UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO

INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

**COMPOSIÇÃO ISOTÓPICA DE Pb – Sr e Nd DA MINERALIZAÇÃO DE
OURO DO DEPÓSITO Córrego do Sítio, Quadrilátero
Ferrífero (M.G.): implicações na modelagem conceitual.**

MARTA EDITH VELÁSQUEZ DAVID

Orientador: Prof. Dr. Colombo Celso Gaeta Tassinari

DISSERTAÇÃO DE MESTRADO

Programa de Pós-Graduação em Geoquímica e Geotectônica

SÃO PAULO, 2006

Folha de aprovação

**UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO INSTITUTO
DE GEOCIÊNCIAS**

**COMPOSIÇÃO ISOTÓPICA DE Pb – Sr e Nd DA MINERALIZAÇÃO DE
OURO DO DEPÓSITO Córrego do Sítio, Quadrilátero
Ferrífero (M.G.): implicações na modelagem conceitual.**

MARTA EDITH VELÁSQUEZ DAVID

Orientador: Prof. Dr. Colombo Celso Gaeta Tassinari

DISSERTAÇÃO DE MESTRADO

Comissão examinadora

Presidente: Prof. Dr. Colombo Celso Gaeta Tassinari

Examinadores: Prof. Dr.

Prof. Dr.

SÃO PAULO, 2006

RESUMO

O Quadrilátero Ferrífero (MG) é uma importante unidade geotectônica do Cráton do São Francisco que alberga jazidas de ferro e ouro hospedadas na seqüência *greenstone belt* Rio das Velhas e cuja evolução geodinâmica esteve regida por vários eventos tectonometamórficos. Depósitos de ouro gerados por fluidos epitermais e remobilizações orogênicas proterozóicas se associam intimamente com camadas bandas de ferro e raramente disseminados em metapelitos no topo do *greenstone*. Nas mineralizações é comum uma paragênese que cristalizou mediante diversos processos e em distintos estágios com predomínio de sulfetos de ferro. Em geral os minérios possuem forte controle estrutural por dobras, falhas e cisalhamentos transcorrentes, desenvolvidos durante vários eventos deformacionais de diversa índole e estreita relação com processos de alteração hidrotermal como sericitização, carbonatação, cloritização, entre outros de menor incidência.

O depósito de ouro Córrego do Sítio hospeda-se na seqüência silisiclástica de origem turbidítica metamorfisada em fácies xisto verde denominada Associação de Litofácies Ressedimentada que faz parte do Grupo Nova Lima, se apresenta disseminado em metapelitos e em veios de quartzo com carbonato. A mineralização que acompanha o ouro cristalizou em vários estágios principais nos que predominaram (i) pirita + pirrotita, (ii) arsenopirita + pirrotita + pirita com texturas finas e orientadas, (iii) arsenopirita com pirrotita e sulfosais em veios de quartzo, (iv) pirita grossa pervasiva em todas as rochas hospedeiras.

O estudo da composição isotópica Pb, Sr e Nd, permitiu identificar que as fontes dos fluidos mineralizantes foram as rochas hospedeiras, que na evolução policíclica da mineralização participaram eventos metamórficos e hidrotermais a 2.2, 2.0 Ga. e sobreimpostos a ~600 Ma. os quais induziram os processos de circulação hidrotermal na área de estudo. Mediante comparativa com outros depósitos da região, sugere-se que os metais formadores do minério depositaram-se em Córrego do Sítio à idade de 2.2 Ga. originados a partir da *BIF* tipo São Bento e remobilizados por fluidos através de falhas inversas. Análises geocronológicas U-Pb (SHRIMP) e K-Ar embora não decisivos em quanto à determinação da idade da mineralização, revelaram a idade de ~2.7 Ga. como o limite temporal para a deposição das rochas hospedeiras.

No contexto geológico aplicado se estabelece a potencialidade para a prospecção aurífera que apresentam as rochas metapelíticas do topo do *Greenstone Belt* Rio das Velas associadas a camadas bandadas de ferro com ouro, e que os alvos mais relevantes seriam zonas com falhas inversas e cisalhamentos transcorrentes.

Palavras Chave. Quadrilátero Ferrífero, *Greenstone Belt* Rio das Velhas, Grupo Nova Lima, Associação de Litofácies Ressedimentada, Depósito de ouro Córrego do Sítio, mineralização aurífera, paragênese de sulfetos, composição isotópica Pb-Pb, Rb-Sr, Sm-Nd, fluidos hidrotermais.

ABSTRACT

The Quadrilátero Ferrífero is an important geotectonic unit of the São Francisco Craton that host iron and gold deposits within the vulcanosedimentary rocks of the greenstone belt Rio das Velhas. The geodynamic evolution of this greenstone includes several tectonometamorphic events. Gold deposits were formed by epithermal fluids, remobilized during the Proterozoic orogenic processes, are associated with the banded iron formations and are sporadically disseminated in metapelitic rocks within the top of the greenstone sequence. In the ores is common the crystallization of iron sulfide minerals during diverse stages. Gold deposits have an important structural control by folds, reverse faults and strike-slip shearing zones, and are common several hydrothermal alteration processes like sericitization, chloritization and carbonate usually related to the deformation.

The Córrego do Sítio gold deposit is hosted in turbiditic siliciclastic rocks that are metamorphosed in the greenschist facies. The gold is associated with the iron sulfide arsenopyrite and pyrite, which are disseminated in metapelitic rocks and quartz-carbonate veins. The mineralization includes various stages of crystallization, (1) pyrite and pyrrhotite (2) arsenopyrite, pyrrhotite and fine pyrite, (3) arsenopyrite with pyrrhotite and sulphosalts in quartz vein, and (4) pervasive pyrite.

An integrated Pb, Sr e Nd, isotopic study of the Córrego do Sítio deposit allowed to identify that sources of the mineralizing fluids was the host rocks, that in the polycyclic evolution the gold mineralization had participation events of metamorphism and hydrothermalism to age 2.2, 2.0 and 0.6 Ga. respectively the which induced the hydrothermal circulation processes in the study area. The isotopic character of this deposit and its comparison with similar ones, suggest that the gold and its metals associated it is deposited in Córrego do Sítio to age 2.2 Ga. and that metals were derived from the banded iron formations, and remobilized by hydrothermal fluids across reverse faults. Although U-Pb (SHRIMP) and K-Ar geochronologic data were not conclusive to constrain the age of the mineralization, they provide to age ~2.7 Ga. that a good limit for the sedimentation of the host rock.

It is suggest that there is a potential for gold prospection within the metapelitic rocks associated with banded iron formation of the Greenstone Rio das Velhas, and that the more relevant targets include areas with inverse and strike-slip fault.

Key words. Quadrilátero Ferrífero, Rio das Velhas Greenstone Belt, Nova Lima Group, Ressedimented Lithofacies Association, Córrego do Sítio Deposit gold, golden mineralization, sulfide paragenesis, Pb-Pb, Rb-Sr, Sm-Nd isotopic composition, hydrothermal fluids.

AGRADECIMENTOS

A autora expressa sua gratidão às seguintes pessoas por contribuir com a realização deste trabalho:

Ao Professor Colombo Tassinari pela oportunidade, apoio e orientação para o desenvolvimento do trabalho de tese.

Ao Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico – CNPq, pela concessão da Bolsa de estudos de Mestrado e da bolsa “*Grand*” de Produtividade de Pesquisa do Orientador, essencial para o financiamento da fase de campo e análises de laboratório.

À mineração Anglogold Ashanti, pelo apoio logístico e a informação aportada, e em especial aos colegas Marcos Antônio Fernandes da Mata (Xuxu), pela colaboração na fase inicial de reconhecimento da área de trabalho e amostragem, a Cecília Germano Porto e Armando José Massucatto pelas oportunas sugestões e revisão do texto.

A Carlos Alejandro “alejo” pela dedicação e apoio durante as diferentes etapas do Mestrado.

A Agustín, Andrés e Hildebrando, pela ajuda com as análises petrográficas, discussões acadêmicas e correções do texto.

A minhas amigas Sol, Maria, Paula, Cíntia, Deborah e Silvia.

Aos funcionários do CPGEO, pela valiosa colaboração nas diferentes etapas de preparação e análises das amostras, Ivone, Helen, Vasco, Walter, Izabel, Solange, Liliane, Arthur, Missi e Kei.

Aos Professores J. Schorscher, J. Bittencourt, J.B Moreschi, Marly Babinski pelo conselho e apoio acadêmico.

Aos todos os funcionários do instituto de Geociências da USP em particular a Ana Paula, Magali e Tadeu.

