Geophysical Research*, 100/n. B7, 12861–12879.
- ROBERT, F., KELLY, W.C., 1987. Ore-forming fluids in Archean gold-bearing quartz veins at the Sigma Mine, Abitibi greenstone belt, Quebec, Canada. *Economic Geology* (82), 1464–1482.
- ROEDDER, E., 1984. Fluid Inclusions. In: RIBBE, P.H. (Ed.), *Reviews in Mineralogy*, vol. 12. *Mineralogical Society of America*, 646p.
- SEWARD, T.M., 1989. The hydrothermal chemistry of gold and its implications for ore formation: Boiling and conductive cooling as examples. In: KEAYS, R.R., RAMSAY, W.R.H., GROVES, D.I.\_Eds., *The Geology of Gold Deposits: The Perspective in 1988*. *Econ. Geol. Monogr.* (6), 398–404.
- SHEPHERD, T.J., RANKIN, A.H., ALDERTON, D.H.H. 1985. *A practical guide to fluid inclusions studies*. Blackie and Son Ltda, New York. 239 pp.
- SIBSON, R.H., 2001. Seismogenic framework for hydrothermal transport and ore deposition. *Reviews in Economic Geology* 14, 25–50.
- SIBSON, R.H., SCOTT, J., 1998. Stress/fault controls on the containment and release of overpressured fluids: examples from gold–quartz vein systems in Juneau, Alaska, Victoria, Australia, and Otago, New Zealand. *Ore Geology Reviews* 13, 293–306.
- SIBSON, R.H., 1990. Conditions for fault–valve behaviour. In: KNIPE, R.J., RUTTER, F.H. (Eds.), *Deformation Mechanisms, Rheology and Tectonics*.
- SIBSON, R.H., ROBERT, F., POULSEN, K.H., 1988. High-angle reverse faults, fluid pressure cycling, and mesothermal gold–quartz deposits. *Geology* 16, 551–555.
- SILVA, A.A.G.P.da. 1982. *Projeto Serra do Jabaquara: relatório preliminar de pesquisa de ouro, cobre, chumbo, e zinco do município de Capão Bonito (SP)*. São Paulo, convênio: CPRM, 2 v.

- SIGA JUNIOR, O., Basei, M.A.S., Passarelli, C.R., Sato, K., Cury, L.F., McReath, I., 2009. Lower and Upper Neoproterozoic magmatic records in Itaiacoca Belt (Paraná- Brazil): zircon ages and lithostratigraphy studies. *Gondwana Research* 15, 197–208.
- SIGA JUNIOR, O., Cury, L.F., McReath, I., Ribeiro, L.M.A.L., Sato, K., Basei, M.A.S., Passarelli, C.R., 2011a. Geology and geochronology of the Betara region in south-southeastern Brazil: evidence for possible Statherian (1.80–1.75 Ga) and Calymmian (1.50–1.45 Ga) extension events. *Gondwana Research* 19, 260–274.
- SIGA JUNIOR, O., Basei, M.A.S., Sato, K., Passarelli, C.R., Nutman, A., McReath, I., Prazeres Filho, H.J., 2011b. Calymmian (1.50-1.45 Ga) magmatic records in Votuverava and Perau sequences, south-southeastern Brazil: zircon ages and Nd-Sr isotopic geochemistry. *Journal of South American Earth Sciences*, doi:10.1016/j.jsames.2011.03.015.
- SPAN, R., WAGNER, W., 1996, “A New Equation of State for Carbon Dioxide covering the Fluid Region from the Triple-point Temperature to 1100 K at Pressures up to 800 MPa,” *J. Phys. Chem. Ref. Data*, V. 25, (6), 1509-1596.
- SPOONER, E.T.C., BRAY, C.J., WOOD, P.C., BURROWS, D.R., CALLAN, N.J., 1985. Grant 236 Au-quartz vein and Cu–Au–Ag–Mo– anhydrite mineralization, Hollinger–McIntyre Mines, Timmins, Ontario: d13C Values\_McIntyre, fluid inclusion gas chemistry, pressure\_depth.estimation, and H<sub>2</sub>O–CO<sub>2</sub> phase separation as a precipitation and dilation mechanism. *Ont. Geol. Surv. Misc.*, 127, 229–246.
- VASCONCELOS, C.S.; YAMATO, A.A.; DEHLER, N.M.; LOPES JÚNIOR, I. 1999. *Projeto Jacupiranga – Rio Guaraú, Estado de São Paulo*. São Paulo, Convênio CPRM / Secretaria de Energia do Governo do Estado de São Paulo.
- WEBER, W., SIGA JUNIOR, O., SATO, K., REIS NETO, J.M., BASEI, M.A.S., NUTMAN, A.P., 2004. A Formação Água Clara na Região de Aracaju-SE: Registro U-Pb de uma Bacia Mesoproterozóica. *Geologia USP-Série Científica* (4), 101–110.
- ZHANG, Y., FRANTZ, J.D., 1987. Determination of the homogenization temperatures and densities of supercritical fluids in the system NaCl–KCl–CaCl<sub>2</sub>–H<sub>2</sub>O using synthetic fluid inclusions. *Chemical Geology* (64), 335–350.

## **ANEXO I**

### **FLUID REGIMES, FAULT-VALVE BEHAVIOR AND FORMATION OF GOLD-QUARTZ VEINS – THE MORRO DO OURO MINE, RIBEIRA BELT, BRAZIL**

Artigo submetido ao periódico internacional *Tectonophysics*.

# Fluid regimes, fault-valve behavior and formation of gold-quartz veins –

## The Morro do Ouro Mine, Ribeira Belt, Brazil

Angela Meira Faleiros <sup>a,\*</sup>, Ginaldo Ademar da Cruz Campanha <sup>a</sup>, Frederico Meira Faleiros <sup>b</sup>, Rosa Maria da Silveira Bello <sup>a</sup>

<sup>a</sup> Departamento de Mineralogia e Geotectônica, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo,  
Rua do Lago 562, CEP 05508-900,  
São Paulo SP, Brazil

<sup>b</sup> CPRM — Brazilian Geological Survey, Rua Costa 55, Consolação, CEP 01304-010, São Paulo SP,  
Brazil

---

### Abstract

Fluid inclusion, petrographic and structural analyses are presented for auriferous veins from the Morro do Ouro Mine, Ribeira Belt, southeastern Brazil. The vein-type Au mineralization at the mine is restricted to structurally-controlled domains in a low-grade Calymian metasedimentary sequence that host also syngenetic Au mineralization. Two auriferous quartz vein systems are present: (i) NW-trending subvertical extensional veins and (ii) ENE-trending subvertical veins parallel to the axial surface of tight folds. The mineralized veins are adjacent to a major dextral transcurrent fault zone and their structural relationships indicate that this fault is severely misoriented for frictional reactivation. The NW-trending veins present a fluid inclusion assemblage dominated by CO<sub>2</sub>-CH<sub>4</sub> inclusions and H<sub>2</sub>O-CO<sub>2</sub>-CH<sub>4</sub>-N<sub>2</sub>-NaCl-CaCl<sub>2</sub> inclusions of highly contrasting salinities (4 to 52 wt. % NaCl equivalent) and the NE-trending veins present fluid inclusion assemblage dominated by H<sub>2</sub>O-CO<sub>2</sub>-CH<sub>4</sub>-N<sub>2</sub>-NaCl-CaCl<sub>2</sub> inclusions of contrasting salinities (4 to 45 wt. % NaCl equivalent). The entrapment of fluids occurred at temperatures between 225° and 240°C in NW-trending veins and approximately 208°C in NE-trending veins, involving processes of fluid immiscibility and mixing between fluids of contrasting compositions. NW-trending extensional veins were formed dominantly under pressure fluctuating between near-lithostatic to strongly supralithostatic values (125–240 MPa) during pre-seismic failure stages. ENE-trending veins precipitated dominantly under near-hydrostatic pressure conditions (10–70 MPa), following discharge of fluids from different reservoirs along the ruptured zone after earthquake rupture stages. The hydrothermal fluids were probably enriched in gold through interaction with the host rocks and its precipitation is attributed to changes of physicochemical properties due to fluid immiscibility and mixing between fluids of highly contrasting salinities, as a consequence of cyclic fluctuations in the values of fluid pressure and tectonic stresses accompanying episodes of seismogenic fault activity.

**Keywords:** auriferous veins; fault-valve behavior; pressure fluctuation; fluid immiscibility; fluid mixing; gold deposition.

---

\* Corresponding author. Departamento de Mineralogia e Geotectônica, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, Rua do Lago 562, CEP 05508-900, São Paulo SP, Brazil.

E-mail addresses: [amfaleiros@usp.br](mailto:amfaleiros@usp.br) (A.M. Faleiros).

## **1. Introdução**

Extensive veining and gold mineralization in high-fluid flux fault systems generally involves coupled cyclic variations in tectonic stress and fluid pressure correlated with earthquake cycles, the called fault-valve behavior (e.g., Cox et al., 1986; Sibson et al., 1988; Boullier and Robert, 1992; Robert et al., 1995; Sibson and Scott, 1998), where the fluids have a fundamental role during all the process. The fault-valve behavior has been described typically for high-angle reverse fault systems that are unfavourably oriented for frictional reactivation (Boullier and Robert, 1992; Cox, 1995; Robert et al., 1995; Henderson and MacCaig, 1996). Cases where this behavior was described for fault systems in stress fields favorably oriented for fault reactivation are more rare and with profound changes on the fluid pressure regimes (e.g., Nguyen et al., 1998; Kolb et al., 2004; Faleiros et al., 2007). Detailed structural analysis combined with the quantification of fluid pressure regimes through fluid inclusion analysis, which is the only way to quantify fluid pressure transient on exhumed tectonic settings (e.g., Robert et al., 1995), are fundamental to understanding the formation of hydrothermal mineral deposits in high-fluid flux tectonic settings.

The Southern Ribeira Belt, SE Brazil, is known as an important metallogenic province, mainly for its major base metal and non-metallic mineral deposits. In this context, the Morro do Ouro Mine area is the most important and the only gold deposit which was exploited in a rough way as underground mining. Nevertheless, the Morro do Ouro were not subject to detailed geological studies until 1980, when Paiva and Morgental (1980) mapped the open galleries of the underground mine. According to these authors, the average content of exploited ore at the Morro do Ouro Mine until 1940 was approximately 10,000 tons with an average content of 5 g/ton.

Nowadays, the Morro do Ouro mining remains inactive. As no further investigations were made after 1980, the current state of knowledge about the aspects related to ore genesis at this deposit remains unclear.

This contribution examines auriferous quartz veins hosted by a Calymmian metasedimentary sequence, and has the aim to define the general geometry and the structural controls of the auriferous quartz veins and their relationships to local and

regional structures, as well as to determine the composition of the fluids involved on the vein development through fluid inclusions studies. The results obtained from this work contribute to our understanding of the development of orogenic gold deposits in regions of high-fluid flux regimes and seismic faulting processes.

## **2. Geological setting**

The Morro do Ouro Mine is located in the Ribeira Belt, a geotectonic feature that extends along the southeastern coast of Brazil and represents a segment of the Mantiqueira Orogen System (Brito Neves et al., 1999). The Ribeira Belt (Fig. 1a) is a 2500 km-long deformation province, cutted by a regional dextral transcurrent shear zone system, associated with the oblique collision between the São Francisco, Congo, Luís Alves and Paranapanema cratons during the Neoproterozoic (Campanha and Sadowski, 1999; Faleiros et al., 2011a). The Morro do Ouro Mine (Fig. 1b) is positioned at the Apiaí Terrane (Faleiros et al., 2011a), which is part of the southern portion of the Ribeira Belt, and it is known as an important metallogenic province, mainly for its major base metallic and non-metallic mineral deposits.

### *2.1. Lithostratigraphy*

The Apiaí Terrane is a composite terrane that was formed by the collage of Calymmian (ca. 1450-1500 Ma), Tonian (ca. 900-1000 Ma) and Ediacaran (ca. 630-580 Ma) terranes during the Brasiliano-Pan African Orogeny (Heilbron et al., 2004; Faleiros et al., 2011a; U-Pb zircon data from Weber et al., 2004; Siga Júnior et al., 2009, 2011a, 2011b; Campanha et al., 2008a, b). It includes remnants of back-arc basin assemblages, carbonate shelf deposits, turbidite with flysch-like slump deposits, and deeper water assemblages associated with mafic magmatism (e.g., Campanha and Sadowski, 1999; Siga Júnior et al., 2009, 2011a, 2011b; Faleiros et al., 2011b). Rhyacian and Statherian basement rocks occur in the cores of broad antiforms (Cury et al., 2002). Regionally the metasedimentary rocks of the Apiaí Terrane underwent a Barrovian metamorphism varying from lower greenschist to middle amphibolites facies, with clockwise P-T paths and peak pressures of approximately 8 kbar (Faleiros et al., 2010).

The mineralization of the Morro do Ouro Mine occurs mainly in quartz veins hosted in greenschist facies metasedimentary rocks of the Água Clara Formation (ca. 1450-

1500Ma; Weber et al., 2004), one of the major units from the Apiaí Terrane. In the mine district the rocks consist dominantly of phyllite, mica schist, subordinate quartzite and marble. Granitic rocks occur at about 550-600 meters of the mine area. Carbonate rocks do not occur at the underground galleries, although lenses of carbonate rocks have been observed outside the galleries, in the surrounding area of the Mine.

The phyllite is composed by the assemblage sericite + quartz + chlorite and displays well-preserved sedimentary bedding. The mica schist is primarily composed of garnet + biotite + muscovite + quartz, indicating upper greenschist facies metamorphic conditions. These rocks are interbedded with scattered lenses composed of microcrystalline quartz grains and minor Fe-sulfide contents, which is interpreted as a metachert. Chemical analysis carried out by Paiva and Morgental (1980) in metachert have revealed anomalous Cu (1500 ppm), Ag (2 ppm) and Fe (~ 20%) accumulations. These metachert lenses are also mineralized in Au (2, 01 g/ton) and were commonly called “limonitic ore” and interpreted as a syngenetic mineralization (Paiva and Morgental, 1980).