SUMARIO

1	INTRODUÇÃO	1
2	MÉTODOS DE TRABALHO E TÉCNICAS ANALÍTICAS	3
2.1	TÉCNICAS ANALÍTICAS	5
2.1.1	PREPARAÇÃO DE AMOSTRAS PARA ANÁLISES ISOTÓPICAS	5
2.2	FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA DOS MÉTODOS ISOTÓPICOS UTILIZADOS	8
2.2.1	MÉTODO U-Pb (SHRIMP- SENSITIVE HIGH RESOLUTION ION MICRO-PROBE)	9
2.2.2	MÉTODO Pb – Pb	10
2.2.3	MÉTODO Sm – Nd	12
2.2.4	MÉTODO Rb – Sr	13
2.2.5	MÉTODO K – Ar	14
3	ENQUADRAMENTO GEOLÓGICO REGIONAL	16
3.1	ESTRATIGRAFIA	17
3.2	ARCABOUÇO ESTRUTURAL	20
3.3	DEPOSITOS AURIFEROS NO GREENSTONE BELT RIO DAS VELHAS	21
3.4	GEOLOGIA DO DEPÓSITO Córrego do Sítio	26
3.5	PETROGRAFIA	28
3.6	CARACTERIZAÇÃO MINERALÓGICA DA MINERALIZAÇÃO	33
3.7	DEPÓSITOS DE OURO EM GREENSTONE BELT NO CONTEXTO GLOBAL	39
4	GEOLOGIA ISOTÓPICA	41
4.1	SISTEMÁTICA U-Pb	41
4.2	ANÁLISES Pb-Pb	44
4.3	ANÁLISES Sm-Nd	48
4.4	ANÁLISES Rb-Sr	51
5	DISCUSSÃO DE RESULTADOS	54
5.1	INTERPRETAÇÕES SOBRE A MINERALIZAÇÃO DO DEPÓSITO Córrego do Sítio	59
5.2	CONTEXTUALIZAÇÃO COM OUTROS DEPÓSITOS DA REGIÃO	61
6	CONSIDERAÇÕES FINAIS	68
7	REFERÊNCIAS	70

LISTA DE FIGURAS

Figura 1. Localização da área de estudo.....	2
Figura 2. Mapa geológico do Quadrilátero Ferrífero (Baltazar & Zucchetti, 2005).....	16
Figura 3. Geologia do depósito Córrego do Sítio, e mapa de lavra subterrânea com sítios de amostragem na Mina Cachorro Bravo (subministrado pela empresa AngloGold Ashanti).....	27
Figura 4. Estruturas microscópicas nos metapelitos. A) acamamento primário S_0 (?) paralelo a S_1 , Crenulação S_3 amostra 200N6, B) foliação S_2 , amostra 101S44.....	28
Figura 5. Metagrauvacas. A) textura relíquia sedimentar, amostra 39957-MG. B) foliação marcada por micas e matéria carbonosa, zonas com recristalização de quartzo McBAY5-MG.	29
Figura 6. Rocha da zona de transição entre “metapelitos” e diques máficos, A) detalhes da foliação S_2 marcada pela orientação de muscovita (sericita) e clorita (metapelito). Alteração carbonática (Ca 1) e cristais de carbonato subidiomórficos sobre crescidos à foliação S_2 (Ca 2), amostra 100S33. B) Carbonatos de duas gerações (Ca 2) idiomórfico (Ca 3) xenomórfico contido no primeiro, amostra 100S33.....	30
Figura 7. Microfotografia do dique DB1, A) textura subofítica, B) magnetita (mt), muscovita (mv), quartzo e plagioclásio (pl).....	31
Figura 8. Dique (DB2) com porfiroblastos de ankerita (Ca) sobre impostos à matriz de quartzo, plagioclásio e clorita. Aparecem também carbonatos de gerações diferentes.	32
Figura 9. Minério disseminado em metapelito, A) amostra 200N6, B) amostra 101S22.	34
Figura 10. Imagem de MEV (amostra 101S44) rocha metapelítica foliada (setas S_0 e S_3) Pirita I (Py) entre camadas com hábito em agregados subidiomórficos, textura porosa e fraturada. Pirita II (Py) e Pirrotita II (Po) em agregados de sulfetos xenomórficos formados numa fase posterior.....	34
Figura 11. Imagem de MEV (amostra 200N06), pirrotita I (Po) arsenopirita tipo II, arsenopirita idiomórficas orientadas losangulares e alongadas tipo (I) e rômicas tipo II, pirrotitas (Po) em agregados e grãos isolados.	35
Figura 12. Microfotografia (amostra 300N27 metapelito) de óxidos orientados com a foliação S_2 . A) Hematita (Hm) com inclusões de ouro (Au), B) hematita, tetraedrita (Te), ouro (Au) e rutilo (Ru).....	36
Figura 13. Imagem de MEV de ullmanita (seta 7), rutilos (setas 3) que marcam uma lineação mineral dentro da rocha metapelítica, amostra 200N52	36
Figura 14. Minério em veios de quartzo e carbonatos (Sítio 101S22).....	37
Figura 15. Imagens de MEV (amostra 200N52) sulfetos presentes em veios de quartzo. A) pirrotita associada com arsenopirita, e cristais xenomórficos de berthierita (Be) e ullmanita (Ull). B) bordas de ullmanita em pirrotita (Po) e arsenopirita.....	37
Figura 16. Imagens de MEV de arsenopirita (Asp). A) Amostra 200N52, cristais com diferentes hábitos e alguns núcleos porosos de arsenopirita II (2) e sobre crescimento de boulangerita (1) limpa que apresenta exoluções locais de pentlandita. B) Amostra 300N22, sombra de um núcleo de arsenopirita I porosas, sobre elas cresceu uma arsenopirita II limpa que esta relacionada com pirita (py) e calcopirita (cpy).....	38
Figura 17. A) Berthierita com inclusões de galena e antimonita, B) Gersdorffita (2) com inclusões de pirrotita (po) e associada a arsenopirita.....	38
Figura 18. Microfotografia (amostras 200N06). Ouro livre em veios de quartzo, A) ouro e quartzo, B) ouro e pirrotita (Po).	39
Figura 19. Características morfológicas e texturais dos zircões analisados (dique DB2). Idades e imagens de catodo luminescência dos pontos (1.1, 2.1, 3.1, e 4.1) do primeiro intervalo segundo, terceiro intervalo e o zircão 7.1. Tamanho dos zircões 200 μ m.	42
Figura 20. Diagrama concórdia U-Pb Tera-Wassenburg (1972), para o dique DB2 alterado hidrotermalmente.	43
Figura 21. Modelo de evolução terrestre do Pb (Zartman & Doe 1981) para as amostras de Córrego do Sítio. A) no diagrama uranogênico o minério aparece entre o ambiente orogênico e de crosta superior (campo A), similar às rochas metassedimentares (campo B), B) no diagrama toriogênico o minério está entre o manto e a crosta inferior.	46
Figura 22. Diagrama $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ vs. $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, para as rochas hospedeiras do minério (metapelito e metagrauvaca-MG), a curva de evolução isotópica de Pb de (Stacey & Kramers 1975) encontra-se lançada para referência.	48
Figura 23. Diagrama ϵ_{Nd} vs. $T_{(\text{Ga})}$ De Paolo (1981). Metapelitos (MP), Metagrauvacas (MG), Dique DB2. Na zona sombreada as trajetórias do minério e das rochas hospedeiras.....	51

Figura 24. Diagrama $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ vs. $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ das rochas hospedeiras mineralizadas do depósito Córrego do Sítio, mostra-se a possível mistura de fluidos induzida pelos eventos orogênicos transamazônico e brasileiro.	52
Figura 25. Diagrama $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ vs. $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ do minério no depósito Córrego do Sítio, observa-se a dispersão dos pontos analíticos com clara evidência de abertura do sistema Rb-Sr.	53
Figura 26. Diagrama Re-Os dados de mineral rico em arsênico do depósito Córrego do Sítio (amostra 200N61), cedido por Kirk J, em preparação.	58
Figura 27 Diagrama Re-Os para uma possível mistura entre três componentes na mineralização do depósito Córrego do Sítio em 600 Ma. Cedido por Kirk J, em preparação.	59
Figura 28. Cristalização dos sulfetos que constituem os minérios do depósito Córrego do Sítio.	60
Figura 29. Diagrama $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ vs. $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ com a curva de evolução isotópica de Pb de (Stacey & Kramers 1975) lançada como referência. A) os metapelitos hospedeiros dos depósitos Cuiabá, São Bento e Córrego do Sítio, B) os minérios de Cuiabá, São Bento e Córrego do Sítio (amarelo). Dados tomados de Silva (2006) e Lobato <i>et al.</i> 2001a para Cuiabá e de Martins (em preparação) para São Bento.	63
Figura 30. Diagrama $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ vs. $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ com as curvas do modelo da plumbotectônica de Zartman & Doe (1981) colocadas como referência para os depósitos São Bento, Cuiabá e Córrego do Sítio. A) Rochas hospedeiras, B) Minérios. Pirita (Py), Pirrotita (Po), Arsenopirita (Asp), Quartzo (Qz), Metapelito (MP), <i>Banded Iron Formation (BIF)</i> . Dados tomados de Silva (2006) e Lobato <i>et al.</i> 2001a para Cuiabá e de Martins (em preparação) para São Bento.	64
Figura 31. Diagrama $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ vs. $^{147}\text{Sm}/^{143}\text{Nd}$ para o minério dos depósitos São Bento, Cuiabá e Córrego do Sítio. Dados tomados de Silva (2006) e Lobato <i>et al.</i> 2001 a, para Cuiabá e de Martins (em preparação) para São Bento.	66
Figura 32. Diagrama de evolução isotópica de Nd do minério nos depósitos Cuiabá (linhas vermelhas), São Bento (cinza) e Córrego do Sítio (amarelo). Dados tomados de Silva (2006) e Lobato <i>et al.</i> 2001 a para Cuiabá e de Martins (em preparação) para São Bento.	67

LISTA DE TABELAS

Tabela 1. Relação das amostras coletadas para análises petrográficas, geocronológicas e isotópicas.	3
Tabela 2. Idades isotópicas Pb-Pb e U-Pb em minerais de minérios no Supergrupo Rio das Velhas, Q. F.	21
Tabela 3. Fases de deformação identificadas no depósito Córrego do Sítio (Canale, 1999).	25
Tabela 4. Dados isotópicos U-Pb SHRIMP em zircão do dique DB2, Córrego do Sítio.	44
Tabela 5. Análises Pb-Pb (RT) nas rochas hospedeiras do depósito Córrego do Sítio.	45
Tabela 6. Dados analíticos Sm-Nd em rocha total e minerais de minério do depósito Córrego do Sítio.	49
Tabela 7. Dados analíticos Rb-Sr em rochas e minerais de minério do depósito Córrego do Sítio.	52
Tabela 8. Dados isotópicos Pb-Pb dos depósitos Córrego do Sítio, São Bento e Cuiabá.	61
Tabela 9. Dados analíticos Sm-Nd dos depósitos Córrego do Sítio, São Bento e Cuiabá.	65

1 INTRODUÇÃO

A área do Quadrilátero Ferrífero (Q. F) ao sul do estado de Minas Gerais é uma das principais províncias metalogenéticas do Brasil, inclui diversos tipos de mineralização aurífera, onde se destacam os depósitos de Cuiabá, Morro Velho e São Bento. Esta região foi o mais importante distrito aurífero brasileiro até o final dos anos 70. Atualmente (depois de um período de reavaliação e descobrimentos de novos depósitos), experimenta um ressurgimento como produtor de ouro de importância mundial.