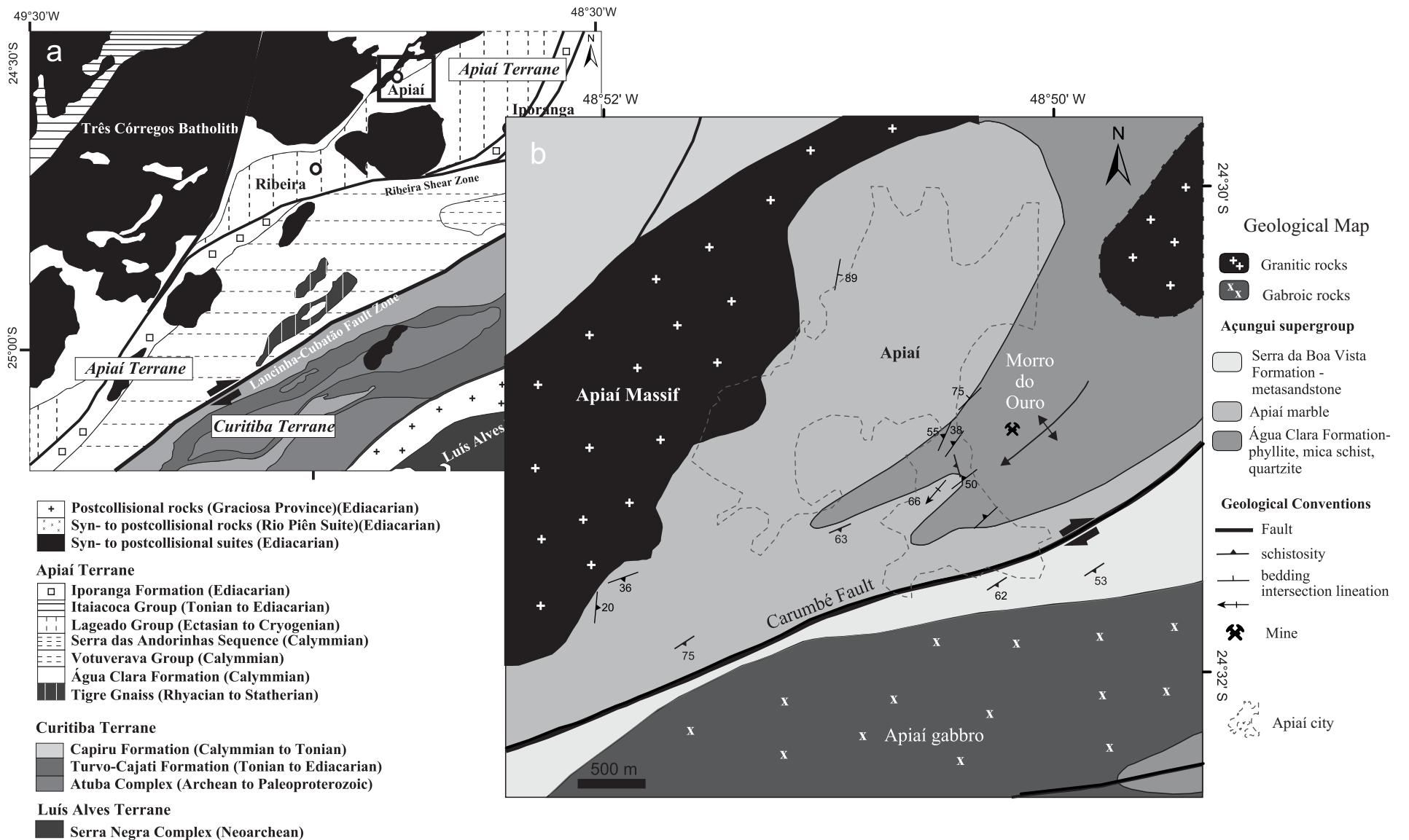


Fig.1. (a) Major paleogeographic and tectonic domains of the Apiaí Terrane (Faleiros et al., 2011). (b) Simplified geological map of the studied area (from Campanha, 1991).

## 2.2. Structural setting

According to Campanha and Sadowski (1999) three main deformational phases can be recognized in the Apiaí Terrane: (1) a NE-trending thrust system with vergence to SE that generated a bedding-parallel foliation and several interlayer folds; (2) a second deformation episode that produced open to isoclinal folds with upright axial surfaces and NE-trending subhorizontal fold axes and (3) a late transcurrent shear system dominated by NE to ENE-trending dextral shear zones that was superposed over the two previous systems.

The Morro do Ouro Mine area presents mineralized quartz veins developed mainly at the hinge zone of a major antiform structure (Fig. 1b). Mesoscopic tight to isoclinal folds with subhorizontal SW-plunging axis were described in outcrops. The folded surface is characterized by a schistosity  $S_1$  that are subparallel to the sedimentary bedding ( $S_0$ ), indicating that the folds were associated with a  $D_2$  phase. In stereoplots the poles to  $S_1//S_0$  distribute along a great circle girdle (Fig. 2b), suggesting cylindrical folding along an approximate axis 220/15 concordant to the  $B_2$  fold axis and the  $L_2$  intersection lineations observed in field (Fig. 2d).

The Morro do Ouro Mine district is at a distance of about 600-700 meters of the Carumbé Fault, a major dextral transcurrent shear zone. Associated mesoscopic NE-trending brittle faults are common, and generally are filled by auriferous quartz veins, within the mine area.

In the Apiaí and Morro do Ouro areas the structural trends, including  $S_1//S_0$  and fold axes, show a deflection from near NS to NE when approaching the Carumbé fault (Fig. 1b). The Carumbé fault itself shows a deflection in its strike from ENE to NE close to the Morro do Ouro District.

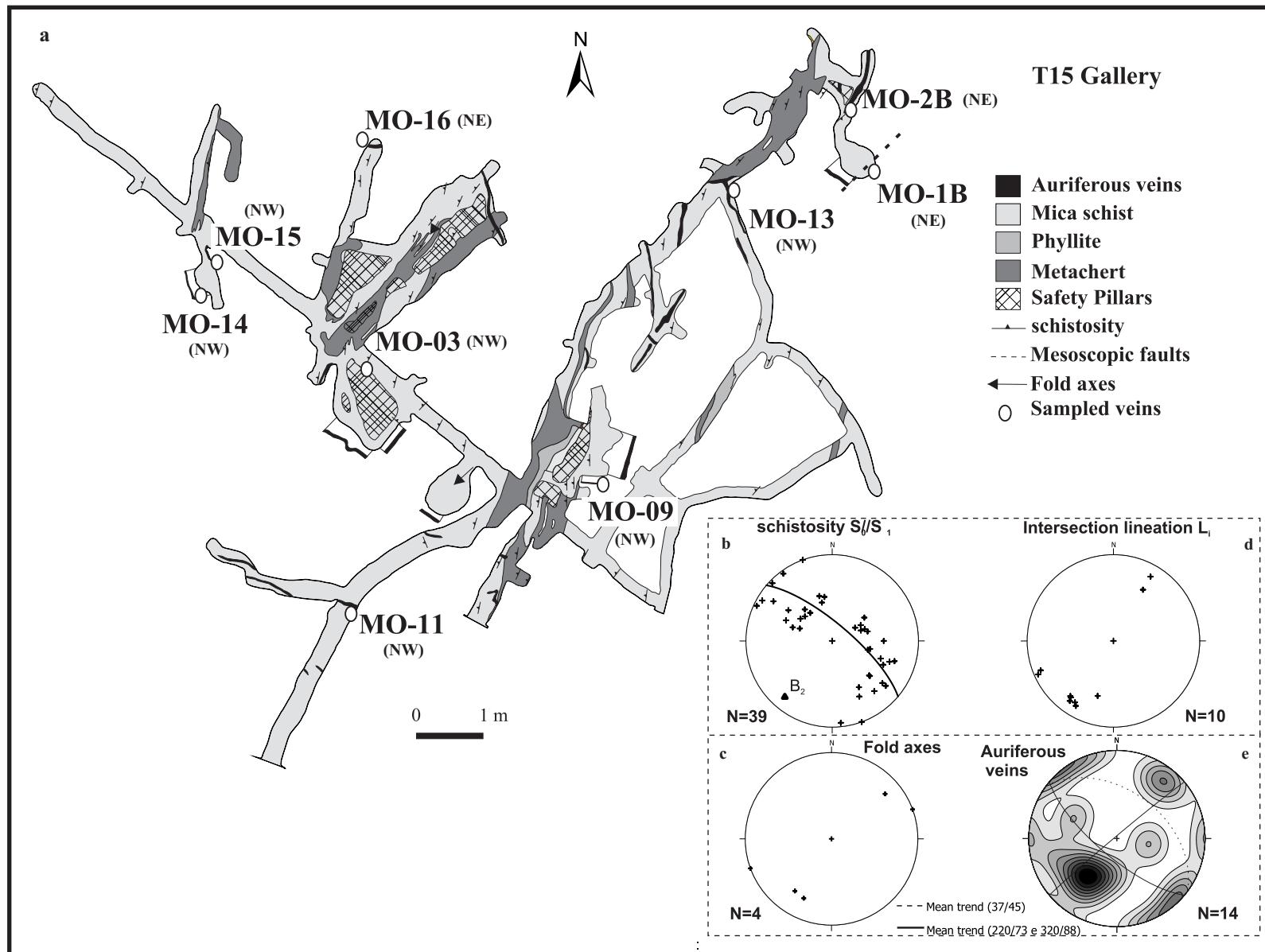


Fig.2. (a) Simplified geological map of the studied gallery and location of the sampled veins (after Paiva & Morgental, 1980). Equal-area, lower hemisphere stereoplots of (b) S foliation, (c) fold axes, (d) intersection lineation and e NW- and NE-trending veins.

### **3. Auriferous quartz veins**

Two auriferous quartz veins systems occur in the Morro do Ouro Mine district : (1) ENE-trending subvertical veins parallel to the axial surface of the D<sub>2</sub> folds (a-b plane) and (2) NW-trending subvertical extensional veins perpendicular to the D<sub>2</sub> fold axial-plane (a-c plane) (Fig. 2e). The two types of auriferous quartz veins comprises tabular bodies with 15-100 cm-thick, extending laterally to 3-10 m. Quartz represents almost the totality of the veins, whereas sulfide-rich domains occur primarily close to the walls of veins or filling microfractures. The most common sulfides are chalcopyrite and pyrite (Fig. 3a-b). Fe-oxide and Fe-hydroxide, such as hematite and goethite, also fill fractures.

According to the classification discussed by Bons (2000), three main original growth microstructures may occur: blocky, (Fig.3c-d), elongated blocky and fibrous (Fig.3e-f). The NW-trending extensional veins are dominated by elongated block and fibrous microstructures and the orientation of mineral elongation, perpendicular to the vein walls, indicates that these veins occupy true extension fractures. The ENE-trending veins are dominated by block microstructure. Restricted recrystallization and intracrystalline deformation structures, such as weak undulose extinction and bulging recrystallization microstructures (cf., Stipp et al., 2002) limited to some grain boundaries occur in some veins (Fig.3c-f).

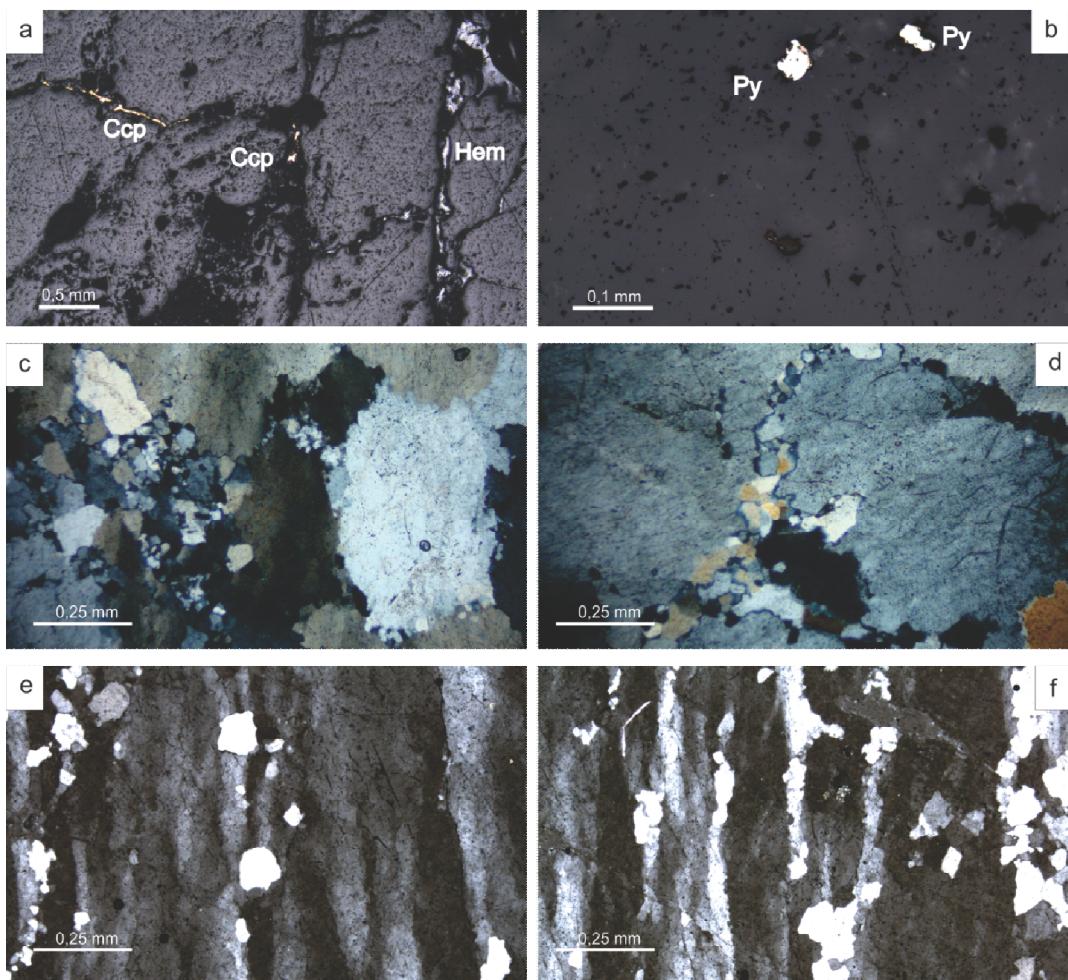


Fig.3. Photomicrographs of quartz veins. (a) Fractures filled with chalcopyrite and hematite, sample MO16. (b) Sulfide-rich domains with pyrite. (c-d) Blocky microstructure in NE-trending veins, sample MO2B and MO1B. (e) Fibrous quartz alternated with recrystallized domains, sample MO11. (f) Fibrous quartz with very fine-grained recrystallized grains developed along boundaries, sample MO13 (a-b – reflected light; c,d,e,f - crossed polarized light).

#### 4. Fluid inclusion in auriferous quartz veins

Fluid inclusion petrography was carried out on 100  $\mu\text{m}$ -thick double-polished sections of auriferous quartz veins, from which 9 samples with vein-growth microstructures and weak ductile deformation were chosen for microthermometric measurements.

#### *4.1. Compositional types of fluid inclusion*

Three types of fluid inclusions of size in the range of 5-30 µm were identified in quartz from auriferous veins based on phases observed at room temperature and components identified from heating-freezing experiments and Raman spectroscopy analyses.

##### *NW-trending veins*

Type I ( $\text{CO}_2$ -rich inclusions): monophase (liquid  $\text{CO}_2$ ) inclusions with rounded or negative crystal shapes.

Type II ( $\text{H}_2\text{O}-\text{CO}_2$  inclusions): rounded or irregular-shaped inclusions containing two phases (liquid  $\text{H}_2\text{O}$ -rich phase, and liquid or vapor  $\text{CO}_2$ -rich phase) or three phases (liquid  $\text{H}_2\text{O}$ -rich phase, liquid  $\text{CO}_2$ -rich phase and  $\text{CO}_2$ -rich vapor).  $\text{CO}_2$  volumetric proportion comprises about 10 to 95% of total inclusion.

Type III ( $\text{H}_2\text{O}-\text{CO}_2$ -salt inclusions): multiphase inclusions of rounded or irregular shapes containing a liquid aqueous phase, a  $\text{CO}_2$  or  $\text{CH}_4$  vapor phase (5-10% of total inclusions), and one or more daughter crystals (halite) with cubic shape. This type of inclusion was considered as essentially aqueous, due to the low proportion of volatile compounds ( $\text{CO}_2$  or  $\text{CH}_4$ ).

##### *NE-trending veins*

Type I ( $\text{CO}_2$ -rich inclusions): monophase (liquid  $\text{CO}_2$ ) inclusions with rounded shape (sample MO16).

Type II ( $\text{H}_2\text{O}-\text{CO}_2$  inclusions): irregular-shaped inclusions containing three phases (liquid  $\text{H}_2\text{O}$ -rich phase, liquid  $\text{CO}_2$ -rich phase and  $\text{CO}_2$ -rich vapor) or multiphase inclusions containing a liquid aqueous phase, a  $\text{CO}_2$  or  $\text{CH}_4$  vapor phase (10-90% of total inclusions), and one or more daughter crystals with cubic shape  $\text{CO}_2$ .

Type III ( $\text{H}_2\text{O}-\text{CO}_2$ -salt inclusions): multiphase inclusions of irregular shapes containing a liquid aqueous phase, a  $\text{CO}_2$  or  $\text{CH}_4$  vapor phase (5-10% of total inclusions), and one or more daughter crystals (halite) with cubic shape.

#### 4.2. Modes of occurrence of fluid inclusions

The investigated samples of NW-trending veins are rich in intragranular trails, and clustered fluid inclusions. Fluid inclusions of the types I, II, III generally coexist forming irregular three-dimensional clusters within single quartz grains (Fig. 4c). Type I inclusions occur mainly as mature negative crystal inclusions along intragranular trails (Fig. 4b).