O depósito de ouro Córrego do Sítio aloja-se em rochas de idade Arqueana (rochas metavulcânicas de fundo oceânico e metassedimentares químicas e clásticas) pertencentes ao Grupo Nova Lima, que faz parte do Supergrupo Rio das Velhas (Dorr *et al.* 1957, Loczy & Ladeira 1976), definido como uma seqüência tipo *Greenstone Belt* (Almeida 1976, Schorscher 1976). Na literatura, as jazidas de ouro que constituem os depósitos no Quadrilátero Ferrífero têm sido abordadas sob o ponto de vista geológico de diferentes formas, como por exemplo, deformacionais (Hodgson 1989), metamórficos (Groves & Batt 1984), hidrotermais exalativos sin-sedimentares (Hutchinson, 1973), até magmáticos (Mason & Helmstaedt, 1992), como os processos principais ou exclusivos que deram origem ao ouro. Algumas propostas têm pretendido caracterizar o depósito seguindo um modelo preestabelecido que integre e explique diversos fatores e processos geológicos, entre elas têm sido considerados os modelos singenético (Fripp 1976a, b, Hutchinson & Burlinton 1984, Hutchinson 1993), e epigenético baseado na mobilização e re-mobilização de fluidos hidrotermais (Skinner & Barton 1973, Barton & Skinner 1979, Apleyard & Guha 1991).

Nesse contexto, o debate sobre a gênese dos depósitos de ouro hospedados na seqüência tipo *Greenstone belt* Rio das Velhas (Quadrilátero Ferrífero), enfoca-se sobre a natureza singenética versus epigenética e numa origem relacionada com alojamento sin-tectônico versus re-mobilização posterior do ouro. Estudos de geologia de detalhe abrangem a gênese dos depósitos de ouro desta região (Ribeiro-Rodrigues *et al.* 1997), a alteração hidrotermal e inclusões fluidas (Lobato *et al.* 1998), petrologia e geoquímica (Valladares 2004) e, geocronologia e geoquímica isotópica (Silva 2006), sugerem uma origem complexa, que envolve tanto processos de natureza singenética como epigenética para as mineralizações.

Considerando-se que o depósito Córrego do Sítio possui características particulares, como estar associado às seqüências metassedimentares sobrepostas às formações ferríferas das principais rochas hospedeiras das mineralizações auríferas, este trabalho objetiva estudar as composições isotópicas de Sr, Nd, e Pb dos minerais de minério, minerais de ganga e das rochas hospedeiras visando uma melhor compreensão do modelo conceitual, caracterizar as fontes dos fluidos

mineralizantes e compará-lo com outros depósitos do Q. F. Foram realizadas análises U-Pb (SHRIMP), Pb-Pb, Rb-Sr, Sm-Nd e K-Ar para obter parâmetros que possam auxiliar na definição da idade da mineralização e dos eventos hidrotermais, bem como na compreensão do comportamento dos diversos sistemas isotópicos em sulfetos associados a áreas de evolução policíclica.

O depósito de ouro Córrego do Sítio propriedade da AngloGold-Ashanti Mineração Ltda., situa-se a 35 km ao sudoeste do município de Santa Bárbara (MG) no Quadrilátero Ferrífero. As coordenadas globais são 43°29' de longitude W e 20°01' de latitude Sul (Figura 1). O acesso à área de estudo se faz pelas rodovias federal BR 262 e estaduais MG 381 e 436 num percurso de uns 90 km desde Belo Horizonte.

Figura 1. Localização da área de estudo.

A presente dissertação de mestrado está estruturada de forma que permita ao leitor inicialmente a compreensão dos métodos de trabalho utilizados (Capítulo 2) e do enquadramento geológico em que o depósito de ouro estudado encontra-se inserido (Capítulo 3). Depois se caracteriza a geologia local do depósito e a mineralização aurífera, através de levantamento da bibliografia especializada pré-existente e dos estudos realizados neste trabalho (Capítulo 4). Os dados isotópicos obtidos são apresentados no Capítulo 5, a discussão dos resultados, as interpretações integradas e as considerações finais constam do Capítulo 6.

2 MÉTODOS DE TRABALHO E TÉCNICAS ANALÍTICAS

O desenvolvimento do projeto de pesquisa foi realizado conforme as seguintes etapas de trabalho: i) compilação bibliográfica, ii) trabalhos de campo, iii) análises de laboratório, iv) tratamento e análise de dados, interpretação integrada de dados com as informações geológicas obtidas e as disponíveis na literatura.

A **Compilação bibliográfica** compreendeu o levantamento e consulta das fontes bibliográficas sobre a geologia regional e local e a relativa às mineralizações do Q. F, dados pré-existent de geocronologia e sobre a conceituação teórica da aplicação da geoquímica isotópica em depósitos auríferos na seqüência tipo *Greenstone Belt*. Os trabalhos consultados encontram-se referenciados no texto e editados segundo as normas da Revista Brasileira de Geociências.

O **Trabalho de campo** foi realizado em duas etapas, a primeira em novembro/2004 e a segunda em julho/2005, visando amostrar o minério e observar as relações geológicas entre unidades de rochas. A amostragem teve o apoio dos geólogos de exploração da empresa *AngloGold Ashanti*, que detém o melhor conhecimento sobre a geologia do depósito e dos locais mais representativos para serem amostrados. Durante as etapas de campo se fez o reconhecimento geral da área de estudo e a amostragem dos níveis subterrâneos atualmente em exploração. A coleta de amostras de rocha realizou-se em 21 locais distintos (11 amostras de minério sulfetado, oito amostras de rocha hospedeira sem mineralização, duas de dique máfico (1) metamorfizado, duas de dique máfico (2) com forte alteração carbonática e uma amostra da zona de transição entre o dique metamorfizado e a rocha metapelítica hospedeira da mineralização), Tabela 1.

Tabela 1. Relação das amostras coletadas para análises petrográficas, geocronológicas e isotópicas.

SÍTIO	ROCHA	MATERIAL	MÉTODOS	COORDENADAS	
				X	Y
DB1(1)	Dique (1)	Rocha Total		656651	7785896
DB1(2)	Dique (1)	Anfibólio	K-Ar	656650	7785945
DB1(2)	Dique (1)	Magnetita	Pb-Pb, Sm-Nd	656650	7785945
DB2(1)	Dique 2	Magnetita	Petrografia	656625	7785902
DB2(2)	Dique 2	Zircão	U-Pb <i>SHRIMP</i>	656617	7785910
DB2(2)	Dique 2	Rocha Total	Sm-Nd, Rb-Sr	656617	7785910
101S06	ZT entre MP-DB1	Rocha Total		656616	7785879
101S22	Metapelitos	Sulfetos	Pb-Pb, Sm-Nd, Rb-Sr	656615	7785847
101S44	Metapelitos	Sulfetos	Pb-Pb	656586	7785795
101S44	Metapelitos	Rocha Total	Pb-Pb, Sm-Nd, Rb-Sr	656586	7785795
101S46	Metapelitos	Sulfetos	Pb-Pb	656583	7785796
101S46	Metapelitos	Quartzo	Pb-Pb	656583	7785796
200N06	Metapelitos			656689	7785850
200N24	Metapelitos	Sulfetos	Sm-Nd	656697	7785955
200N31	Metapelitos	Sulfetos	Sm-Nd	656697	7785973
200N31	Metapelitos	Rocha total	Sm-Nd Rb-Sr	656697	7785973
200N51	Metapelitos	Rocha Total	Petrografia	656724	7786021

SÍTIO	ROCHA	MATERIAL	MÉTODOS	COORDENADAS	
				X	Y
200N52	Metapelitos	Sulfetos	Pb-Pb, Sm-Nd, Rb-Sr	656725	7786027
200N52	Metapelitos	Berthierita	Sm-Nd	656725	7786027
200N52	Metapelitos	Rocha Total	Pb-Pb, Sm-Nd, Rb-Sr	656725	7786027
200N52	Metapelitos	Quartzo	Pb-Pb	656725	7786027
300N14	Metapelitos	Rocha Total		656787	7786060
300N22	Metapelitos	Sulfetos	Pb-Pb, Sm-Nd, Rb-Sr	656795	7786085
300N24	Metapelitos	Pirita Grossa	Pb-Pb, Rb-Sr	656795	7786089
300N27	Metapelitos	Rocha Total	Pb-Pb, Sm-Nd, Rb-Sr	656798	7786096
		Sulfetos em veios	Sm-Nd		
300N27	Metapelitos	de quartzo cinza		656798	7786096
39892	Metapelitos	Rocha Total		656791	7786025
39893	Metagrauvacas	Rocha Total		656791	7786025
39957	Metagrauvacas	Rocha Total	Pb-Pb	656825	7786008
39957	Metapelitos	Rocha Total	Sm-Nd, Rb-Sr	656825	7786008
McBAY5	Metagrauvacas	Rocha Total	Pb-Pb, Sm-Nd, Rb-Sr	656600	7785935

Metapelito (MP), Dique (DB), zona de transição (ZT).