Type II inclusions presented mainly rounded or regular shapes clustered (Fig. 4d) or in trails. Type III commonly presented irregular shapes, and as well as Type I and II inclusions, they occur in intragranular trails.

NE-trending veins presented dominantly fluid inclusions of the types II and III with irregular shapes, isolated or randomly distributed. Intragranular trails are rare in these veins. Type I inclusions were only observed in sample MO16, with rounded shapes.

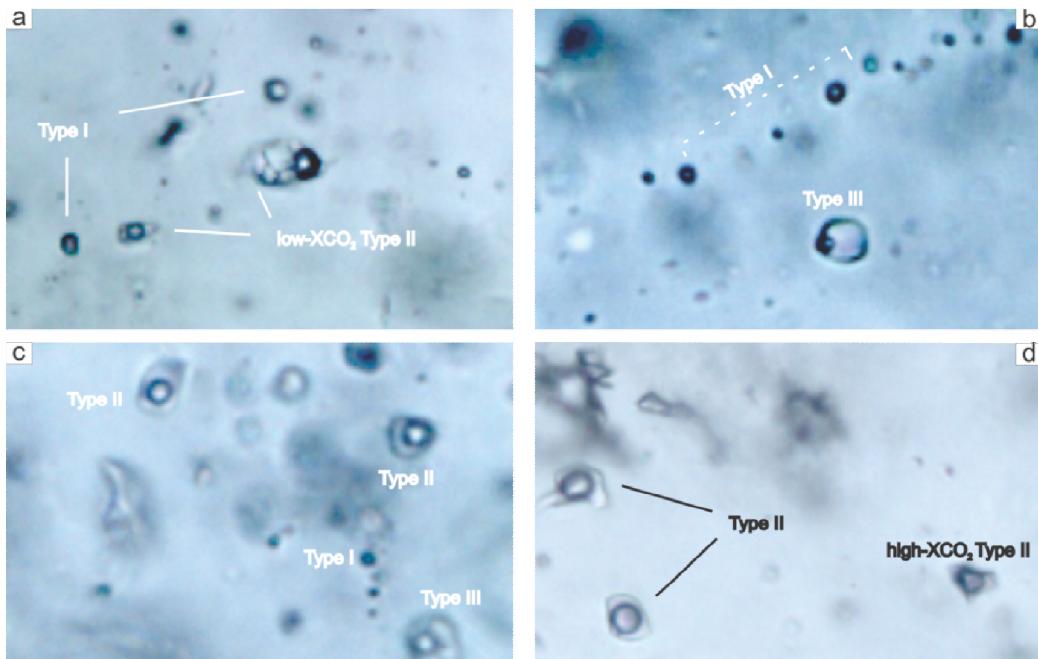


Fig.4. Photomicrographs of fluid inclusion types. (a) Cluster of associated Type I ( $\text{CO}_2$ -rich) and Type II ( $\text{H}_2\text{O}-\text{CO}_2$ ) inclusions from NW-trending vein, sample MO09. (b) Trails of Type I inclusions in NW-trending vein, sample MO11. (c) Cluster of associated Type I, II and II inclusions within a single quartz crystal from NW-trending vein from NW-trending vein, sample MO15. (d) Type II inclusions from NE-trending vein, sample MO2B.

## 5. Fluid inclusion microthermometry

Microthermometric analyses was carried out at the Fluid Inclusion Laboratory of the Geosciences Institute, University of São Paulo (Brazil), using a CHAIXMECA MTM 85 heating-cooling stage. The stage was calibrated to the Merck MSP standard for high temperatures and Merck Signotherm standard for low temperatures.

Microthermometric data processing were carried out with the computer software packages FLUIDS (Bakker, 2003) and CLATHRATES (Bakker, 1997), using equations of state by Duscheck et al. (1990) and Span & Wagner (1996) for composition and density of CO<sub>2</sub>-rich inclusions; Duan et al. (1992a,b) for bulk fluid properties, density and salinity of the aqueous phase of H<sub>2</sub>O-CO<sub>2</sub> inclusions; Zhang & Frantz (1987) for bulk fluid properties and density and Oakes et al. (1990) for volumetric proportion of essentially aqueous inclusions.

Laser-Raman spectroscopic analyses were performed with a LABRAM-HR 800 Horiba/Jobin Yvon Raman Spectrometer equipped with a HeNe laser, using 20mW of laser power, at the Raman Spectroscopy Laboratory, Department of Metallurgical and Materials Engineering, Federal University of Minas Gerais (Brazil). The carbonic-rich phase of each inclusion analyzed was scanned for the characteristic peaks of CO<sub>2</sub> (~1388 cm<sup>-1</sup>), CH<sub>4</sub> (~2914 cm<sup>1</sup>), N<sub>2</sub> (~2330 cm<sup>-1</sup>), and the whole inclusions for the presence of graphite or other solid carbon phases. CH<sub>4</sub> proportion was calculated graphically according to Shepherd et al. (1985).

A summary of microthermometric results is shown in Table 1, which also presents the abbreviations for phase transition temperatures used in the text.

### **NW-trending veins**

#### *Type I (CO<sub>2</sub>-rich inclusions)*

Type I inclusions show a large variation in T<sub>m</sub>CO<sub>2</sub> related to variable amounts of CH<sub>4</sub>. Two subtypes of fluid inclusion (Ia and Ib) were defined based on these variations. T<sub>m</sub>CO<sub>2</sub> ranges between -58 and -56,6 °C for type Ia (Fig. 6a) against -60,9 to -58,0 °C for type Ib inclusions (Fig. 6h). Types Ia and Ib inclusions homogenize into the liquid state between 8,5 and 28,8°C and from -33,9 to 26,7°C, respectively (Fig. 6b,i). T<sub>h</sub>CO<sub>2</sub>

values indicate  $\text{CO}_2\text{-CH}_4$  densities from 0,63 to 0,87 g/cm<sup>3</sup> for Type Ia inclusions and from 0,084 to 0,92 for Type Ib inclusions (Table 2). Type Ib inclusions show  $\text{CH}_4$  proportions between 7 and 26 mol%.

#### *Type II ( $\text{H}_2\text{O-CO}_2$ inclusions)*

Type II inclusions also display a large variation in  $T_{\text{m}}\text{CO}_2$  related to variable amounts of  $\text{CH}_4$ , conform detected by Raman spectroscopy analysis (Fig. 5), and two subtypes (IIa, IIb) were defined based on  $\text{CH}_4$  and  $\text{N}_2$  contents.  $T_{\text{m}}\text{CO}_2$  ranges from -59,1 to -56,6°C for type IIa against -59,8 to -58,0 °C for type IIb inclusions (Fig. 6a, h).  $T_{\text{h}}\text{CO}_2$  values (-3,7 to 30,1°C to liquid state) for Type IIa inclusions, with pure  $\text{CO}_2$ , indicate  $\text{CO}_2$  densities from 0,012 to 0,81 g/cm<sup>3</sup>. Type IIb inclusions show  $T_{\text{h}}\text{CO}_2$  values between -4,2 to 27,6°C (to liquid state) (Fig. 6i), indicating densities of 0,03 to 0,99 g/cm<sup>3</sup> and  $\text{CH}_4$  proportion between 7 and 26 mol%. Clathrate dissociation from Type IIa inclusions occurs mainly in the presence of liquid and vapor  $\text{CO}_2$  in the range of -13,3 to 7,8 °C (Fig. 6c), corresponding to salinities of 3 and 29 wt.% equivalent NaCl. Eutetic melting ( $T_E$ ) and  $T_{\text{mice}}$  values vary between -79 to 63,9°C and -20,3 to -9,4°C (Fig. 6d,e), respectively. Total homogenization by halite dissolution occurs in the interval of 224 to 392°C (Fig. 6g), related to salinities between 26 and 46 wt.% equivalent NaCl.

Type IIb inclusions show clathrate dissociation values ranging from -12,3 to 25,3°C (Fig. 6j), corresponding to salinities of 4 and 29 wt.% equivalent NaCl.  $T_E$  and  $T_{\text{mice}}$  range between -74,9 and 62,3°C and from -22,9 to -4,8°C (Fig. 6k,l), respectively. Halite dissolution occurs at 248°C to 333°C, related to salinity of 26 to 50 wt.% equivalent NaCl.

Raman spectroscopy analysis (Fig. 5) shows  $\text{CH}_4$  and  $\text{N}_2$  proportions in the ranges of 16-87 and 3-37 mol%, respectively.

Total homogenization (Th) for Type IIa and IIb inclusions occurs by expansion of the aqueous-rich phase between 200 and 410°C and 276 to 371°C respectively, and by expansion of the carbonic-rich phase between 218 and 566°C and 247 to 471°C (Fig. 6f, m) respectively.

Table 1  
Summary of the microthermometric fluid inclusion data from NW- and NE-trending veins.

<b>Vein Type</b>	<b>Type of inclusion</b>	<b>Fluid System</b>	<b>Mode of occurrence</b>	$T_m\text{CO}_2$ (°C)	$T_h\text{CO}_2$ (°C)	$T_m\text{Cl}$ (°C)	$T_E$ (°C)	$T_{m\text{ice}}$ (°C)	$T_h$ (°C)	$\text{DCO}_2\text{-CH}_4$ (g/cm <sup>3</sup> )	<b>Salinity (wt.% NaCl equivalent)</b>	<b>n</b>
NW	Type Ia	$\text{CO}_2$	Trail	-58 to -56,6	8,5 to 28,8	–	–	–	–	0,63 to 0,87	–	39
	Type Ib	$\text{CO}_2\text{-CH}_4$	Trail	-60,9 to -58	-33,9 to 26,7	–	–	–	–	0,084 to 0,92	–	93
	Type IIa	$\text{H}_2\text{O-CO}_2\text{-NaCl-CaCl}_2$	Trail, cluster	-59,1 to -56,6	-3,7 to 29	-13,3 to 7,8	-79 to 63,9	-20 to 10	200 to 410 (L)	0,01 to 0,81	3 to 29* 26 to 46**	82
	Type IIb	$\text{H}_2\text{O-CO}_2\text{-CH}_4\text{-NaCl-CaCl}_2$	Trail, cluster	-59,8 to -58	-4,2 to 27,6	-12,3 to 25,3	-74,9 to -62,3	-23 to -10	218 to 566 (V)	0,03 to 0,99	4 to 29* 26 to 50**	28
									276 to 371 (L)			
									247 to 471 (V)			
	Type III	$\text{H}_2\text{O-(CO}_2\text{-CH}_4)\text{-NaCl-CaCl}_2$	Trail, cluster	–	–	-13,3 to 25,3	-85,5 to -62,4	-37 to 0,2	97 to 458 (L)	–	1 to 30* 26 to 52**	66

\*Salinity calculated by  $T_m$  Clathrate; \*\*Calculated by halite dissolution.

$T_m\text{CO}_2$ , melting of the carbonic phase;  $T_h\text{CO}_2$ , homogenization temperature of the carbonic phase to the liquid (L) or vapor state (V);  $T_m\text{Cl}$ , clathrate melting temperature;  $T_{m\text{ice}}$ , ice melting temperature;  $T_E$ , eutectic melting temperature;  $T_h$ , total homogenization temperature;  $\text{DCO}_2\text{-CH}_4$ ,  $\text{CO}_2\text{-CH}_4$  density. n refers to number of individual fluid inclusions used for microthermometric analysis.

Table 1  
Cont.

Vein Type	Type of inclusion	Fluid System	Mode of occurrence	$T_m\text{CO}_2$	$T_h\text{CO}_2$	$T_m\text{Cl}$	$T_E$	$T_{m\text{ice}}$	$T_h$	$\text{DCO}_2\text{-CH}_4$ (g/cm <sup>3</sup> )	Salinity (wt.% NaCl equivalent)	n
				(°C)	(°C)	(°C)	(°C)	(°C)	(°C)	(°C)		
NE	Type Ia	$\text{CO}_2$	isolated	-57,9 to -57,3	16,2 to 26,3	—	—	—	—	—	—	2
	Type Ib	$\text{CO}_2\text{-CH}_4$	Isolated	-60,8 to -58	0,1 to 25,2	—	—	—	—	0,48 to 0,54	—	24
	Type IIa	$\text{H}_2\text{O-CO}_2\text{-NaCl-CaCl}_2$	Randomly distributed	-57,9 to -57,3	16,2 to 26,3	-5,3 to 29,8	48,3	-10,6	422,5 to 439,8 (V)	0,10 to 0,67	7,8 to 28*	6
	Type IIb	$\text{H}_2\text{O-CO}_2\text{-CH}_4\text{-NaCl-CaCl}_2$	Randomly distributed	-59,1 to -58	0,1 to 25,2	-15,5 to 11,6	-70,5 to -30,5	-31,1 to -6,5	251 to 399 (V)	0,06 to 0,70	5,6 to 29*	55
	Type III	$\text{H}_2\text{O-(CO}_2\text{-CH}_4\text{-NaCl-CaCl}_2$	isolated	—	—	-0,3 to 9,3	-79,2 to -30,5	-43 to 1,6	318 (L) 229 to 345**	—	26 to 44,5**	46

\*Salinity calculated by  $T_m$  Clathrate; \*\*Calculated by halite dissolution.

$T_m\text{CO}_2$ , melting of the carbonic phase;  $T_h\text{CO}_2$ , homogenization temperature of the carbonic phase to the liquid (L) or vapor state (V);  $T_m\text{Cl}$ , clathrate melting temperature;  $T_{m\text{ice}}$ , ice melting temperature;  $T_E$ , eutetic melting temperature;  $T_h$ , total homogenization temperature;  $\text{DCO}_2\text{-CH}_4$ ,  $\text{CO}_2\text{-CH}_4$  density. n refers to number of individual fluid inclusions used for microthermometric analysis.

*Type III ( $H_2O-CO_2$ -salt inclusions)*

Type III inclusions showed the double freezing phenomena (Roedder, 1984) during microthermometric analysis, which indicate clathrate formation (and therefore the presence of volatile compounds), although clathrate dissociation have been observed only in a few inclusions (values of -13,3 to 25,5°C) (Fig. 6n). Traces of  $CO_2$  and  $CH_4$  were also detected by Raman spectroscopy (Fig.5, sample MO-13), however few measurements were made due to the small size of inclusions and the volatile proportion cannot be quantified. Thus, this type of inclusions was considered as essentially aqueous. Type III inclusions show  $T_E$  and  $T_{mice}$  values between -85,5 and -62,3 °C and from -37 to -0,2°C, (Fig. 6o, p), respectively. Total homogenization occurs by halite dissolution in the interval of 215 to 419°C (Fig. 6r), corresponding to salinities between 26 and 52 wt.% equivalent NaCl. Homogenization of the aqueous phase (to the liquid) occurs in the range of 97 to 458°C (Fig. 6q).

***NE-trending veins****Type I ( $CO_2$ -rich inclusions)*

$T_mCO_2$  ranges between -59,1 and -58°C for type Ib (Fig. 6h). Type IIb inclusions show  $T_hCO_2$  values between 0,1 to 22,9 °C (to liquid state) (Fig. 6t).

*Type II ( $H_2O-CO_2$  inclusions)*

Type II inclusions also display a large variation in  $T_mCO_2$  related to variable amounts of  $CH_4$  and two subtypes (IIa, IIb) were defined based on  $CH_4$  and  $N_2$  contents.  $T_mCO_2$  ranges from -57,9 to -57,3°C for type IIa against -60,8 to -58,0 °C for type IIb inclusions.  $T_hCO_2$  values (16,2 to 26,3°C to liquid state) for Type IIa inclusions, with pure  $CO_2$ , indicate  $CO_2$  densities from 0,10 to 0,67 g/cm<sup>3</sup>. Type IIb inclusions show  $T_hCO_2$  values between 0,1 to 25,2 °C (to liquid state) (Fig. 6t), indicating densities of 0,06 to 0,70 g/cm<sup>3</sup>. Clathrate dissociation from Type IIa inclusions occurs mainly in the presence of liquid and vapor  $CO_2$  in the range of -5,3 to 29,8 °C . Eutetic melting ( $T_E$ ) and  $T_{mice}$  values -48,3°C and -10,6°C, respectively.

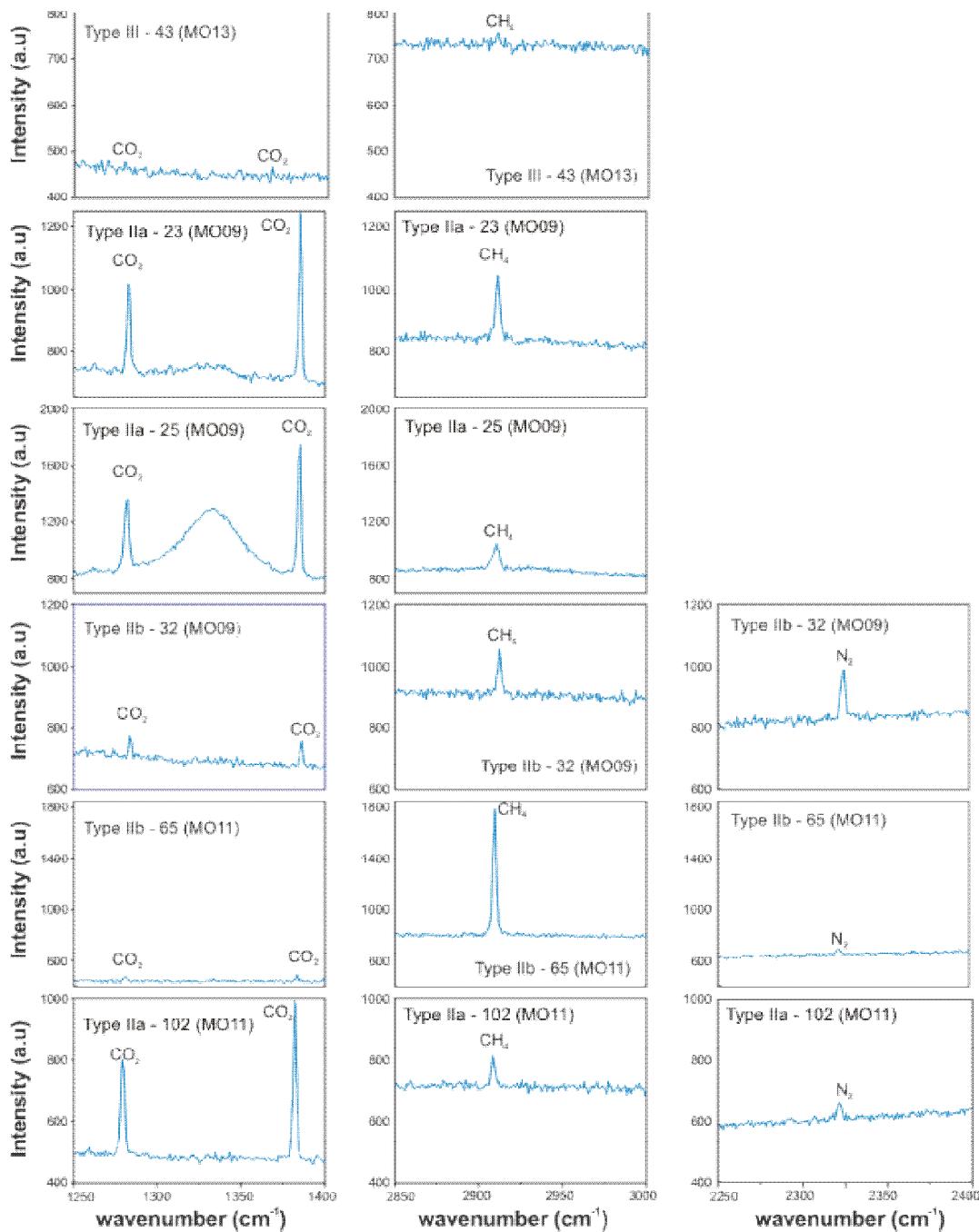


Fig.5. Representative Raman spectra obtained on selected Type II and III inclusions.

Type IIb inclusions show clathrate dissociation values ranging from -15,5 to 11,6°C (Fig. 6u), corresponding to salinities of 5 and 29 wt.% equivalent NaCl.  $T_E$  and  $T_{\text{mice}}$  range between -70,5 and -30,5°C and from -31,1 to -6,5°C (Fig. 6v), respectively.

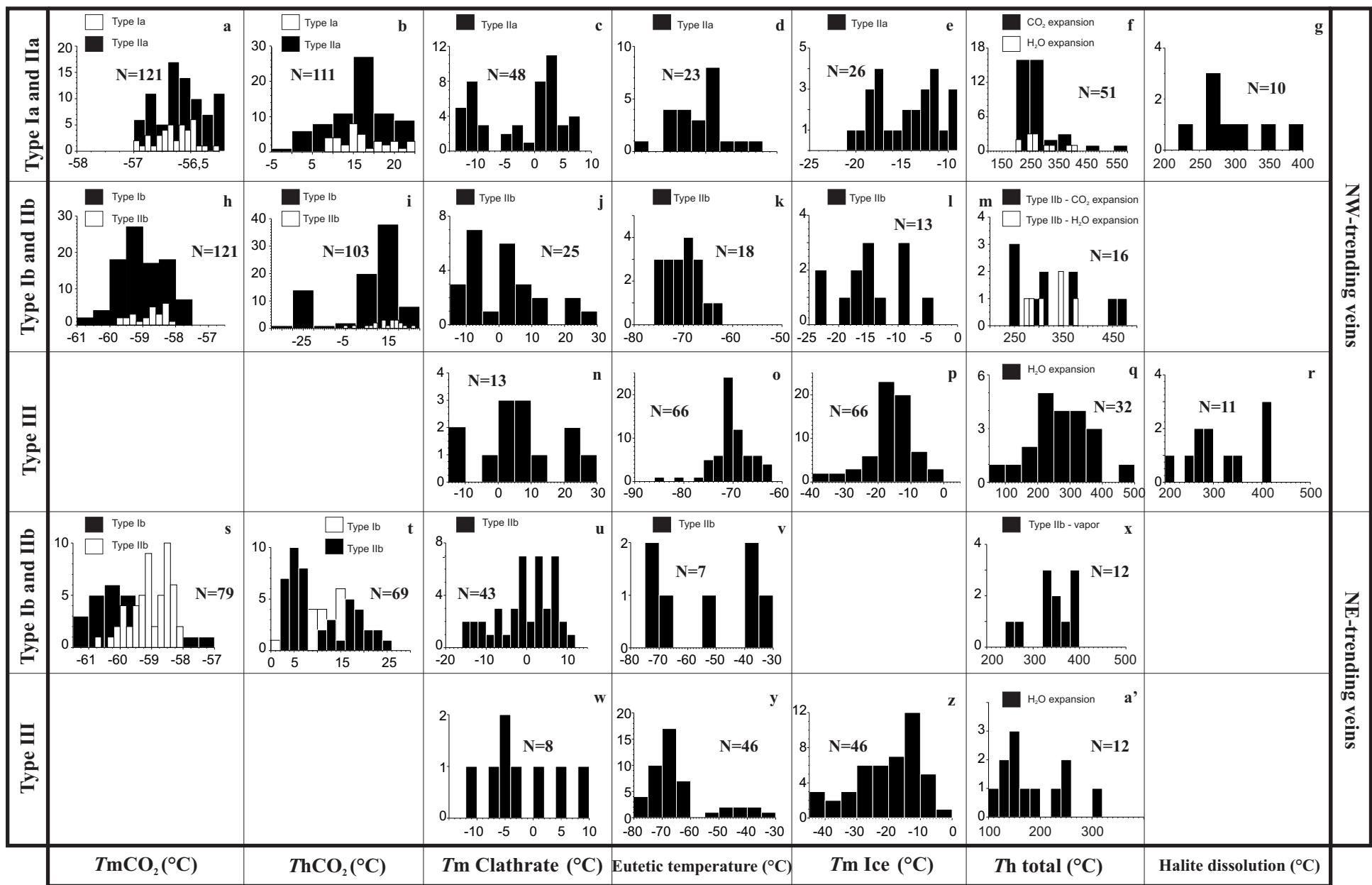


Fig. 6. Histograms showing microthermometric data obtained on Type I, II and III fluid inclusions from the Morro do Ouro Mine gold-quartz veins.

Total homogenization (Th) for Type IIa occurs by expansion of the carbonic-rich phase between 422,5 and 439,8°C and for Type IIb by expansion of the carbonic-rich phase between 251 and 399°C (Fig. 6x).

### Type III ( $H_2O-CO_2$ -salt inclusions)

Type III inclusions showed the double freezing phenomena (Roedder, 1984) during microthermometric analysis, although clathrate dissociation have been observed only in a few inclusions (values of -0,3 to 9,3°C) (Fig. 6w). Type III inclusions show  $T_E$  and  $T_{mice}$  values between -79,2 and -30,5 °C and from -43 to -1,6°C, (Fig. 6y, z), respectively. Total homogenization occurs by halite dissolution in the interval of 229 to 385°C corresponding to salinities between 26 and 45 wt.% equivalent NaCl. Homogenization of the aqueous phase (to the liquid) occurs in the range of 109 to 318°C (Fig. 6a').

Type II and III inclusions which showed  $T_{mice}$  values lower than the stable eutectic point of pure  $H_2O$ -NaCl system (-21.8 °C) we calculated salinities equivalent to CaCl<sub>2</sub> weight percent between 27 and 29.

## 6. Interpretation of fluid inclusion data

The fluid inclusion assemblage formed by types I, II and III inclusions within auriferous quartz veins represents the main episode of fluid circulation and entrapment. The abundance of these inclusions with a random three-dimensional distribution and well preserved original growth microstructures is good evidence that they are primary fluid inclusions (i.e. trapped at the time of vein formation), which have not been destroyed during the low-temperature deformation event occurred in the quartz-vein system, represented by weak undulose extinction and restricted bulging recrystallization microstructures (Faleitos et al., 2007).

Effects of post-entrapment modifications in CO<sub>2</sub>-bearing inclusions can be qualitatively investigated using plots of CO<sub>2</sub> volumetric ratio (V<sub>CO<sub>2</sub></sub>) versus density and salinity (e.g., Faleiros et al., 2007). Fig. 7a shows a bimodal distribution of CO<sub>2</sub>-rich phase density at around of the values 0.1 and 0.99 g/cm<sup>3</sup>, independently of the V<sub>CO<sub>2</sub></sub>.

Fig. 7b shows a small variation of CO<sub>2</sub>-rich phase density at around of the values

0.1 and 0.2 g/cm<sup>3</sup>, also independently of the V<sub>CO<sub>2</sub></sub>. These facts indicate that selective H<sub>2</sub>O-loss (Crawford & Hollister, 1986; Bakker & Jansen, 1990; Hollister, 1990; Johnson & Hollister, 1995; Faleiros et al., 2010) cannot be responsible for the variation of V<sub>CO<sub>2</sub></sub>. Corroborate this interpretation the fact that most of the Type I (carbonic) inclusions present the highest densities, and the absence of positive correlation between V<sub>CO<sub>2</sub></sub> and salinity (Fig. 7c, d), once strain-induced H<sub>2</sub>O-loss must lead to enrichment in components such as NaCl and CaCl<sub>2</sub> (Hollister, 1990).

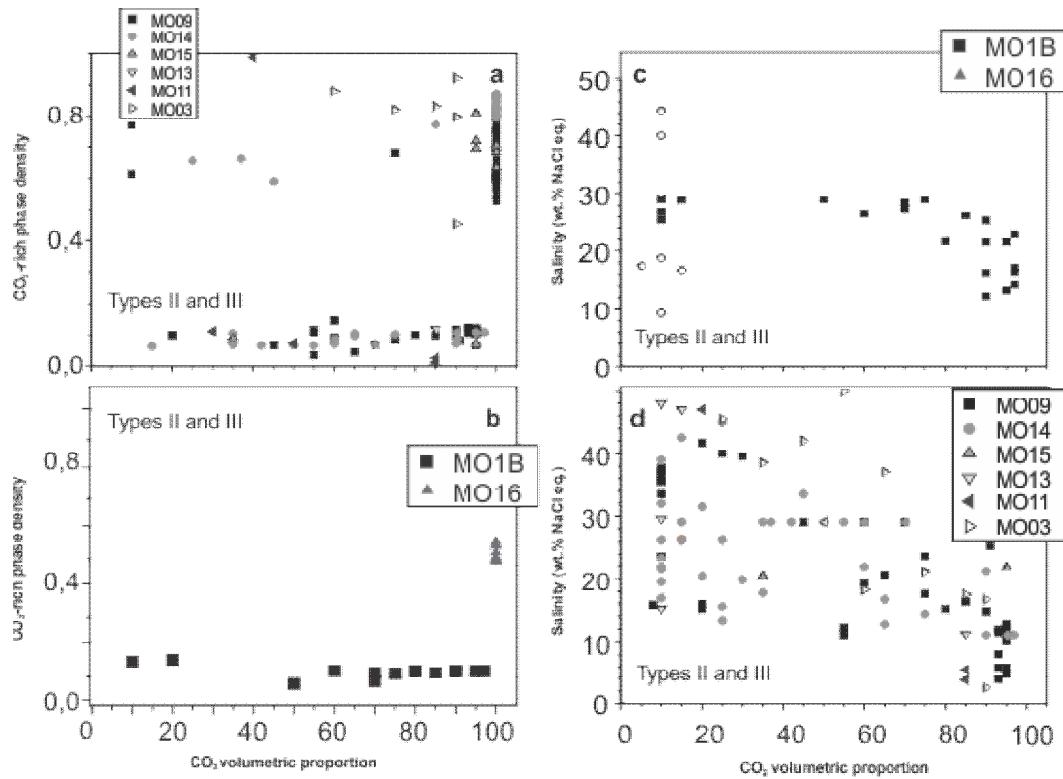


Fig.7. Plot of CO<sub>2</sub> volumetric proportion *versus* CO<sub>2</sub> density for Type II and III inclusions present in (a) NW-trending veins and (b) and Type II and III inclusions from NE-trending veins. Plot of CO<sub>2</sub> volumetric proportion against salinity for Type II and III inclusions present in (c) NE-trending veins and (d) and Type II and III inclusions from NW-trending veins.

Disregarding post-entrapment modifications of fluid inclusions, the occurrence of H<sub>2</sub>O-CO<sub>2</sub> inclusions with highly variable CO<sub>2</sub> volumetric proportion in the same assemblage may be explained by two mechanisms: entrapment of two unmixed fluids from a parental homogeneous fluid (fluid immiscibility) (e.g., Ramboz et al., 1982; Diamond, 1990), or entrapment of two mechanically mixed fluids (e.g., Anderson et al.,

1992). Ramboz et al. (1982) proposed two main criteria that can be used, and is generally accepted, to test the possible occurrence of fluid immiscibility:

- (1) The different types of inclusions must occur in the same regions of the same sample, and there must be good evidence of their contemporaneous trapping. Types I, II and III fluid inclusions coexist forming individual populations in single grains as primary clusters or trails (see Fig. 4c), meeting this criterion.
- (2) The different types of inclusions must homogenize within the same range of temperature by opposite modes, one to the liquid and the other to the vapor phase, reflecting contrasting densities. Types II and III fluid inclusions exhibit the same homogenization temperatures for both liquid- and vapor-rich fluid inclusions (Figs. 8a, b), attending this criterion.