As análises de Laboratório incluíram estudos petrográficos, minerográficos, de microscopia eletrônica de varredura e isotópicos.

Os estudos petrográficos através de microscopia óptica convencional mediante luz transmitida foram realizados em 27 lâminas delgadas de rocha para identificar e caracterizar os principais tipos litológicos associados às mineralizações. Essas análises permitiram efetuar a seleção de amostras para as análises isotópicas e para identificar fases minerais e relações texturais. Foram estudadas também 13 seções polidas, lâminas delgadas polidas mediante técnicas de microscopia óptica de luz refletida, para a identificação de minerais opacos e suas texturas. Este estudo metalográfico permitiu caracterizar a paragênese do corpo de minério do depósito Córrego do Sítio.

Foi também utilizada a *Microscopia Eletrônica de Varredura (MEV)* para detalhar relações texturais entre sulfetos, a identificação de inclusões nos mesmos, e para a obtenção de imagens de elétrons retro espalhados em seis lâminas de minério.

A Preparação de Amostras selecionadas para análises isotópicas foi realizada no laboratório do Centro de Pesquisas Geocronológicas do Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo (CPGeo).

Os Sistemas Isotópicos utilizados para amostras de rochas hospedeiras foram Rb-Sr, Sm-Nd e Pb-Pb, as análises se fizeram em preparados de rocha total. Os métodos K-Ar e U-Pb *SHRIMP* foram aplicados em concentrados de anfibólio e de zircão provenientes de amostras do dique máfico (2). No minério polimetálico as análises isotópicas pelos sistemas Rb-Sr, Sm-Nd e Pb-Pb realizaram-se em concentrados de arsenopirita, pirita, pirrotita, magnetita e quartzo de veios associados e não associados à mineralização, além da pirita grossa tardia, não relacionada ao ouro, mas que está presente em todos os litotipos da área.

O *Tratamento e Análise de Dados* fizeram-se através de diagramas apropriados para cada sistema isotópico, utilizaram-se os programas ISOPLOT de Ludwig (2004), do modelo da Plumbotectônica de Zartman & Doe (1981) e o Excel no sistema Windows.

2.1 TÉCNICAS ANALÍTICAS

Na *Petrografia e Minerografia* das seções delgadas e polidas tanto de rochas como do minério analisaram-se através de microscopia de luz transmitida e refletida, para a identificação de minerais opacos e suas texturas se usaram os textos Deer *et al.* (1992), Passchier & Trouw (1996), Ramdohr (1980).

As análises em *Microscópio Eletrônico de Varredura* das seções realizaram-se no Laboratório de Caracterização Tecnológica da Escola Politécnica da USP, mediante um Microscópio Eletrônico de Varredura de alto vácuo tipo LEO 440 *Stereoscan* com filamento de Tungstênio, detectores de elétrons secundários e de elétrons retro-espalhados (condições de 20 KV e 12 KV), além de um sistema de micro análises com um detector de raios X de Germânio e o *Software INCA - Oxford*.

2.1.1 Preparação de Amostras para Análises Isotópicas

Para as análises isotópicas de Sr, Pb e Nd, e para os métodos U-Pb (SHRIMP) e K-Ar preparam-se amostras de rocha total e de concentrados de minerais. As amostras para rocha total foram fragmentadas com martelo, trituradas em pilão de aço até obter fração 60-100 *mesh*, depois lavadas no ultrasom e secadas em lâmpadas aquecedoras e, finalmente, pulverizadas em moinho de bolas revestido com tungstênio. Para os concentrados de minerais se separaram anfibólio, magnetita, zircão e os sulfetos constituintes do minério, a saber; arsenopirita (Apy), pirita (Py), pirrotita (Po) e o sulfosal berthierita (Bth). Em cada amostra, uma vez britada e peneirada na fração granulométrica 60 – 100 *mesh* e 100 – 150 *mesh*, a fração magnética é retirada com imã de mão e com separador isodinâmico tipo *Frantz*. A separação mineral complementa-se com separação em meio denso através do uso de líquidos pesados (Bromofórmio: $\delta = 2,81$ g/cc e Iodeto de metileno: $\delta = 3,32$ g/cc). Para a purificação das amostras realizou-se catação manual.

Cada uma das etapas aplicadas para as diferentes análises isotópicas (como pesagem, ataque químico - digestão, separação de íons e leitura no espectrômetro de massas) descreve-se a seguir:

Para as análises U-Pb através do uso de microsonda iônica de alta resolução do tipo *SHRIMP* (*sensitive high resolution ion microprobe*) foram separados 50 grãos de zircões da amostra DB2 (2) e classificados em cinco populações diferentes. Os cristais de zircão analisados se separam por catação manual mediante lupa binocular. Selecionaram-se cristais das frações com menor

susceptibilidade magnética (1 *Ampere*). Estes foram depositados em disco de resina epox e polidos com abrasivos. As montagens e as análises isotópicas U-Pb se realizaram no laboratório do *Research School of Earth Sciences* da *Australian National University*, em Camberra, Austrália. As características e princípios analíticos utilizados para a operação do *SHRIMP I* são apresentados por Stern (1998) e Williams (1998).

O *SHRIMP* e o *LA-ICP-MS* (*laser ablation inductible couple mass spectrometer*) são métodos utilizados na análise *in situ* de segmentos específicos do cristal que atingem áreas entre 15-30 μm e 10-50 μm , respectivamente. Esses segmentos podem-se relacionar á eventos geológicos particulares que incluem a formação de zircão em ambientes magmáticos, o sobrecrecimento ou recristalização em condições metamórficas, a preservação de heranças mais antigas em rochas magmáticas e a presença de fontes diferentes em rochas sedimentares e metamórficas para-derivadas.

O *SHRIMP* utiliza um feixe de íons de O^{2-} que atinge o mineral de zircão em pontos predeterminados, esses íons geram uma erosão parcial da superfície atacada de < 30 μm de diâmetro, o material é ionizado levado e analisado no espectrômetro de massas (Ireland & Williams 2003). A análise pela metodologia *SHRIMP* é complementada com o reconhecimento preliminar da estrutura interna do mineral o que sugere a possível evolução do zircão, mediante a obtenção de imagens de cadoluminescência. As imagens são geradas pela excitação da superfície do mineral ante a incidência de elétrons acelerados; a energia dissipada pelos átomos se apresenta nos espectros visíveis para gerar a imagem. Considera-se que a estrutura das imagens é produto das características químicas e estruturais do zircão, herdada da ocorrência de diferentes mecanismos de crescimento em ambientes metamórficos e ígneos.

As correções para Pb comum foram realizadas usando-se o modelo de Cumming & Richards (1975). As incertezas constantes dos dados são de 1σ e as idades finais possuem 95% de nível de confiança. Os dados analíticos foram processados através dos programas SQUID e ISOPLOT/Ex *software* de Ludwig (2004). O método Pb-Pb convencional, através da dissolução total foi utilizado em amostras de rocha total provenientes de rochas metapelíticas mineralizadas e de metagrauvacas sem indícios de mineralização e em amostras de pirita, arsenopirita, magnetita, quartzo cinza e quartzo branco. O procedimento de rotina do CPGeo-USP para a análise isotópica de Pb é sintetizado a seguir:

- Pesagem (100mg de rocha total, 20 - 100 mg de sulfetos e de magnetita, e 500 mg de quartzo)
- Digestão em $\text{HF}+\text{HNO}_3$ para a Rocha Total, em $\text{HF}+\text{HNO}_3$ para silicatos, e em $\text{HCl}+\text{HNO}_3$ para sulfetos e magnetita
- A conversão se faz mediante a adição à amostra de HCl 6N
- O condicionamento com HBr 0,7N aplica-se a amostras de rocha total, sulfetos e magnetita.
- Na coluna de troca iônica a amostra recebe a resina AG-1-X8 (200-400 *mesh*) para depois fazer a extração do Pb em meio clorídrico 6N.
- Mediante a adição de 5 μl de H_3PO_4 0,25N se faz o concentrado final de Pb na amostra que é secado por evaporação.

A leitura do Pb é feita num espectrômetro VG-354 com multicoletor, para isso o concentrado de Pb é dissolvido em 2µl de sílica gel e depositado em monofilamento de Re previamente aquecido (0,8A). Os procedimentos de branco durante a realização das análises foram de 100 pg para os sulfetos e 130 pg para a rocha total. As razões isotópicas foram corrigidas para fracionamento de massa de 0,12% a.m.u⁻¹ usando análises múltiplas do padrão internacional NBS 981. Para o tratamento dos resultados e cálculo das idades usou-se um erro de correlação de 0,95, mediante o uso dos programas ISOPLOT de Ludwig (2004) e da Plumbotectônica de Zartman & Doe (1981).

Pelos métodos Sm-Nd e Rb-Sr foram analisadas amostras de rocha total (as mesmas analisadas pelo método Pb-Pb) e amostras de sulfetos. No CPGeo quando se analisa Rb-Sr e Sm-Nd na mesma amostra, se faz apenas um procedimento de abertura química, neste sentido esses métodos descrevem-se juntos. Durante a separação cromatográfica dos cátions Rb e Sr, se faz a extração inicial dos elementos terras raras e a separação posterior do Sm e do Nd.