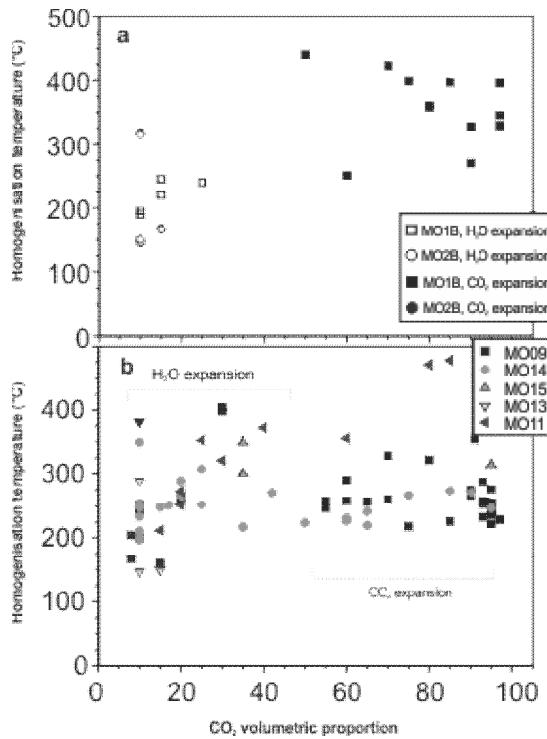


Fig.8. Variation diagram relating total homogenization temperatures and  $\text{CO}_2$  volumetric proportion for Type II and III inclusions from (a) NE-trending veins and (b) NW-trending veins.

According to this test, the primary fluid inclusions from the Morro do Ouro auriferous veins satisfy all the three Ramboz's et al. (1982) criteria for fluid immiscibility. Thus, we conclude that Types I, II and III inclusions represent immiscible fluids derived from unmixing of a homogeneous  $\text{H}_2\text{O}-\text{CO}_2-\text{CH}_4-\text{N}_2-\text{NaCl}-\text{CaCl}_2$  parental fluid. However, examining the microthermometric data in detail, fluid immiscibility alone cannot explain the observed variations in the values of density, salinity, and composition of fluid inclusions.

Types II inclusions show a positive correlation between  $T_m\text{CO}_2$  and  $T_h\text{CO}_2$  (Fig. 9c, d), indicating that the variation of  $T_h\text{CO}_2$  is strongly influenced by the  $\text{CH}_4$  content. This can indicate a heterogeneous mixing between two fluids with different contents of  $\text{CH}_4$ , or heterogeneous exchanges between fluids and surrounding rocks.

Type I inclusions show a narrow variation of  $T_m\text{CO}_2$  related to a large variation of  $T_h\text{CO}_2$  (9a, b), which can be explained in terms of pressure fluctuation during fluid entrapment (Dugdale & Hagemann, 2001; Faleiros et al., 2007). Pressure fluctuation also can explain the trends of bimodal distribution of  $\text{CO}_2$  density for largely variable  $\text{CO}_2$  volumetric proportions of the Type II inclusions (Fig. 7a) (e.g., Faleiros et al., 2007; Saunite et al., 2011).

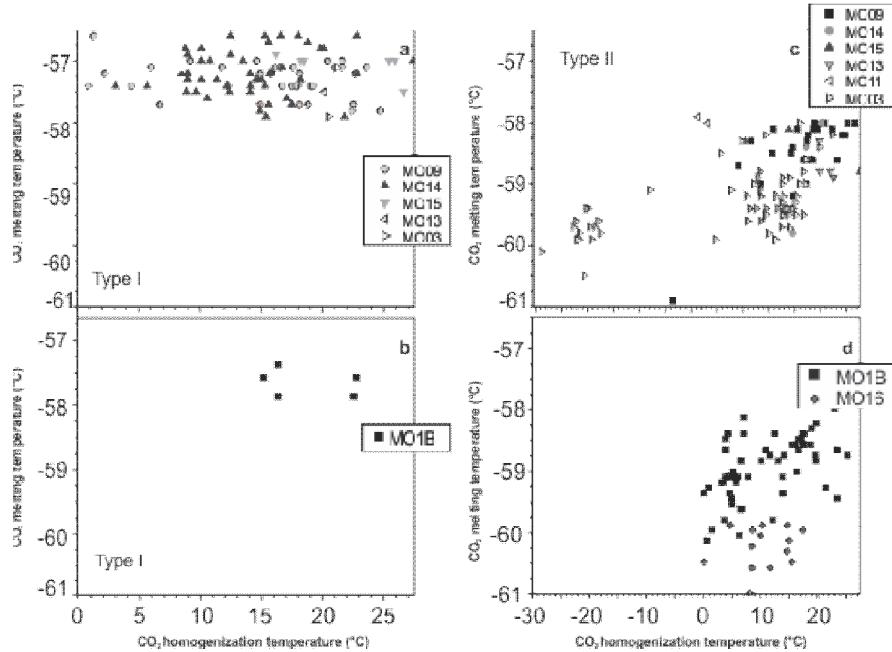


Fig. 9. Variation diagram relating  $\text{CO}_2$  melting and homogenization temperatures of  $\text{CO}_2$  for Type I inclusions present in (a) NW-trending veins (b) and NE-trending veins. Variation diagram relating  $\text{CO}_2$  melting and homogenization temperatures of  $\text{CO}_2$  for Type II inclusions from (c) NW-trending veins (d) and NE-trending veins.

Types II and III fluid inclusions with high salinities are common in the studied auriferous quartz veins and generally the dissolution of their daughter minerals occurs in a restricted temperature ( $T_s$ ) range, although with a certain dispersion. Fig. 10a display two trends of variation of  $T_s$  relative to Th: (i) the majority of inclusions follows approximately the line where  $T_s = Th$ , which is expected for the entrapment of an originally saturated boiling solution (Ramboz et al., 1982); (ii) a second trend, defined by few inclusions, is characterized by largely variable values of  $T_s$  to constant values of Th, which indicates heterogeneous trapping of daughter halite crystals in a solution previous saturated with respect to NaCl (e.g., Ramboz et al., 1982; Cloke & Kesler, 1979).

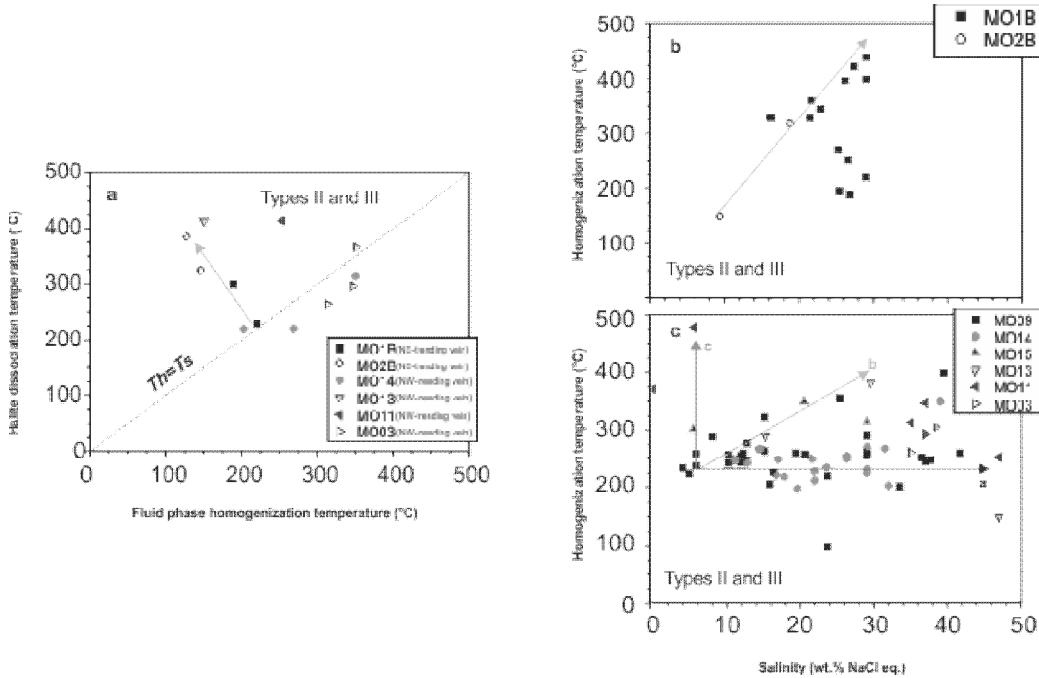


Fig. 10. Plot of halite dissociation against fluid phase homogenization temperatures for Type II and III inclusions (a). Plot of salinity against total homogenization temperature for Type II and III inclusions from (c) NW-trending veins and (d) NE-trending veins.

As the extensive salinity variation observed in coexisting fluid inclusions from the Morro do Ouro auriferous veins cannot be explained by variations related to fluid immiscibility alone (Anderson et al., 1992; Bodnar & Vityk, 1994), two other possibilities should be considered: (1) mechanical mixing between fluids of different

salinities (Anderson et al., 1992), and (2) heterogeneous exchanges between fluids and surrounding rocks.

Fig. 10c shows three characteristic trends, which can be explained by (a) fluid mixing of large salinity variation at constant temperatures; (b) fluid mixing between a slightly saline, cold fluid, and a highly saline hot fluid (the inverse path could be explained as the dilution of a more primitive high salinity hot fluid with the percolation of a slightly saline meteoric fluid); (c) post-entrapment modifications with selective H<sub>2</sub>O-loss. As tendencies (a) and (b) are well defined, and there are no other evidences to prove significant post-trapping modifications, we interpret the variation in salinity as the result from mechanical mixing between fluids of different salinities.

Fig. 10b shows a main trend which can be explained by fluid mixing, demonstrating that the mixture has occurred in both NE- and NW-trending veins, although in the NE-trending veins the dilution of a high salinity hot fluid with the percolation of a slightly saline fluid seems to be the case.

## 7. P-T entrapment conditions

Fluid inclusions isochores were calculated based on equations by Duan et al. (1992a,b) for CO<sub>2</sub>-rich fluid inclusions, Bakker (1999) for H<sub>2</sub>O-CO<sub>2</sub> and Zhang & Frantz (1987) for essentially aqueous inclusions, with the ISOC computer software (Bakker, 2003). Estimations of lithostatic and hydrostatic pressure gradients (Fig. 12) to use as reference were calculated based on possible geothermal gradients of 30°C/km and 40°C/km, average rock density of 2.7 g/cm<sup>3</sup> and water density of 1.0 g/cm<sup>3</sup>.

Table 2 presents the calculated P-T entrapment conditions for the fluid inclusion assemblage composed of types I, II and III inclusions. These conditions were calculated using the average lower T<sub>h</sub> values, the Loucks' (2000) statistical procedure and the isochore intersection method (Roedder, 1984).

The T<sub>trap</sub> estimation was obtained through linear regression of T<sub>h</sub> frequency distribution, as presented in Loucks (2000). We obtained entrapment conditions of 240 ± 4°C and 62 to 111 MPa (MO-09), 226 ± 4°C and 51 to 140 MPa (MO-14), 208 ± 12°C and 10 to 66 MPa (MO-01B) and 235 ± 11°C (MO-11). T<sub>trap</sub> errors correspond to standard deviations of the regression trend to its abscissa intercept at log RCF = 0 (retro-cumulative frequency) at the 95% confidence interval (Fig.11).

Isochore intersections within or near the average lower Th fields provide entrapment conditions of  $262 \pm 15^\circ\text{C}$  and 90 to 130 MPa (MO-09),  $279 \pm 13^\circ\text{C}$  and 130 to 180 MPa (MO-14),  $231 \pm 13^\circ\text{C}$  and 64 to 78 MPa (MO-01B).

Considering the average trapping temperatures of samples from NW-trending veins ( $235^\circ\text{C}$ ) and ENE-trending veins ( $208^\circ\text{C}$ ) calculated by the Loucks (2000) statistical procedure and the calculated isochores, we considered pressure conditions of 125-240 MPa (MO-03), 70-115 MPa (MO-15) and 60-70 MPa (MO-16) for samples without independent temperature estimations.

As can be observed in Fig. 12, most of samples shown significant pressure variation (from 10 to 240 MPa of pressure variation in individual samples). Once there is no evidence for significant post-trapping modifications or for a different fluid inclusion assemblage trapped in a distinct stage, we interpret that this pressure variation resulted from fluid pressure fluctuation during vein crystallization.

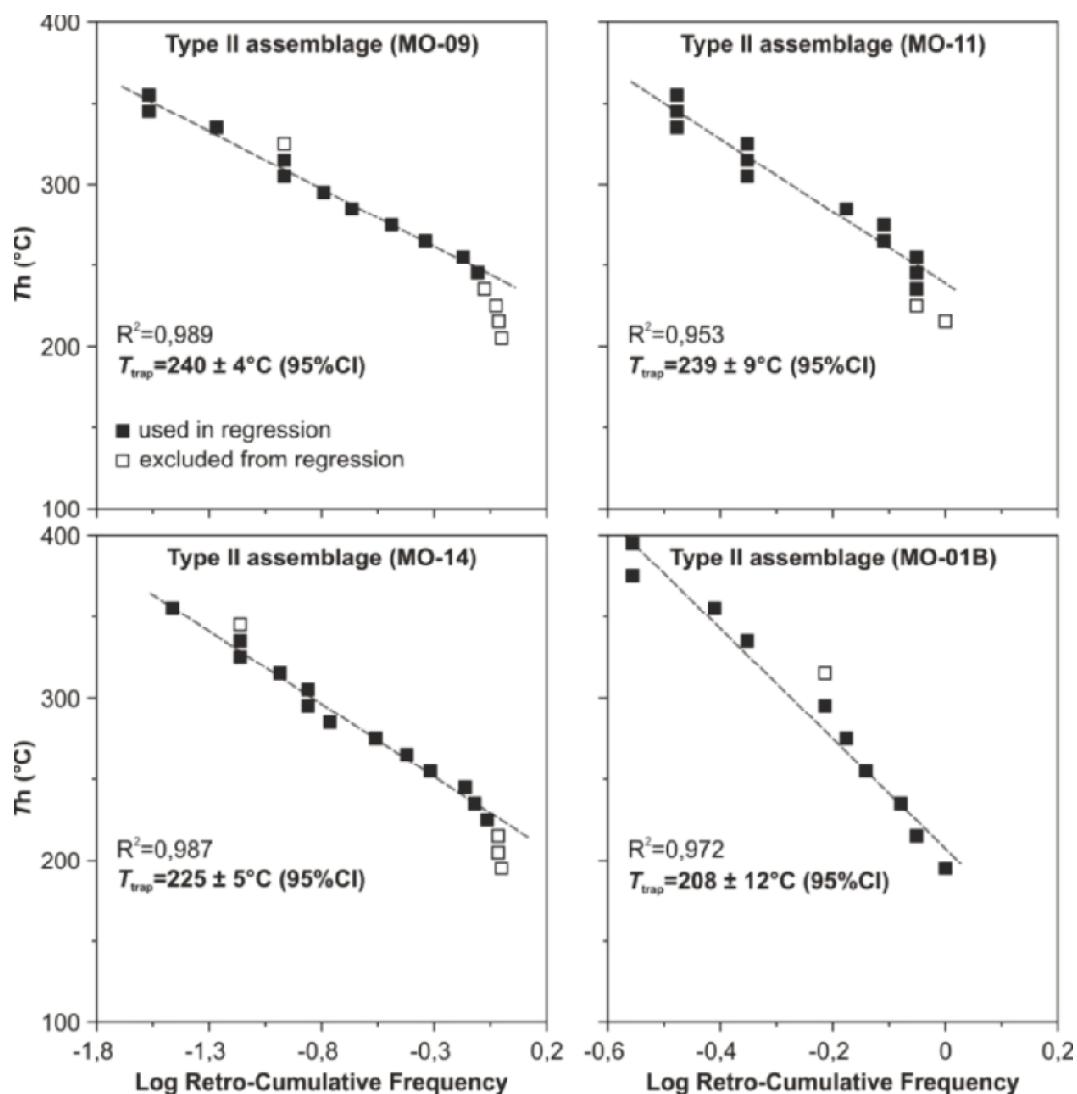


Fig.11. Semi-logarithmic diagram relating RCF and  $Th$ . Linear trends indicate that  $Th$  data for each sample represent a dominantly exponential frequency distribution that is characteristic of fluid inclusion populations trapped under sub-solvus conditions. The mean fluid inclusion entrapment temperature is identified by extrapolation of regression trend to its abscissa intercept at log RCF = 0 (Loucks, 2000).

Table 2

Calculated P-T conditions of the fluid inclusion assemblages.