Os elementos Rb e Sr são separados através da técnica convencional de extração por troca catiônica conforme os procedimentos descritos por Kawashita (1972). Em amostras com teores de Rb e/ou Sr menores de 50 ppm e/ou maiores de 650 ppm, determinados previamente por fluorescência de raios-X, utiliza-se a técnica de diluição isotópica usando os traçadores ⁸⁷Rb e ⁸⁴Sr. Para amostras com teores de Rb e/ou Sr entre 50-650 ppm, o Sr é coletado e se utiliza o teor de Rb determinado por fluorescência de raios-X, com desvio padrão em torno de 2%. Para o cálculo dos teores de Sm e Nd das amostras utiliza-se diluição isotópica com traçador misto ¹⁵⁰Nd-¹⁴⁹Sm. Esta técnica consiste na determinação da concentração de um dado elemento a partir da mistura da amostra mais um traçador (*spike*), cuja concentração e composição isotópica são perfeitamente conhecidas. Os procedimentos analíticos seguidos no CPGeo são descritos em Sato *et.al.* (1995), que estão abaixo:

- Pesagem de rochas + traçadores, os pesos são calculados segundo os teores de Rb e Sr predeterminados. Para o caso de Sulfetos + traçadores pesam-se 500mg.
- A digestão das rochas + traçadores se faz com HF+HNO₃ 3:1. Para sulfetos + traçadores usa-se HCl-HNO₃ na proporção 3:1
- Para conversão da amostra adiciona-se HCl 6N que elimina os resíduos.
- Refluxo da resina + amostra em meio HCl 2,62N usando uma trompa de vácuo
- Para a separação do Rb e Sr usa-se colunas de vidro pyrex com resina de troca catiônica AG 50W-X8 200-400 *mesh*. Depois se procede à lavagem sucessiva da resina usando HCl 2,62N, até a fração em que o elemento desejado é liberado da resina. Para a coleta dos concentrados de Rb e Sr, Sm, Nd, e ETR adicionam-se 200µl de HNO₃.
- Para a evaporação dos concentrados com ETR adiciona-se HCl 0,26N
- A extração do Sm e Nd se faz em coluna com resina LN.
- E finalmente se faz a eluição do Sm e do Nd em meio HCl 0,26 e 0,5 N, respectivamente.
- O Rb e o Sr são analisados no espectrômetro de massa VG 354, com deposição em filamento de Ta, junto com 2µl de H₃PO₄. O Nd é analisado no espectrômetro de massa Finnigan 262 com multicoletor, depositado em filamento de Re e o Sm no espectrômetro VG-354 com multicoletor, depositado em filamento de Ta.

As medidas das razões $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ normalizaram-se para valores de $^{86}\text{Sr}/^{88}\text{Sr} = 0,1194$ e a reprodutibilidade é controlada pelo padrão internacional NBS 987 e padrão interno do CPGeo. Os controles das análises de Sm e Nd são feitos com leituras do padrão *La Jolla*, $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0,511849 \pm 0,000025$ (1σ). As idades modelos foram calculadas com relação ao manto empobrecido (DM), segundo as equações apresentadas por DePaolo (1988) para o estagio simples.

O método K-Ar foi utilizado em amostra de anfibólio (actinolita) concentrada nos tamanhos 60 - 100 *mesh*. O procedimento analítico seguido no CPGeo encontra-se descrito abaixo:

- *Extração* de Ar da amostra mediante sistema de ultra vácuo.
- A amostra é colocada em recipiente de molibdênio, inserida em uma garrafa de vidro de quartzo, levada até a fusão total em um forno de indução que pode atingir os 1200°C
- *Adição* do *spike* de ^{38}Ar em quantidade conhecida
- *Purificação* em forno de titânio e forno de cobre
- *Concentração de gases* em linha de vácuo mediante carvão ativado
- *Resfriamento* de gases com nitrogênio líquido (a -183°C).

Depois a amostra é extraída e levada a um espectrômetro de massa Nuclide do tipo MS-1 com fonte tipo NIER, para a determinação das razões isotópicas de Ar. O potássio é analisado por fotometria de chama numa outra alíquota da mesma amostra a qual é previamente diluída, a concentração do potássio obtida é lida num fotômetro de chama Micronal XX. Para o *tratamento* dos dados obtidos mediante os procedimentos analíticos isotópicos usou-se o *software* ISOPLOT versão 3.16 de Ludwig (2004).

2.2 FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA DOS MÉTODOS ISOTÓPICOS UTILIZADOS

Segundo Rutherford & Soddy (1902, *in* Faure 2005), “a lei da radiatividade é própria para certos átomos e a razão de desintegração é proporcional ao numero de átomos remanescentes”. Isto é, a razão de decaimento (λ) de um nuclídeo instável é proporcional ao numero de átomos remanescentes (N) em qualquer tempo (t), matematicamente isso é expresso como:

$$-dN / d\tau = \lambda N$$

Ao resolver essa equação se obtém a *equação fundamental da geocronologia* que descreve os processos de decaimento radioativo contínuo de um nuclídeo radiativo em um sistema fechado na qual a quantidade inicial do elemento radiogênico seja zero ou conhecida, e λ seja constante ao longo do tempo geológico.

$$\tau = \frac{1}{\lambda} \ln \left[1 + \frac{D}{N} \right]$$

D = numero atual de átomos radiogênicos N = numero atual de átomos radiativos.

Na determinação da idade de um conjunto de amostras por métodos isotópicos como Rb-Sr, Sm-Nd, Pb-Pb, U-Pb, etc., se deve assumir que: i) as amostras são cogenéticas, ii) o sistema é fechado e não foi modificado posteriormente, iii) a constante de decaimento - λ , é conhecida, iv) D e N sejam medíveis no espectrômetro. Em amostras que satisfaçam essas premissas, os valores resultantes das análises isotópicas definem arranjos lineais que obedecem à equação da linha reta (**y = mx+b**):

$$D = D_0 + N(e^{\lambda t} - 1)$$

Onde $m = e^{\lambda t} - 1$, D_0 = intercepto no eixo y

Resultados que compõem a reta, pelos métodos Rb-Sr, Sm-Nd e Pb-Pb fornecem uma idade isocrônica, portanto as amostras têm a mesma idade e igual valor de D_0 . A aplicação dos sistemas isotópicos radiogênicos em depósitos minerais, pode fornecer tanto a idade da mineralização, como os parâmetros que determinam as relações temporais entre as unidades de rocha e os eventos (deformacionais ou metamórficos) envolvidos. Além do anterior, dão indicações sobre as fontes dos fluidos envolvidos, bem como a interação desses fluidos com as rochas encaixantes.

2.2.1 Método U-Pb (SHRIMP- Sensitive High Resolution Ion Micro-Probe)

As características do zircão, o comportamento do sistema geocronológico U/Pb nos diferentes processos geológicos (deformação, metamorfismo, magmatismo, sedimentação), e as diversas técnicas para sua análise tem sido alvo de varias publicações (Faure 1986, Dickin 1995; Mezger & Korgstad 1997, Ashwall *et al.* 1999, Hanchar & Miller 1993, Vavra *et al.* 1999).

A análise U - Pb SHRIMP é complementada com o reconhecimento preliminar da possível evolução do zircão, mediante a obtenção de imagens de catodoluminescência que permitem conhecer as características da estrutura interna do mineral. Considera-se que a estrutura das imagens é produto das características químicas e estruturais do zircão, herdada da incidência de mecanismos diferentes de crescimento em ambientes metamórficos e ígneos.

O comportamento isotópico do sistema U/Pb está baseado na presença dos isótopos radioativos do U, o ^{235}U e o ^{238}U que se desintegram para ^{207}Pb e ^{206}Pb respectivamente, depois de uma complexa série de emissões radioativas e de transformações em isótopos radiogênicos de menor duração. A meia vida ($t_{1/2}$) e a constante de decaimento (λ) do ^{235}U são $t_{1/2} = 0,7038 \times 10^9$, $\lambda = 4,468 \times 10^{-11}$ e para o ^{238}U a $t_{1/2} = 9,8485 \times 10^{10}$ e $\lambda = 1,55125 \times 10^{-10}$. Esses isótopos encontram-se sempre associados, portanto é possível usar de maneira conjunta três cronômetros diferentes ($^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}$,

$^{235}\text{U}/^{207}\text{Pb}$ e $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$) que permitem o cálculo da idade e interpretar se o sistema isotópico se manteve aberto ou fechado.

No caso que os minerais tenham permanecido como um sistema fechado, as idades obtidas em cada um dos geocronômetros são semelhantes. A curva formada pelas composições de $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ vs. $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ para idades concordantes tem sido denominada curva concórdia (Wetherhill 1956), que é utilizada na representação gráfica dos resultados obtidos por este método. Uma outra representação dos dados pode ser feita no diagrama $^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}$ vs. $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$, denominado de Tera & Wasserburg (1972), que tem como vantagem o fato da razão $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ ser medida diretamente, em contraste com o $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ que é derivado do $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ para o outro diagrama de concórdia.

As análises são corrigidas da presença de Pb comum (derivado da preparação da amostra e da própria amostra) por três métodos (Williams 1998). O método do ^{204}Pb calcula o Pb comum a partir da razão $^{204}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ medida diretamente da leitura do ^{204}Pb . Em alguns casos é considerado o ideal pelo fato de obter-se diretamente das medições, mas tem limitações em rochas mais jovens que o Neoproterozóico. Na correção de ^{208}Pb a partir da razão radiogênica $^{208}\text{Pb} / ^{206}\text{Pb}$ esperada é determinada da análise $^{232}\text{Th} / ^{238}\text{U}$, depois é subtraído o Pb comum. Este método pressupõe que o U e o Th na área analisada não tiveram modificação.

2.2.2 Método Pb – Pb

O decaimento radiativo de U e Th para o isótopo estável Pb, forma 43 isótopos intermediários durante a série de decaimento. Os isótopos de ^{208}Pb , ^{207}Pb e ^{206}Pb são produzidos a partir dos isótopos radioativos ^{232}Th , ^{235}U e ^{238}U , respectivamente, o ^{204}Pb é considerado não radiogênico ou estável.

O Th e o U são elementos da série dos actínideos, geoquimicamente compatíveis, embora em fluidos aquosos oxidantes apresentem propriedades químicas diferentes, o Th é geralmente insolúvel e o U é um elemento móvel. Em processos de fusão parcial de rochas no manto o U e Th são concentrados na fase líquida e incorporados nos produtos ricos em sílica, razão pela qual o manto superior possui baixas razões U/Pb e Th/Pb em relação à crosta continental (Faure & Mensing, 2005). Essa diferença geoquímica permite que a razão $^{238}\text{U} / ^{204}\text{Pb}$ seja utilizada como parâmetro petrogenético (μ), na definição desses ambientes geoquímicos. Cada ambiente é caracterizado por uma razão U/Pb e Th/Pb típica e conseqüentemente por composições isotópicas de Pb diferentes.

O método de Pb comum é empregado no estudo de depósitos minerais, utiliza-se como ferramenta na pesquisa da gênese de depósitos minerais, principalmente como traçador geoquímico na caracterização das fontes dos fluidos envolvidos.

Em mineralizações a obtenção de idades modelo baseia-se em análises isotópicas de Pb feitas em minerais de minério ou ganga, pobres em U e Th. Admite-se como princípio que a composição isotópica do Pb dentro da estrutura do mineral não mudou desde o tempo de sua formação, portanto

preservou a relação inicial de isótopos de Pb destes minerais (McNaughton 1987, Dahl *et al.* 1987). Embora, traços de U podem produzir Pb radiogênico por decaimento de U *in situ*, gerar variação das razões isotópicas e assim fornecer isócronas, principalmente nas análises de produtos de lixiviação das fases minerais (Carignan *et al.* 1993, Carignan & Gariépy 1993).

Os dados obtidos das análises Pb-Pb são interpretados de diversas maneiras. A partir da construção de um modelo de evolução isotópica do Pb em estágio único, apresentado independentemente por Holmes (1946) e Houtermans (1946). Baseados na sugestão de Nier *et al.* (1941), “o Pb comum é uma mistura de um Pb primordial e um radiogênico”. Esse modelo conhecido como estágio simples, assume que: i) a terra foi um fluido homogêneo, ii) U, Th e Pb foram distribuídos uniformemente, iii) a composição isotópica do Pb é a mesma em qualquer parte.

A diferença de idades radiogênicas obtidas pelo método de estágio simples e aquelas obtidas por outros métodos, têm mostrado que o Pb raramente tem uma evolução em estágio simples, ao contrario do postulado por Holmes (1946) e Houtermans (1946). Este modelo é aplicável a depósitos associados a seqüências de rochas vulcânicas depositadas em arcos de ilha e em zonas de subducção, onde o Pb é incorporado à mineralização logo após a sua diferenciação do manto. Stacey & Kramer (1975) propõem o modelo de estágio duplo baseado no conceito em que o chumbo evoluiu em dois reservatórios com razões U/Pb e Th/Pb diferentes. O primeiro estágio inicia no manto no $t = 4,57 \times 10^9$ anos, com razões isotópicas de Pb primordial obtidas a partir do meteorito *Canyon Diablo* e $\mu = 7,2$. O segundo estágio, iniciou-se há $3,70 \times 10^9$ anos, com valor de $\mu = 9,7$, após a principal diferenciação geoquímica da terra.

Segundo o modelo de estágio duplo de Stacey & Kramers (1975) a idade modelo Pb-Pb representa o tempo no qual uma fase mineral possui composição isotópica idêntica à do reservatório do qual o Pb foi extraído, satisfazendo a equação transcendental:

$$\left(\frac{\frac{^{207}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}} - 12,998}{\frac{^{206}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}} - 11,152} \right) = \frac{1}{137,88} \left(\frac{e^{\lambda_2 T} - e^{\lambda_2 t}}{e^{\lambda_1 T} - e^{\lambda_1 t}} \right)$$

Onde: $T = 3,7 \times 10^9$ anos

t é determinado por tabelas

$\lambda_1(^{238}\text{U}) = 1,55125 \times 10^{-10} \text{ anos}^{-1}$

$\lambda_2(^{235}\text{U}) = 9,8485 \times 10^{-10} \text{ anos}^{-1}$

A idade isocrônica Pb-Pb pode ser adquirida através de um conjunto de rochas ou minerais cogenéticos cujas composições isotópicas se alinham em uma reta no diagrama $^{207}\text{Pb} / ^{204}\text{Pb}$ vs. $^{206}\text{Pb} / ^{204}\text{Pb}$. Para que exista alinhamento dos pontos, as amostras analisadas deveram ter a mesma razão inicial de Pb, diferentes razões de U/Pb e seu sistema deve ter-se mantido fechado para U e Pb desde

a época da última homogeneização isotópica, assim a idade encontrada é a mesma idade da formação da rocha ou do metamorfismo, responsável pela homogeneização isotópica de Pb. A idade isocrônica pode também ser obtida por meio da técnica de lixiviação de Pb (Frei & Kamber, 1995), onde é feita uma extração gradual do Pb, o que permite a maximização do espalhamento das composições isotópicas de Pb em um diagrama isocrônico.

Outro modelo utilizado para isótopos de Pb é o da Plumbotectônica, idealizado por Doe & Zartman (1979) e modificado por Zartman & Doe (1981). Este modelo matemático estabelece curvas de evolução isotópica de Pb para quatro reservatórios geoquímicos da Terra: manto, crosta continental superior, crosta inferior e ambiente orogênico, (este último representa a mistura de material dos outros reservatórios, produzida durante os eventos orogenéticos que ocorreram a cada 400 Ma. na história da Terra). As curvas mostram como a composição isotópica do Pb evoluiu com o tempo, tornando-se mais radiogênica.

2.2.3 Método Sm – Nd

O Sm e o Nd são elementos do grupo das terras raras com comportamentos geoquímicos similares. O ^{147}Sm é um isótopo radioativo que se transforma no isótopo radiogênico ^{143}Nd , com uma constante de desintegração $\lambda_{\text{Sm}} = 6,54 \times 10^{-12} \text{ anos}^{-1}$, e meia vida de $1,06 \times 10^{11} \text{ Ma}$.

Desde a formação da Terra, a evolução isotópica do ^{143}Nd está condicionada fundamentalmente pelo decaimento radioativo do ^{147}Sm que é descrito em termos do reservatório *CHUR* (*Chondritic uniform reservoir*, DePaolo & Wasserburg 1976). Esse modelo assume que o Nd evoluiu a partir de um reservatório, cuja razão Sm/Nd é igual à razão Sm/Nd dos meteoritos condriticos. Ao comparar a razão $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ da amostra com a razão do *CHUR* é obtido o indicador petrogenético *epsilon* de Nd (ϵ_{Nd}). Este parâmetro normalmente é determinado para a idade da formação da rocha e permite identificar se o Nd é proveniente de fontes “empobrecidas ou enriquecidas” na razão Sm/Nd. Este parâmetro petrogenético reflete as diferenças na compatibilidade deste elemento entre um magma primário e o sólido residual. O Sm fica concentrado preferentemente no manto e, portanto a razão $^{143}\text{Nd} / ^{144}\text{Nd}$ aumenta no manto em relação à crosta. De modo contrário os processos de caráter crustal (fusão parcial, metamorfismo, diagêneses) não modificam significativamente as razões Sm/Nd.

DePaolo (1981) apresentou o modelamento da curva de segundo grau que representa a evolução isotópica do Nd a partir de um reservatório progressivamente empobrecido no tempo (*Depleted Mantle – DM*), isto porque, amostras de basaltos de idade arqueana ajustam-se à linha de evolução do *CHUR*, mas os basaltos recentes tipo *MORB*, ficam acima da curva (derivados de uma fonte empobrecida). As idades modelo Sm-Nd calculadas usando a curva de DePaolo (1981) são definidas como idades *TDM*, e indicam a idade de extração do magma do manto (DePaolo 1988 e

1991, Sato *et al.* 1995). Se a evolução da rocha está relacionada à mistura de diferentes fontes, ou com a fusão de rochas de origem crustal mais antigas, a idade modelo obtida é considerada como a idade média de residência crustal e representa a média das idades das diferentes fontes envolvidas (Arndt & Goldstein 1987, McLennan *et al.* 1993).

A idade isocrônica Sm-Nd é obtida a partir de um conjunto de amostras cogenéticas, cujas composições isotópicas são lançadas no diagrama $^{143}\text{Nd} / ^{144}\text{Nd}$ vs. $^{147}\text{Sm} / ^{144}\text{Nd}$. O alinhamento dos pontos define uma reta. O significado da idade isocrônica em rocha total é interpretado como a idade da cristalização das rochas ígneas ou a idade de metamorfismo, caso sejam datados minerais de uma mesma assembléia metamórfica. Em rochas com alteração hidrotermal as razões isotópicas Sm/Nd são mais elevadas e variáveis, sendo possível obter a idade de formação da mineralização à que estão associados aos fluidos hidrotermais (Sato *et al.* 1995). Em minerais cogenéticos a idade pode ser interpretada como a idade de cristalização magmática para minerais ígneos ou se os minerais analisados forem neoformados a idade será relativa ao episódio responsável pela neoformação desses minerais.