Sample	Minimum $T_{trap}$ (°C)*	Minimum $P_{trap}$ (MPa)	Average lower $T_h$ (°C)	$T_{trap}$ (°C) isochore intersection	$P_{trap}$ (MPa) isochore intersection	$T_{trap}$ (°C) Loucks' method	$P_{trap}$ (MPa) **	Pressure fluctuation (MPa)
<b>MO09</b>	200	76	235±15	262±15	90 to 130	240±4	62 to 111	53**
<b>MO14</b>	197	95	229±17	279±13	130 to 180	226±4	51 to 140	89**
<b>MO13</b>	149,4	52	195					
<b>MO1B</b>	196	59	208±21	231±13	64 to 78	208±12	10 to 66	56**
<b>MO03</b>	276,3	141	235±15				125 to 240	115
<b>MO11</b>	212	5	235±15		235±11			
<b>MO15</b>	300,9	89	235±15				70 to 115	45
<b>MO16</b>			208±15				60 to 70	10

\*\* $T_{trap}$  and  $P_{trap}$  estimated according to Loucks' (2000) statistical method.  $T_{trap}$  entrapment temperature;  $P_{trap}$ , entrapment pressure.

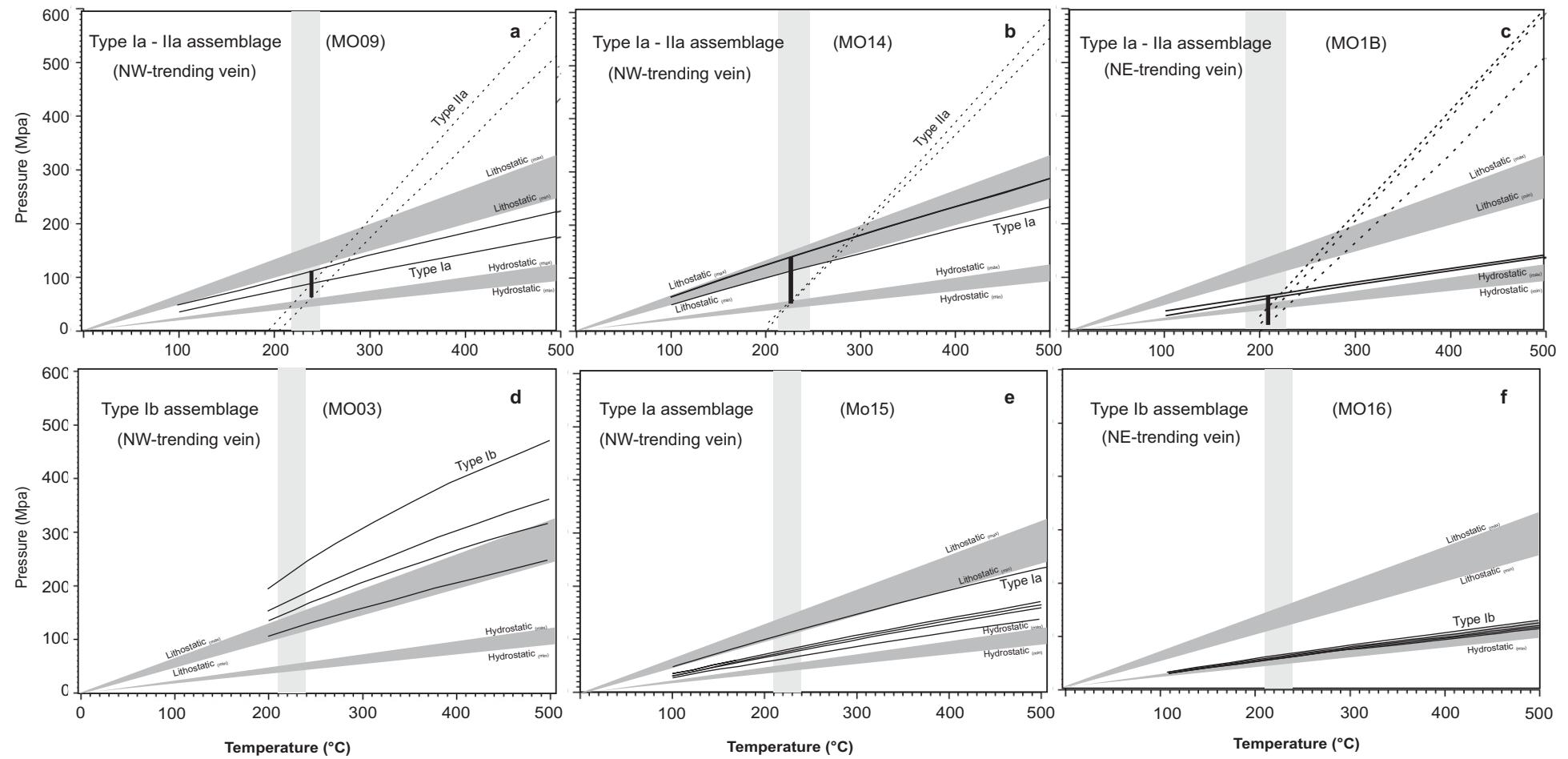


Fig. 12.  $P$ - $T$  diagram with isochores for fluid inclusions trapped under subsolvus conditions. Vertical black rectangle correspond to pressure fluctuations at entrapment temperatures estimated from Loucks' (2000) method. Grey vertical boxes are the average lower  $Th$  values obtained from microthermometric data.

## 8. Discussion

### 8.1. Fault-valve behavior and formation of auriferous quartz veins

The fault-valve behavior is expected to operate in fault systems unfavorably oriented for frictional reactivation (Sibson et al., 1988; Sibson, 2001), and mesothermal gold mineralization formed by this process in high-fluid flux regimes has been frequently associated with high-angle reverse faults (e.g., Boullier and Robert, 1992; Robert et al., 1995; Henderson and MacCaig, 1996). Extensional veins in this environment are formed within dilatant zones during pre-seismic stages (Sibson et al., 1988), following hydraulic fracturing, and the fluid pressure often reaches or exceeds the lithostatic pressure (e.g., Cox et al., 1995; Robert et al., 1995). When the fluid pressure overcomes the time-dependent fault shear strength, shear failure occurs along the main fault zone causing fracture permeability and a sudden drop of the fluid pressure. As a consequence, the surrounding fluids migrate to the opened fault zone forming fault-fill or shear veins (Sibson et al., 1988). It is expected sublithostatic to hydrostatic values of fluid pressure during the formation of fault-fill and shear veins (e.g., Robert et al., 1995). Extensional veins cannot be formed in fault systems favorably oriented for frictional reactivation because reshear will always occur first (Sibson, 2001). Nevertheless, Kolb et al. (2004) describe laminated fault-fill auriferous veins formed under regimes of fluctuating fluid pressure and stress for a favorably oriented fault system at the Hutt Gold Mine, India. Another example of gold mineralization associated with fault-valve process in optimally oriented shear zones is described by Nguyen et al. (1998) for the Revenge Gold Mine, Australia.

The Morro do Ouro Mine district is at a distance of about 600-700 meters of the Carumbé Fault, a major NE-trending transcurrent fault zone that is severely misoriented for frictional reactivation (angle between  $\sigma_1$  and the fault higher than 60°). The vein geometric arrangement suggests subhorizontal NW maximum compression ( $\sigma_1$ ) and subhorizontal NE least compressive stress ( $\sigma_3$ ), which is probably associated with a strike-slip regime ( $\sigma_v=\sigma_2$ ).

The presence of mesoscopic NE-trending brittle faults, sometimes filled by auriferous quartz veins, within the mine area raises the possibility of an active influence of the Carumbé Fault on the formation of the mineralized veins. This is corroborated by the quantified fluid pressure regimes and by the fact that extensional veins are

subvertical and indicate horizontal  $\sigma_1$  and  $\sigma_3$ , a transcurrent-related stress field. NW-trending extensional veins, where elongated blocky and fibrous growth microstructures indicate that fill true extensional fractures, were dominantly formed under near-lithostatic to supralithostatic values of fluid pressures (125–240 MPa at 235°C). ENE-trending veins present blocky microstructure crystallized dominantly under near-hydrostatic values of fluid pressure (55–80 MPa at 208°C). Considering the fluid pressure regimes and the fact that ENE-trending veins fill fractures that are parallel to the axial surface of tight D<sub>2</sub> folds, which is a region of lower resistance of rocks, and also mesoscopic NE-trending brittle faults, these veins should have been formed by fluid discharge to the ruptured zone following episodes of seismic failure. Fluid inclusion studies have revealed that fluid composition from both ENE-trending veins and NW-trending extensional veins are similar, and thus they should have been formed in cyclical events.

Fluid inclusion studies performed on fault-related veins of different settings generally recognized fluid pressure fluctuating between near-lithostatic and near-hydrostatic values (Parry and Bruhn, 1990; Parry et al., 1991; Robert et al., 1995; Henderson and MacCaig, 1996; Montomoli et al., 2001; Faleiros et al., 2007). The highest variations for individual settings were observed on high-angle reverse faults, where pressure fluctuation of the order of 200–350 MPa and 200–500 MPa was quantified for the Sigma Mine, Quebec (Robert et al., 1995) and the Central Pyrenees, France (Henderson and MacCaig, 1996), respectively. Less expressive pressure fluctuations were observed for veins formed in other tectonic settings. Montomoli et al. (2001) recognized pressure fluctuation up to 100–150 MPa for veins associated with the Tuscan Nappe in the Northern Apennines, Italy. Faleiros et al. (2007) quantified pressure fluctuation of 83–125 MPa for foliation-parallel veins and of 30–43 MPa for extensional veins associated with a major dextral transcurrent shear zone in the Ribeira Belt, SE Brazil. Parry and Bruhn (1990) and Parry et al. (1991) recognized pressure fluctuation of 5–126 MPa in hydrothermally altered footwall rocks from normal faults in Utah and Nevada, North America. The auriferous veins present at the Morro do Ouro Mine district record pressure fluctuation between 85 and 105 MPa (NW-trending extensional veins) and from 10 to 56 MPa (ENE-trending veins). Although formed dominantly under near-lithostatic to supralithostatic values of fluid pressures (125–240 MPa), the NW-trending extensional veins show a subordinated group of fluid inclusions trapped under near-hydrostatic pressure conditions (~55 MPa; Fig. 11). Also the ENE-

trending veins, formed dominantly under near-hydrostatic values of fluid pressures (55–80 MPa), display subordinated groups of fluid inclusions trapped under near-lithostatic (up to 110 MPa) and subhydrostatic (10 MPa) pressure conditions (Fig. 13).

The evidence described for the auriferous veins from the Morro do Ouro Mine fulfills all the predicted conditions for the fault-valve process and is generally similar to observations of natural cases described for high-angle reverse faults (e.g., Boullier and Robert, 1992; Robert et al., 1995; Henderson and MacCaig, 1996). The mixing of fluids of highly contrasting compositions suggests that fluids of different reservoirs were drained to the mineralized area. Fluid immiscibility and fluid mixing processes are also expected to operate as a consequence of the fault-valve behavior, and have been observed in natural examples (e.g., Dugdale and Hagemann, 2001; Montomoli et al., 2001; Faleiros et al., 2007).

### *8.2. Fluid immiscibility, fluid mixing and gold precipitation*

The mechanisms involved in gold precipitation from hydrothermal ore fluids generally include changes in physicochemical conditions of the fluid at the site of ore deposition. Changes in ore fluid chemistry associated with pressure or temperature variations can result from several geological processes, as well as: (1) adiabatic and conductive cooling of the ore fluids (Mikucki, 1998), (2) interaction between ore fluids and their surrounding host rocks; (3) phase separation (i.e., fluid immiscibility) in response to pressure decrease during the rise or throttling of the ore fluid (Brown, 1986; Seward, 1989; Dugdale and Hagemann, 2001); or (4) by the mixing of two or more different fluids (Anderson et al., 1992; Mikucki, 1998).

Fluid immiscibility has been interpreted to be an important mechanism for gold precipitation in hydrothermal systems (Brown, 1986; Seward, 1989; Dugdale and Hagemann, 2001). However, gold deposition via phase separation will only take place if ambient conditions fall below those of the solvus for the fluid compositions in question, which can be related to advection of the fluid to higher crustal levels (Spooner et al., 1985), a catastrophic drop in P due to fault-valve mechanisms (Cox et al., 1995; Robert et al., 1995) or by expansion of the solvus due to interaction of the fluid with graphitic host rocks or mixing with CH<sub>4</sub>-rich fluids (Naden and Shepherd, 1989). Mikucki and Groves (1990) suggested that gold deposition from a hydrothermal ore fluid by fluid immiscibility processes will depend on the initial fluid compositions and the magnitude

and relative rates at which pH,  $m\sum s$ ,  $fO_2$  and temperature vary during the event. So that, the change in  $m\sum s$  during phase separation will generally support gold precipitation, whereas heat loss, increase in  $fO_2$  and pH during initial phase separation act to  $O_2$  restrain gold deposition.

Robert et al. (1995) proposed that the homogeneous fluid trapping may be triggered by fluctuations in fluid pressure between lithostatic and lower values during vein development. Robert and Kelly (1987) also suggest that gold precipitation may be induced by a decrease in pressure which also caused fluid immiscibility or by chemical changes in the liquid phase resulting from the fluid immiscibility itself.

According to Naden and Shepherd (1989) fluid immiscibility is initiated in response to a very little fluid-rock interaction due to the restricted solubility of methane in aqueous brines. Therefore, fluid immiscibility and precipitation of gold could be favored by wall-rock reactions with graphite that produced methane as one of the volatile species. These authors also suggested that the system  $H_2O-CH_4-NaCl$  presents an extensive two-phase field, which indicates that fluids containing more than a few mole per cent methane could produce significant unmixing over a wide range of geological conditions.

Types I, II and III inclusions trapped under subsolvus conditions occurs in all the analyzed auriferous quartz veins from the Morro do Ouro Mine. The presence of free gold within the veins indicates that the gold precipitation was concomitant with the vein growth. Hence, fluid immiscibility can be proposed as important mechanism in gold precipitation in both types of veins.

Considering the most significant aspects of seismic failure behavior and the effect it has on fluid dynamics during mineralization, pressure variations due to fault rupture should have a key role in fluid mixing and fluid immiscibility, as observed in some natural cases (e.g., Dugdale and Hagemann, 2001; Faleiros et al., 2007). The abrupt decrease in fluid pressure attendant upon failure may cause the high-salinity hot fluid at near-lithostatic pressures to migrate into the lower pressure dilatants zone. As a result, this fluid influx could lead to efficient mixing of highly contrasting salinities fluids of different reservoirs allowing a critical condition for gold deposition. According to Hagemann et al. (1994) in the higher crustal level, hydrothermal fluids from a number of sources (e.g., meteoric, marine, basinal fluids and deep-seated metamorphic or magmatic fluids) could have been present. Considerations about the origin of fluids involved on mineralization of the Morro do Ouro Mine district remain unclear and more

studies on this subject are required. However, the presence of a highly saline fluid raises the possibility of the influence of a magmatic fluid, which could be associated with the granitic stock present at approximately 550-600 meters of the mine area (Figure 1b).

## 9. Conclusions

The analysis of the auriferous veins from the Morro do Ouro deposit, southeastern Brazil, provides good evidence that gold-quartz veins could be related to fault-valve action as suggested by the structural and fluid inclusion data.

Structural data suggest that this deposit has been controlled principally by fault geometry, once the mineralized veins are adjacent to a major dextral transcurrent fault zone which is considered severely misoriented for frictional reactivation.

NW-trending extensional veins were dominantly formed under near-lithostatic to supralithostatic values of fluid pressures (125-240 MPa at 235°C) during pre-seismic failure stages, whereas, ENE-trending veins precipitated under near-hydrostatic values of fluid pressure (10-70 MPa at 208°C) by fluid discharge to the ruptured zone following episodes of seismic failure.