2.2.4 Método Rb – Sr

O sistema Rb-Sr baseia-se na desintegração do isótopo radioativo ^{87}Rb para o isótopo radiogênico ^{87}Sr , através da emissão de partículas β^- , ν e liberação de energia (Dickin, 1995). A desintegração lenta e constante do ^{87}Rb ($\lambda = 1,42 \times 10^{-11}$ anos $^{-1}$) durante o tempo geológico possibilita que a avaliação das composições isotópicas de Rb e Sr permitam calcular a idade do evento geológico e obter a natureza de sua fonte através da razão isotópica inicial do sistema.

Pela ampla distribuição do Rb e o Sr em muitos minerais o método Rb-Sr pode ser usado em ampla variedade de rochas ígneas, metamórficas e sedimentares. Em amostras de rocha total, o cálculo da idade modelo Rb-Sr é efetuado com uma amostra, onde o valor da razão isotópica inicial é convencionalmente estimado em torno de 0,705, que corresponde à razão inicial média das rochas ígneas pré-cambrianas. A idade isocrônica é obtida a partir de um conjunto de amostras de rocha e/ou minerais cogenéticos onde o alinhamento dos pontos define uma reta, denominada isócrona, cujo coeficiente angular é proporcional à idade e o intercepto desta reta com a ordenada indica a razão isotópica inicial do sistema, conforme a equação:

$$\tau = \frac{1}{\lambda_{\text{Rb}}} \text{Ln} \left(1 + \frac{\frac{^{87}\text{Sr}}{^{86}\text{Sr}} - \left(\frac{^{87}\text{Sr}}{^{86}\text{Sr}} \right)_0}{\frac{^{87}\text{Rb}}{^{86}\text{Sr}}} \right)$$

Onde: $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0$ é a razão isotópica inicial; $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})$ é a razão isotópica medida; $(^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr})$ é a razão isotópica medida no espectrômetro.

A interpretação da idade Rb-Sr depende do comportamento do ^{87}Sr no retículo cristalino do mineral em que foi formado, como o Sr tem menor raio iônico que o Rb, sua mobilidade é maior durante um pulso termal (Cordani *et al.* 1980, Ruiz *et al.* 1984), de modo que ao atingir a temperatura de bloqueio o mineral retém ^{87}Sr , e a idade calculada em minerais é então uma idade de resfriamento. Se o sistema foi afetado por um evento térmico posterior à formação da rocha e este afetasse a temperatura de bloqueio dos minerais, o ^{87}Sr movimentaria-se para minerais empobrecidos em Rb até que ocorra uma rehomogeneização isotópica e a idade refletiria a idade do evento térmico.

A relação Rb/Sr aumenta à medida que ocorrem os processos de cristalização envolvidos na diferenciação manto-crosta os quais favorecem o enriquecimento de Rb nas rochas da crosta e o empobrecimento de este elemento no manto. Assim a ponderação das composições isotópicas do $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ no tempo geológico permite inferir a fonte do fluido formador da rocha como sendo originado no manto ou crosta inferior se a razão inicial (R_i) está aproximadamente no intervalo 0,702-0,706; ou na crosta continental superior se a razão inicial (R_i) é maior que 0,706.

Em rochas com alteração hidrotermal, se os fluidos mineralizantes que interagem com as rochas encaixantes gerarem a redistribuição e reequilíbrio do sistema isotópico Rb-Sr com respeito aos minerais da rocha hidrotermalizada, torna-se possível a determinação da idade do evento hidrotermal. No caso de não se ter a homogeneização isotópica do sistema Rb-Sr durante o evento hidrotermal ou ocorrer a atuação de eventos pós-mineralização que puderam abrir o sistema Rb-Sr, os resultados podem produzir retas de misturas cujas inclinações refletem idades sem significado geológico.

2.2.5 Método K – Ar

A interpretação das idades obtidas pelo método K-Ar é baseada na temperatura de fechamento térmico dos minerais e na difusão do Ar no interior do sistema cristalino (fechado). Estes princípios são descritos em detalhe por Faure (1986), Dickin (1995), McDougall & Harrison (1999). O metal alcalino potássio está presente em grande quantidade de minerais. Compõe-se de três isótopos, do qual o ^{40}K é radioativo, e sua abundância é de 0,01167 em relação aos outros dois isótopos. O ^{40}K decai em ^{40}Ca e ^{40}Ar . O valor total da constante de decaimento do ^{40}K é $\lambda = 5,543 \times 10^{-10} \text{ anos}^{-1}$.

Na interpretação dos dados K-Ar utiliza-se o conceito de temperatura de fechamento que representa o momento em que a velocidade de difusão do argônio no sistema torna-se praticamente nula. As temperaturas de fechamento do anfíbio de $450 \pm 50^\circ\text{C}$, biotita $300 \pm 50^\circ\text{C}$ e muscovita $350 - 400^\circ\text{C}$ entre outros minerais, não são valores absolutos, a deformação, presença de fluidos, variações de composição nas fases minerais, tamanho da amostra, e as taxas de resfriamento podem

modificar significativamente esses valores (Dahl 1996, Villa 1997). A muscovita, particularmente em condições de baixo grau de metamorfismo na zona da diagêneses pode apresentar temperaturas de fechamento variáveis. Valores sugeridos de 100°C até 140°C para a zona de diagêneses, para a anquizona (150 -250°C), e de $260 \pm 30^\circ\text{C}$ para rochas no limite entre o fácies xisto verde e o fácies sub-xisto verde onde as rochas são formadas a temperaturas de 250° a 350° C (Hunziker 1979, Elliot *et al.* 1991).

A interpretação de idades dentro do contexto metamórfico está limitada pela relação entre as condições de metamorfismo (principalmente temperatura) e a temperatura de fechamento do sistema cristalino. No caso das análises de rocha total, considera-se que o gás liberado está relacionado diretamente com as fases potássicas, tendo como possíveis inconvenientes a mistura de minerais com diferentes temperaturas de fechamento ou em rochas de baixo grau, a preservação de heranças detríticas como ocorre nos feldspatos (Dallmayer & Takasu 1992, Clauer & Chauduri 1995). Na interpretação do significado da idade se aplicam os mesmos princípios da temperatura de fechamento.

3 ENQUADRAMENTO GEOLÓGICO REGIONAL

O Quadrilátero Ferrífero (Q. F) localiza-se na porção SE do Cráton do São Francisco (Almeida, 1967), na transição entre a porção interior do mesmo (a oeste) e os cinturões móveis Brasília a oeste, Ribeira a leste e Alto Rio Grande ao sudoeste, respectivamente. Apresenta grande complexidade estrutural e uma evolução tectônica que envolve vários eventos tectono - metamórficos sobrepostos desde o Arqueano até o Neoproterozóico. A região representa um terreno *granito-greenstone* constituído por (i) Terrenos Granito-Gnáissicos-TTG; (ii), seqüências do tipo *greenstone belt*, incluídas no Supergrupo Rio das Velhas, e (iii) Seqüências metassedimentares de idades paleo e mesoproterozóicas das unidades do Supergrupo Minas, Grupo Itacolomi e Supergrupo Espinhaço (Dorr 1969, Machado *et al.* 1989, Noce 1995), Figura 2.

Figura 2. Mapa geológico do Quadrilátero Ferrífero (Baltazar & Zucchetti, 2005)

3.1 ESTRATIGRAFIA

Os Terrenos Granito – Gnáissicos, do tipo TTG, constituem o embasamento do Q. F e incluem ortognáisses polideformados de composição granodiorítica a tonalítica e unidades subordinadas de rochas ultramáficas, máficas, félsicas e metassedimentares (Teixeira *et al.* 1996). Essas rochas foram metamorfisadas em condições de fácies anfibolito durante o Arqueano e podem estar localmente migmatizadas. Em termos estratigráficos essas rochas agrupam-se em várias unidades que compreendem os complexos Campo Belo ao sul, Belo Horizonte ao norte, Caeté ao nordeste, Bação no centro e Bonfim ao oeste do Quadrilátero Ferrífero (Herz 1970). As relações geológicas com as unidades adjacentes (seqüências metavulcanossedimentares do arqueano e rochas supracrustais proterozóicas) são consideradas como tectônicas (Cordani *et al.* 1980, Teixeira *et al.* 1996, Noce *et al.* 2005, Noce *et al.* 1998).

Análises geocronológicas por diversos métodos, disponíveis na literatura para os complexos metamórficos do embasamento, registram uma evolução geológica policíclica. Uma crosta siálica formada no intervalo de 3,38 a 2,9 Ga, registra eventos de retrabalhamento e migmatização datados no intervalo de tempo entre 2860 e 2772 Ma, vários períodos subsequentes de atividade magmática entre 2,78-2,6 Ga. e, por último, um ciclo orogenético relacionado ao evento Transamazônico com idade entorno de 2,0 Ga. Nesses terrenos ocorreram intrusões de tonalitos no intervalo de 2,2 a 1,9 Ga. e episódios tectono-termais posteriores entre 1,8 e 0,5 Ga., (Noce 1995, Noce 2000, Teixeira *et al.* 1996).

O supergrupo Rio das Velhas representa a mais importante seqüência metavulcanossedimentar arqueana da parte sul do Cráton do São Francisco. É constituído na base por rochas máficas e ultramáficas, entre elas komatiitos com texturas do tipo *spinifex*, rochas vulcanoclásticas associadas a vulcanismo félsico (unidade Quebra Osso) e por rochas metassedimentares de origem química, agrupadas no grupo Nova Lima e no topo estão as rochas metassedimentares clásticas do Grupo Maquine, (Dorr *et al.* 1957, Almeida 1976, Schorscher 1976, Ladeira 1980 e 1988).