The NW-trending veins present a fluid inclusion assemblage dominated by CO<sub>2</sub>-CH<sub>4</sub> inclusions and H<sub>2</sub>O-CO<sub>2</sub>-CH<sub>4</sub>-N<sub>2</sub>-NaCl-CaCl<sub>2</sub> inclusions of highly contrasting salinities (4 to 52 wt. % NaCl equivalent) and the NE-trending veins present fluid inclusion assemblage dominated by H<sub>2</sub>O-CO<sub>2</sub>-CH<sub>4</sub>-N<sub>2</sub>-NaCl-CaCl<sub>2</sub> inclusions of contrasting salinities (4 to 45 wt. % NaCl equivalent). The entrapment of fluids occurred at temperatures between 225 and 240°C in NW-trending veins and approximately 208°C in NE-trending veins, which records evidences of fluid immiscibility and mixing between fluids of highly contrasting compositions.

The hydrothermal fluids were probably enriched in gold through interaction with the host rocks and its precipitation is attributed to changes of physicochemical properties due to fluid immiscibility and mixing between fluids of highly contrasting salinities, as a consequence of cyclic fluctuations in the fluid pressure and tectonic stresses accompanying episodes of seismogenic fault activity.

**Acknowledgments**

Financial support was provided by CNPq grant 147979/2010-2 and CPRM-Geological Survey of Brazil. Thanks are also given to Prof. Dr. Kazuo Fuzikawa and Dr. Maria Sylvia Silva Dantas for his assistance with the Raman spectroscopy analyses. Felipe van Enck Meira is thanked for reading the manuscript and providing helpful comments. We are grateful to Elias Daitx (*in memoriam*) for suggestions that led to significant improvements on this manuscript.

## References

- Anderson, M.R., Rankin, A.H., Spiro, B., 1992. Fluid mixing in the generation of mesothermal gold mineralization in the Transvaal Sequence, Transvaal, South Africa. *European Journal of Mineralogy* 4, 933–948.
- Bakker, R.J., 1997. Clathrates: computer programs to calculate fluid inclusion V–X properties using clathrate melting temperatures. *Computers & Geosciences* 23, 1–18.
- Bakker, R.J., 1999. Adaptation of the Bowers and Helgeson (1983) equation of state to the H<sub>2</sub>O-CO<sub>2</sub>-CH<sub>4</sub>-N<sub>2</sub>-NaCl system. *Chemical Geology* 154, 225–236.
- Bakker, R.J., 2003. Package FLUIDS 1. Computer programs for analysis of fluid inclusion data and for modeling bulk fluid properties. *Chemical Geology* 194, 3–23.
- Bakker, R.J., Jansen, B.H., 1990. Preferential water leakage from fluid inclusions by means of mobile dislocations. *Nature*, 345, 58–60.
- Bodnar, R.J., Vityk, M.O., 1994. Interpretation of the microthermometric data for H<sub>2</sub>O-NaCl fluid inclusions. In: de Vivo, B., Frezzotti, M.L. (Eds.), *Fluid Inclusions in Minerals: Methods and Applications*. Short Course IMA, pp. 117–130.
- Bons, P.D., 2000. The formation of veins and their microstructures. In: Jessell, M.W., Urai, J.L. (Eds.), *Stress, Strain and Structure, A Volume in Honour of W.D. Means*. Journal of the Virtual Explorer, vol. 2.  
<http://virtualexplorer.com.au/2000/volume2/www/contribs/bons/index.html>.
- Boullier, A.M., Robert, F., 1992. Palaeoseismic events recorded in Archaean gold-quartz vein networks, Val d'Or, Abitibi, Quebec, Canada. *Journal of Structural Geology* 14, 161–179.
- Brito Neves, B.B., Campos Neto, M.C., Fuck, R.A., 1999. From Rodinia to Western Gondwana: an approach to the Brasiliano-Pan African cycle and orogenic collage. *Episodes* 22, 155–166.
- Brown, K.L., 1986. Gold deposition from geothermal discharge in New Zealand. *Economic Geology* 81, 979–983.
- Campanha, G.A.C., Basei, M.S., Tassinari, C.C., Nutman, A.P., Faleiros, F.M., 2008a. Constraining the age of the Iporanga Formation with SHRIMP U-Pb zircon: implications for possible Ediacaran glaciation in the Ribeira Belt, SE Brazil. *Gondwana Research* 13, 117–125.
- Campanha, G.A.C., Basei, M.A.S., Tassinari, C.C.G., Nutman, A.P., Faleiros, F.M., 2008b. U-Pb SHRIMP and Sm-Nd analysis for Ribeira Belt Mesoproterozoic and

- Neoproterozoic terranes. In: VI South American Symposium on Isotope Geology, 2008. San Carlos de Bariloche. Short Paper, Ingeis, Buenos Aires, CD-ROM, p. 4.
- Campanha, G.A.C.; Faleiros, F.M. 2000. Structural and metamorphic patterns of the Ribeira Lineament, Southeast Brazil. In, 31 International Geological Congress, Rio de Janeiro, 2000.
- Campanha, G.A.C., Sadowski, G.R., 1999. Tectonics of the Southern Portion of the Ribeira Belt (Apiaí Domain). *Precambrian Research* 98 (1), 31–51.
- Campanha, G.A.C. 1991. *Tectônica proterozóica no Alto e Médio Vale do Ribeira, Estados de São Paulo e Paraná*. Doctor of Science Thesis. Geosciences Institute, University of São Paulo, 296 pp.
- Cloke, P.L., Kesler, S.E., 1979. The halite trend in hydrothermal solutions. *Economic Geology* 74, 1823–1831.
- Cox, S.F., 1995. Faulting processes at high fluid pressures: an example of fault valve behavior from the Wattle Gully Fault, Victoria, Australia. *Journal of Geophysical Research* 100/no. B7, 12841–12859.
- Cox, S.F., Sun, S.S., Etheridge, M.A., Wall, V.J., Potter, T.F., 1995. Structural and geochemical controls on the development of turbidite-hosted gold quartz vein deposits, Wattle Gully Mine, Central Victoria, Australia. *Economic Geology* 90, 1722–1746.
- Cox, S.F., Etheridge, M.A., Wall, V.J., 1986. The role of fluids in syntectonic mass transport, and the localization of metamorphic vein-type ore deposits. *Ore Geology Reviews* 2, 65–86.
- Crawford, M.L., Hollister, L.S., 1986. Metamorphic fluids: the evidence from fluid inclusions. In: Walther, J.V., Wood, B.J. (Eds.), *Fluid-rock interations during metamorphism*. Springer-Verlag, New York, pp. 1–35.
- Cury, L.F., Kaulfuss, G.A., Siga Junior, O., Basei, M.A.S., Harara, O.M.M., Sato, K., 2002. Idades U-Pb (zircões) de 1,75 Ga em Granitóides Alcalinos Deformados dos Núcleos Betara e Tigre: Evidências de Regimes Extensionais do Estateriano na Faixa Apiai. *Geologia USP-Série Científica* 2, 95–108.
- Diamond, L.W., 1990. Fluid inclusion evidence for P–V–T–X evolution of hydrothermal solutions in late-Alpine gold–quartz veins at Brusson, Val d'Ayas, northwest Italian Alps. *American Journal of Science* 290, 912–958.

- Duan, Z., Møller, N., Weare, J.H., 1992a. An equation of state for the CH<sub>4</sub>-CO<sub>2</sub>-H<sub>2</sub>O system: I. Pure systems from 0 to 1000 °C and 0 to 8000 bar. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 56, 2605–2617.
- Duan, Z., Møller, N., Weare, J.H., 1992b. An equation of state for the CH<sub>4</sub>-CO<sub>2</sub>-H<sub>2</sub>O system: II. Mixtures from 50 to 1000°C and 0 to 1000 bar. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 56, 2619–2631.
- Duschek, W.; Kleinrahm, R.; Wagner, W., 1990. Measurement and Correlation of the (Pressure, Density, Temperature) Relation of Carbon Dioxide: The Homogeneous Gas and Liquid Regions in the Temperature Range from 217K to 340K at Pressures up to 9MPa. *J. Chem. Thermodyn.*, 22, 827-840.
- Heilbron, M., Pedrosa-Soares, A.C., Campos Neto, M.C., Silva, L.C., Trouw, R.A.J., Janasi, V.A., 2004. Província Mantiqueira. In: Mantesso-Neto, V., Bartorelli, A., Carneiro, C.D.R., Brito-Neves, B.B. (Eds.), *Geologia do Continente Sul-Americano: Evolução da Obra de Fernando Flávio Marques de Almeida*, pp. 203–234.
- Dugdale, A.L., Hagemann, S.G., 2001. The Bronzewing lode-gold deposit, Western Australia: P-T-X evidence for fluid immiscibility caused by cyclic decompression in gold-bearing quartz-veins. *Chemical Geology* 173, 59–90.
- Faleiros, F.M., Campanha, G.A.C., Bello, R.M.S., Fuzikawa, K., 2007. Fault-valve action and vein development during strike-slip faulting: an example from the Ribeira Shear Zone, southeastern Brazil. *Tectonophysics* 438, 1-32.
- Faleiros, F.M., Campanha, G.A.C., Bello, R.M.S., Fuzikawa, K., 2010. Quartz recrystallization regimes, c-axis texture transitions and fluid inclusion reequilibration in a prograde greenschist to amphibolite facies mylonite zone (Ribeira Shear Zone, SE Brazil). *Tectonophysics* 485, 193-214.
- Faleiros, F.M., Campanha, G.A.C., Martins, L., Vlach, S.R.F., Vasconcelos, P.M., 2011a. Ediacaran high-pressure collision metamorphism and tectonics of the southern Ribeira Belt (SE Brazil): Evidence for terrane accretion and dispersion during Gondwana assembly. *Precambrian Research* 189, 263-291.
- Hagemann, S.G., Brown, P.E., Groves, D.I., Ridley, J.R., Valley, J., 1994. The Wiluna lode-gold deposits, Western Australia: Surface water influx in a shallow level Archean lode-gold system. *Geol. Soc. Aust. Abstr.* 37, 160.
- Henderson, I.H.C., MacCaig, A.M., 1996. Fluid pressure and salinity variations in shear zone-related veins, central Pyrenees, France: implications for the fault-valve model. *Tectonophysics* 262, 321–348.

- Hollister, L.S., 1990. Enrichment of CO<sub>2</sub> in fluid inclusions in quartz by removal of H<sub>2</sub>O during crystal–plastic deformation. *Journal of Structural Geology* 12, 895–901.
- Johnson, E.L., Hollister, L.S., 1995. Syndeformational fluid trapping in quartz: determining the pressure–temperature conditions of deformation from fluid inclusions and the formation of pure CO<sub>2</sub> fluid inclusions during grain-boundary migration. *Journal of Metamorphic Geology* 13, 239–249.
- Kolb, J., Rogers, A., Meyer, F.M., Vennemann, T.W., 2004. Development of fluid conduits in the auriferous shear zones of the Hutt Gold Mine, India: evidence for spatially and temporally heterogeneous fluid flow. *Tectonophysics* 378, 65–84.
- Loucks, R.R., 2000. Precise geothermometry on fluid inclusion populations that trapped mixtures of immiscible fluids. *American Journal of Science* 300, 23–59.
- Mikucki, E.J., Groves, D.I., 1990a. 2.2.1 Constraints on genesis of primary gold deposits: Mineralogical constraints. In: Ho, S.E., Groves, D.I., Bennett, J.M. \_Eds., *Gold Deposits of the Archaean Yilgarn Block, Western Australia: Nature, Genesis and Exploration Guides*. Geol. Dep. Univ. Ext., Univ. West. Aust. Publ., 20, 212–220.
- Mikucki, E.J., Groves, D.I., 1990b. 3.1 Genesis of primary gold deposits: Gold transport and depositional models. In: Ho, S.E., Groves, D.I., Bennett, J.M. \_Eds., *Gold Deposits of the Archaean Yilgarn Block, Western Australia: Nature, Genesis and Exploration Guides*. Geol. Dep. Univ. Ext., Univ. West. Aust. Publ. 20, 278–284.
- Mikucki, E.J., 1998. Hydrothermal transport and depositional processes in Archaean lode-gold systems: A review. *Ore Geology Reviews* 13, 307–321.
- Montomoli, C., Ruggieri, G., Boiron, M.C., Cathelineau, M., 2001. Pressure fluctuation during uplift of the Northern Apennines (Italy): a fluid inclusion study. *Tectonophysics* 341, 121–139.
- Naden, J., Shepherd, T.J., 1989. Role of methane and carbon dioxide in gold deposition. *Nature* 342, 793–795.
- Nguyen, P.T., Cox, S.F., Harris, L.B., Powell, C.M., 1998. Fault–valve behaviour in optimally oriented shear zones: an example at the Revenge gold mine, Kambalda, Western Australia. *Journal of Structural Geology* 20, 1625–1640.
- Oakes, C.S., Bodnar, R.J., Simonson, J.M., 1990. The system NaCl–CaCl<sub>2</sub>–H<sub>2</sub>O. I. The ice liquidus at 1 atm total pressure. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 54, 603–610.
- Paiva I.P., Morgental A. 1980. *Prospecto Ouro nas Regiões Auríferas dos Agudos Grandes e Morro do Ouro, Vale do Ribeira*. São Paulo: CPRM: 1 v.

- Parry, W.T., Hedderly-Smith, D., Bruhn, R.L., 1991. Fluid inclusions and hydrothermal alteration on the Dixie Valley fault, Nevada. *Journal of Geophysical Research* 96, 19733–19748.
- Parry, W.T., Bruhn, R.L., 1990. Fluid pressure transients on seismogenic normal faults. *Tectonophysics* 179, 335–344.
- Ramboz, C., Pichavant, M., Weisbrod, A., 1982. Fluid immiscibility in natural processes: use and misuse of fluid inclusion data. *Chemical Geology* 37, 29–48.
- Robert, F., Kelly, W.C., 1987. Ore-forming fluids in Archean gold-bearing quartz veins at the Sigma Mine, Abitibi greenstone belt, Quebec, Canada. *Economic Geology* 82, 1464–1482.
- Robert, F., Boullier, A.-M., Firdaous, K., 1995. Gold-quartz veins in metamorphic terranes and their bearing on the role of fluids in faulting. *Journal of Geophysical Research* 100 (B7), 12861–12879.
- Roedder, E., 1984. Fluid Inclusions. In: Ribbe, P.H. (Ed.), *Reviews in Mineralogy*, vol. 12. Mineralogical Society of America. 646 pp.
- Saunite, D.M., Bello, R.M.S., Andrade, F.R.D., Szabo, G.A.J., 2011. Metadolomitos talcificados do Grupo Itaiacoca, Paraná: regime de fluidos e implicações genéticas. *Geologia USP - Série Científica* 11(1), 171–187.
- Seward, T.M., 1989. The hydrothermal chemistry of gold and its implications for ore formation: Boiling and conductive cooling as examples. In: Keays, R.R., Ramsay, W.R.H., Groves, D.I.\_Eds., *The Geology of Gold Deposits: The Perspective in 1988*. Econ. Geol. Monogr. 6, 398–404.
- Shepherd, T.J., Rankin, A.H., Alderton, D.H.H., 1985. *A Practical Guide to Fluid Inclusions Studies*. Blackie and Son Ltd, New York. 239 pp.
- Sibson, R.H., 2001. Seismogenic framework for hydrothermal transport and ore deposition. *Reviews in Economic Geology* 14, 25–50.
- Sibson, R.H., Scott, J., 1998. Stress/fault controls on the containment and release of overpressured fluids: examples from gold-quartz vein systems in Juneau, Alaska, Victoria, Australia, and Otago, New Zealand. *Ore Geology Reviews* 13, 293–306.
- Sibson, R.H., Robert, F., Poulsen, K.H., 1988. High-angle reverse faults, fluid pressure cycling, and mesothermal gold-quartz deposits. *Geology* 16, 551–555.
- Siga Junior, O., Basei, M.A.S., Passarelli, C.R., Sato, K., Cury, L.F., McReath, I., 2009. Lower and Upper Neoproterozoic magmatic records in Itaiacoca Belt (Paraná-Brazil): zircon ages and lithostratigraphy studies. *Gondwana Research* 15, 197–208.

- Siga Junior, O., Cury, L.F., McReath, I., Ribeiro, L.M.A.L., Sato, K., Basei, M.A.S., Passarelli, C.R., 2011a. Geology and geochronology of the Betara region in south-southeastern Brazil: evidence for possible Statherian (1.80–1.75 Ga) and Calymmian (1.50–1.45 Ga) extension events. *Gondwana Research* 19, 260–274.
- Siga Junior, O., Basei, M.A.S., Sato, K., Passarelli, C.R., Nutman, A., McReath, I., Prazeres Filho, H.J., 2011b. Calymmian (1.50–1.45 Ga) magmatic records in Votuverava and Perau sequences, south-southeastern Brazil: zircon ages and Nd-Sr isotopic geochemistry. *Journal of South American Earth Sciences*, doi:10.1016/j.jsames.2011.03.015.
- Span, R., Wagner, W., 1996. A New Equation of State for Carbon Dioxide covering the Fluid Region from the Triple-point Temperature to 1100 K at Pressures up to 800 MPa. *J. Phys. Chem. Ref. Data* 25, 1509–1596.
- Spooner, E.T.C., Bray, C.J., Wood, P.C., Burrows, D.R., Callan, N.J., 1985. Grant 236 Au-quartz vein and Cu–Au–Ag–Mo– anhydrite mineralization, Hollinger–McIntyre Mines, Timmins, Ontario: d<sub>13</sub>C Values\_McIntyre., fluid inclusion gas chemistry, pressure\_depth.estimation, and H<sub>2</sub>O–CO<sub>2</sub> phase separation as a precipitation and dilation mechanism. *Ont. Geol. Surv. Misc. Paper* 127, 229–246.
- Stipp, M., Stünitz, H., Heilbronner, R., Schmid, S.M., 2002. The eastern Tonale fault zone: a ‘natural laboratory’ for crystal plastic deformation of quartz over a temperature range from 250 to 700 °C. *Journal of Structural Geology* 24, 1861–1884.
- Weber, W., Siga Junior, O., Sato, K., Reis Neto, J.M., Basei, M.A.S., Nutman, A.P., 2004. A Formac, ão Água Clara na Região de Arac, aíba-SP: Registro U-Pb de uma Bacia Mesoproterozóica. *Geologia USP–Série Científica* 4, 101–110.
- Zhang, Y., Frantz, J.D., 1987. Determination of the homogenization temperatures and densities of supercritical fluids in the system NaCl–KCl–CaCl<sub>2</sub>–H<sub>2</sub>O using synthetic fluid inclusions. *Chemical Geology* 64, 335–350.

## **ANEXO II**

### **MICROESTRUTURAS E INCLUSÕES FLUIDAS EM VEIOS DE QUARTZO AURÍFEROS DA MINA MORRO DO OURO (APIAÍ, SP).**

Resumo expandido apresentado ao *XIII Simpósio Nacional de Estudos Tectônicos / VII International Symposium on Tectonics* (maio de 2011)

# MICROESTRUTURAS E INCLUSÕES FLUIDAS EM VEIOS DE QUARTZO AURÍFEROS DA MINA MORRO DO OURO (APIAÍ, SP).

Angela Meira Faleiros<sup>1</sup>, Ginaldo Ademar da Cruz Campanha<sup>2</sup>, Rosa Maria da Silveira Bello<sup>2</sup>,  
Frederico Meira Faleiros<sup>3</sup>

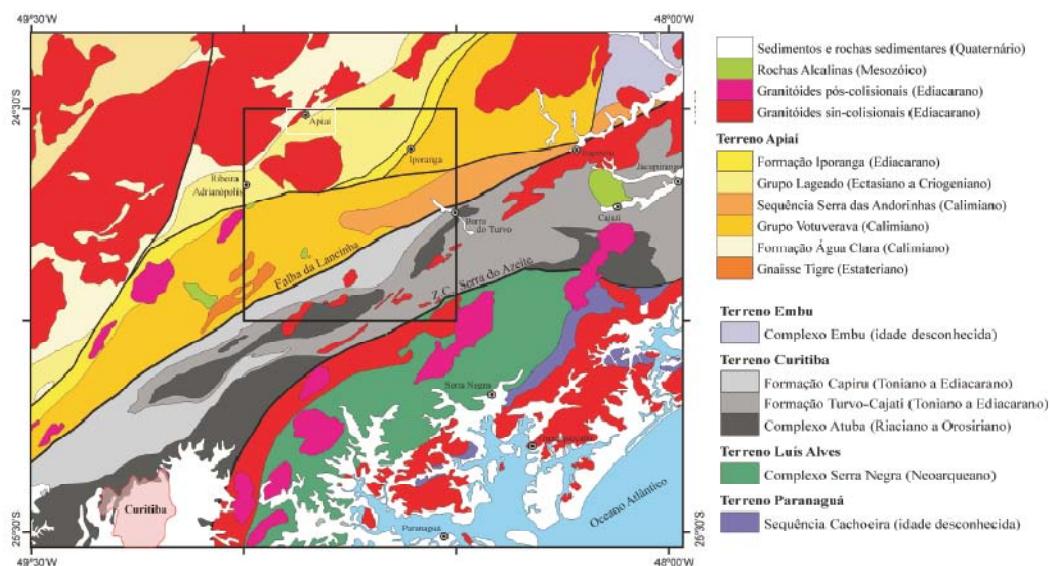
1 – Programa de Pós-Graduação em Geoquímica e Geotectônica, Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo, Rua do Lago 562, CEP 05508-900, São Paulo, SP.

2 – Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo, Departamento de Mineralogia e Geotectônica, Rua do Lago 562, CEP 05508-900, São Paulo, SP.

3 - CPRM - Serviço Geológico do Brasil, Rua Costa 55, Consolação, CEP 01304-010, São Paulo SP, Brasil

E-mail: amfaleiros@usp.br

A jazida Morro do Ouro posiciona-se regionalmente no Terreno Apiaí (*Fig. 1*), porção meridional do Cinturão Ribeira, que compreende sequências de rochas supracrustais de baixo a médio grau metamórfico com orientação geral NE. A mineralização da mina Morro do Ouro ocorre principalmente em veios de quartzo hospedados em rochas metassedimentares de baixo grau da Sequência Morro do Ouro, atualmente considerada como integrante da Formação Água Clara de idade calimiana (ca. 1450-1500 Ma).



**Figura 1:** Mapa tectônico simplificado mostrando as relações entre o fragmento cratônico Luís Alves (Terreno Luís Alves) e os terrenos Apiaí, Curitiba e Paranaguá integrantes do Cinturão Ribeira (extraído de Faleiros & Costa, 2009). O retângulo na região central do mapa corresponde à Folha Apiaí 1:100.000.

O atual estágio de conhecimento acerca dos diversos aspectos metalogenéticos relacionados à jazida do Morro do Ouro ainda é insuficiente para caracterizar os processos geológicos responsáveis pela formação de seus corpos de minério. Desta forma, a caracterização estrutural dos veios auríferos juntamente com a caracterização da natureza dos fluidos por meio do estudo de inclusões fluidas proporciona uma oportunidade de avaliação sobre a formação destes veios e a gênese da mineralização aurífera.

Ocorrem duas famílias de veios mineralizados em ouro: (i) veios extensionais com atitude média de N40W/75NE e (ii) veios paralelos à xistosidade principal ( $S_1$ ) com atitude média de N30E/75NW. Macroscopicamente os veios apresentam-se indeformados ou localmente com feições de boudinagem. Microscopicamente os veios são pouco deformados, apresentando extinção ondulante e recristalização dinâmica incipiente pelo processo de *bulging recrystallization*. Este processo é evidenciado pela formação de grãos neocrystalizados muito finos preferencialmente ao longo dos contatos ou junções tríplices entre grãos maiores ou ao longo de microfraturas ou bandas de cisalhamento. Além de quartzo, que representa aproximadamente 99% em volume dos veios, ocorrem pequenos conteúdos de sulfetos como pirita, calcopirita e pirrotita, e também ouro livre.

Nos cristais de quartzo foram observados três tipos compostonais de inclusões fluidas: (I) inclusões monofásicas ricas em CO<sub>2</sub> e outros componentes voláteis, apresentando densidades entre 0,65 e 0,97 g/cm<sup>3</sup>; (II) inclusões aquocarbônicas bifásicas a trifásicas com salinidades baixas a altas (1,1 a 29 % em peso do NaCl eq.) e densidade da fase volátil entre 0,61 e 0,92 g/cm<sup>3</sup>; e (III) inclusões aquosas multifásicas com sólidos de saturação (sistema H<sub>2</sub>O-NaCl-CaCl<sub>2</sub>) e salinidades muito altas (31 a 50 % em peso do NaCl eq.).

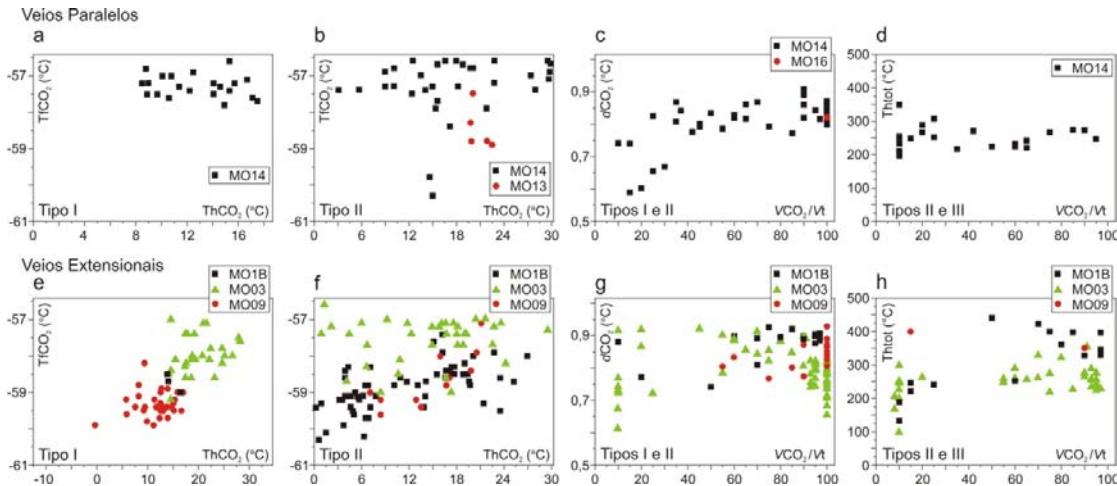
A integração dos dados microtermométricos indica três processos dominantes: (i) flutuação de pressão, (ii) imiscibilidade de fluidos e (iii) mistura de fluidos.

Nos diagramas TfCO<sub>2</sub> X ThCO<sub>2</sub> para as amostras de veios extensionais, os dados microtermométricos indicam uma tendência à correlação positiva para um número considerável de inclusões sugerindo, desta forma, que a variação na ThCO<sub>2</sub>, em muitos casos, está condicionada à variação da composição da fase volátil (Fig. 2e). No entanto, outras inclusões apresentam TfCO<sub>2</sub> relativamente constantes e variações em ThCO<sub>2</sub>. Os veios paralelos apresentam certa dispersão (Fig. 2a e b), entretanto observa-se que para uma pequena faixa de variação de TfCO<sub>2</sub>, ocorrem grandes variações em ThCO<sub>2</sub>. Dugdale e Hagemann (2001) discutem relações semelhantes como sendo decorrentes de flutuações de pressão. O diagrama dCO<sub>2</sub> x VCO<sub>2</sub>/Vt (Fig. 2g) mostra inclusões com densidades bastante variáveis para volumes constantes de CO<sub>2</sub> (e.g., inclusões com VCO<sub>2</sub>/Vt de 10 e 100% da

amostra MO03). Como não existem evidências de que estas variações de densidade estão associadas a modificações pós-aprisionamento, interpretamos que são decorrentes de flutuação de pressão durante o aprisionamento.

Foram observadas IFs com grandes variações na proporção volumétrica entre as fases, inclusive as referentes aos termos extremos do sistema, sugerindo o processo de imiscibilidade. Este processo pode ser confirmado pelos diagramas  $\text{Th}_{\text{l-v}} \times \text{VCO}_2/\text{Vt}$  (Fig. 2d e h), nos quais observa-se que os termos extremos do sistema apresentam tipos distintos de homogeneização, embora numa mesma faixa de temperatura. Tais características estão de acordo com os critérios sugeridos por Ramboz et al, (1982) para testar a possível ocorrência de imiscibilidade de fluidos. Nesses casos, valores próximos aos das Th mínimas referentes a esses termos extremos são os mais representativos das temperaturas reais de formação das inclusões (Roedder 1984). Desse modo, a temperatura de aprisionamento das inclusões primárias e, por conseguinte, para a formação das mineralizações auríferas está situada entre 250 a 350°C (Fig. 2d e h).

Os processos de misturas de fluidos, associados à imiscibilidade, são sugeridos pelas dispersões dos pontos observadas em vários diagramas, sendo também caracterizados pelas grandes variações nas salinidades.



**Figura 2:** Diagramas. a), b), e) e f) Temperatura de fusão de  $\text{CO}_2$  versus temperatura de homogeneização de  $\text{CO}_2$ , c) e g) Densidade de  $\text{CO}_2$  versus  $\text{VCO}_2/\text{Vt}$ ; d) e h)Temperatura de homogeneização total versus  $\text{VCO}_2/\text{Vt}$ .

Diversos modelos de desenvolvimento de veios associados a zonas de cisalhamento são discutidos na literatura. Dentre estes destacam-se os modelos de bombeamento sísmico (Sibson et al., 1975), e o de comportamento falha-válvula (Sibson et al., 1988, Robert et al.,

1995). Ambos os modelos relacionam a geração de veios ao longo de uma zona de cisalhamento com uma ciclicidade na variação da pressão de fluidos (flutuação de pressão) acoplada à variação no esforço tectônico correlacionada a eventos sísmicos.

A ausência de evidências de modificações posteriores ao aprisionamento das inclusões, aliado às grandes variações de densidades em todos os grupos identificados, indicam grandes variações de pressão que são compatíveis com a interpretação de processos de desenvolvimento cíclico de veios como mecanismo responsável pelo transporte e redistribuição de fluidos durante a ativação sísmica de zonas de cisalhamento.

### **Agradecimentos**

À CPRM – Serviço Geológico do Brasil e ao Prof. Dr. Elias Carneiro Daitx (*in memoriam*) pelo incentivo e apoio.

### **Referências**

- DUGDALE, A.L., HAGEMANN, S.G. 2001. The Bronzewing lode-gold deposit, Western Austrália: P-T-X evidence for fluid immiscibility caused by cyclic decompression in gold-bearing quartz-veins. *Chemical Geology*, 173: 59-90.
- FALEIROS, F. M. (org.) & COSTA, V. C. (org.). Geologia e recursos minerais da Folha Apiaí, Estados de São Paulo e Paraná, escala 1:100.000. Programa Geologia do Brasil (PGB), Integração, Atualização e Difusão de Dados da Geologia do Brasil. CPRM – Serviço Geológico do Brasil, 2009.
- RAMBOZ, C.; PICHAVENT, M., WEISBROD, A. 1982. Fluid immiscibility in natural processes: use and misure of fluid inclusion data. *Chemical Geology*, 37: 29-48.
- ROBERT, F., BOULLIER, A.M., FIRDAOUS, K. 1995. Gold-quartz veins in metamorphic terranes and their bearing on the role of fluids in faulting. *Journal of Geophysical Research*, 100/n.º B7: 12861-12879.
- ROEDDER, E. 1984. Fluid Inclusions. In: RIBBE, P.H. (ed). Review in Mineralogy, 12, *Mineralogical Society of America*, p.:646
- SIBSON, R. H., MOORE, J., RANKIN A. H. 1975, Seismic pumping - a hydrothermal fluid transport mechanism, *Jouranal Geol. Soc. London*, 131: 653-659.
- SIBSON, R.H., ROBERT, F., POULSEN K.H. 1988. High-angle reverse faults, fluid pressure cycling, and mesothermal gold-quartz deposits. *Geology*, 16: 551-555.