No contexto da evolução do conhecimento, a serie Rio das Velhas foi definida e subdividida por Dorr *et al.* (1957) nos grupos Nova Lima e Maquiné. Posteriormente o grupo Maquiné é dividido na formação Palmital e Casa Forte. A denominação de supergrupo Rio das Velhas é devida a Lockzy & Ladeira, (1976). A caracterização como uma seqüência metavulcanossedimentar do tipo greenstone belt em fácies xisto verde foi realizada separadamente por Almeida (1976) e Schorscher (1976). Associações de litofácies descritas por Baltazar & Pedreira (1998) e Pedreira & Silva (1996) no *greenstone belt* Rio das Velhas foram informalmente agrupadas em sete unidades litoestratigráficas geneticamente relacionadas (Baltazar & Zucchetti 2005).

O grupo Nova Lima é definido por Baltazar & Zucchetti (2005) como uma clássica associação vulcanossedimentar arqueana metamorfisada no fácies xisto verde. As rochas vulcânicas são principalmente lavas máficas e ultramáficas de composição toleítica, com komatiitos subordinados, enquanto que a porção sedimentar inclui rochas químicas, formações ferríferas bandadas (*BIF*), chert e rochas clásticas (grauvacas, arenitos e siltitos). O vulcanismo félsico compreende rochas vulcanoclásticas derivadas do retrabalhamento de lavas e rochas piroclásticas (tufos e aglomerados) de composição dacítica, Noce *et al.* (2005).

As associações de litofácies do grupo Nova Lima de base a topo, estabelecidas por Baltazar & Zucchetti (2005) são:

Associação de Litofácies Vulcânica Máfica-ultramáfica composta por lavas máficas e ultramáficas com intrusões subordinadas de gabro, anortositos e peridotitos, e intercalações de *BIF*, chert, pelitos carbonosos, turbiditos e rochas vulcanoclásticas félsicas. Associação de Litofácies Vulcanossedimentar Química, que inclui rochas toleíticas intercaladas com *BIF*, chert ferruginosos e rochas sedimentares clásticas de grão fino, como turbiditos e pelitos carbonosos, por vezes intercalados com rochas sedimentares químicas. Associação de Litofácies Sedimentar Químico-Clástica, constituída por uma alternância de rochas sedimentares químicas e clásticas. Nesta associação rochas metapelíticas, como mica - clorita xistos, estão intercaladas com *BIF*, chert e xistos carbonosos. Esta associação transiciona para turbiditos distais incluídos na Associação de Litofácies Ressedimentada.

Associação de Litofácies Vulcanoclástica, composta por rochas vulcanoclásticas de composição máfica e félsica. Lentes de dacito apresentam-se intercaladas, tectonicamente, em um ambiente submarino, com fluxos basálticos, depósitos de argilitos e grauvacas de correntes de turbidez. Associação de Litofácies Ressedimentada (setor Norte e Leste do Q. F), é composta por grauvara, quartzograuvara, arenito e pelito, argilitos e *BIF* (fácies pelágica), dispostos em camadas cíclicas com contatos abruptos entre si. Os litofácies de argilitos e grauvacas das associações Vulcanoclásticas e Ressedimentada incluem duas diferentes seqüências de grauvacas argilosas depositadas por correntes de turbidez, uma metamorfisada em fácies xisto verde nos setores norte e sul do *greenstone belt* Rio das Velhas, composta principalmente por grauvara, arenito e silito e a outra, no fácies anfibolito, que ocorre no setor sul do Q. F, onde o argilito e a grauvara intercalam-se com rochas cálcio silicáticas, *BIF* e localmente lentes de conglomerados polimíticos com matriz de metagrauvara cinza.

O grupo Maquine é interpretado como uma Associação Sedimentar Clástica não Marinha, no que a formação Palmital corresponde à fácies litorânea e a Formação Casa Forte à Associação Fluvial Continental. Este grupo repousa em discordância angular (inconformidade) sobre o grupo Nova Lima. A associação de Litofácies Litorânea está restrita a uma pequena área do complexo Bação, e está constituída por quatro litofácies: i) arenitos em camadas com estratificação cruzada, ii) arenito

com marcas de ondas, iii) arenito com estratificação cruzada tipo espinha de peixe, iv) arenito - pelitos. A Associação de Litofácies não Marinha (que para Baltazar & Zucchetti (2005) corresponderia ao grupo Maquine) compõe-se de conglomerados polimíticos e arenitos com estratificações cruzadas acanaladas, gerados em ambiente fluvial e por arenitos microconglomeráticos de ambientes fluviais de rios entrelaçados.

Idades obtidas em diferentes rochas vulcânicas do grupo Nova Lima registram a existência de distintos eventos vulcânicos, tanto basálticos como félsicos associados às seqüências metavulcanossedimentares (Lobato *et al.* 2001, Noce *et al.* 2005). Com base nas idades desse vulcanismo o intervalo de tempo estimado para a formação do *greenstone belt* Rio das Velhas situa-se entre 3,0 e 2,6 Ga. De acordo com Carneiro, (1992), o denominado evento orogênico Rio das Velhas ocorreu entre 2,778 e 2,77 Ga., produzindo retrabalhamento da crosta antiga, intrusões tonalíticas e vulcanismo félsico. A posterior sedimentação das seqüências clásticas que conformam a parte superior do *Greenstone Belt* Rio das Velhas, teria uma duração de aproximadamente 170 Ma. (Lobato *et al.* 2001, Noce *et al.* 2005).

As seqüências estratigráficas proterozóicas compostas por rochas metassedimentares empilhadas nos supergrupo Minas, grupo Itacolomi e supergrupo Espinhaço repousam em discordância angular (inconformidade) sobre a seqüência tipo *greenstone belt* Rio das Velhas.

O supergrupo Minas (Dorr 1957, Inda *et al.* 1984) é constituído por quartzitos com intercalações de filitos e níveis de metaconglomerados localmente mineralizados a ouro e urânio, filitos sericíticos carbonosos e ferruginosos do grupo Caraça; formações ferríferas bandadas de origem química tipo Lago Superior do grupo Itabira, e pelos quartzitos, filitos ferruginosos, metagrauvas, meta conglomerados e formações ferríferas do grupo Piracicaba. O grupo Itacolomi é composto por quartzitos, metaconglomerados, metarenitos e rochas máficas. Ocorre de maneira restrita à porção NE do Quadrilátero Ferrífero. O supergrupo Espinhaço ocupa uma pequena área na porção nordeste do Q. F, sendo representado por quartzitos da Serra das Cambotas.

As idades registradas para a sedimentação do supergrupo Minas situam-se entre 2,6 e 2,12 Ga. (Babinski *et al.* 1995, Machado *et al.* 1996). Este intervalo de tempo foi definido a partir de idades U-Pb em zircões detríticos da formação Moeda do grupo Caraça, analisados por LA-ICPMS. A sedimentação do Grupo Itacolomi esta limitada a uma idade mínima de 2059±58Ma. (Machado *et al.* 1996) obtida, também pelo método U-Pb em zircões detríticos. Para determinar o início da deposição do grupo Espinhaço, em Minas Gerais, foram consideradas idades U-Pb em zircão de 1,77 e 1,72 Ga., (Brito Neves *et al.* 1995b) e, no estado de Bahia, foram obtidas idades U-Pb em zircão de 1,74, 1,75 e 1,8 Ga. (Babinski *et al.* 1993; Schobbenhaus *et al.* 1994).

3.2 ARCABOUÇO ESTRUTURAL

A abordagem da análise estrutural no Q. F. apresenta diversas visões, que incluem conceitos desde geossinclinal puro (Dorr 1969), análises dos estilos de dobras, orientações de planos axiais, xistosidades e fases de deformação (Ladeira & Viveiros 1984, Vieira & Oliveira 1988), até feições originadas por cisalhamento não coaxial, em diferentes níveis estruturais e deformações polifásicas. Marshak & Alekmin (1989), Baltazar & Zucchetti (2005). Os dados geológicos, estruturais e geocronológicos obtidos no *greenstone belt* Rio das Velhas permitiram a Baltazar & Zucchetti (2005) a identificação de quatro estágios de deformação, definidos pelo estilo estrutural e pela orientação da principal mega estrutura. Em cada fase preservaram-se estruturas planares e lineares, relacionadas a quatro gerações de estruturas que foram produzidas por três eventos deformacionais distintos que afetaram o *greenstone belt* Rio das Velhas.

O primeiro evento compressivo gerou estruturas regionais, que incluem falhas inversas com dobras recumbentes e isoclinais subhorizontais com vergência S, cujos eixos têm caimento NE e uma foliação S_1 plano axial associada, subparalela ao acamamento ($355^\circ/065^\circ$). Essa fase compressiva arqueana afetou unicamente o grupo Nova Lima. Falhas de empurrão com direção NW, dobras isoclinais recumbentes com direção NW e vergência para SW são reconhecidas na porção central do Q. F. Uma foliação S_2 com orientação $060^\circ/035^\circ$ e plano axial das dobras definidas por S_0/S_1 , sugerem uma transposição da deformação. Para Suita *et al.* (2002) a idade do período de geração das estruturas S_1 e S_2 é mais nova do que 2,75 Ga., com base na idade U-Pb em zircão detrítico dos arenitos da Serra dos Andaimés (Formação Palmital-Grupo Maquiné ou Associação de Litofácies Litorânea), e mais velha do que 2,6 Ga, considerada como idade mínima de deposição da base do Supergrupo Minas. Já Lobato *et al.* (2001) sugerem que a idade da estrutura S_2 é próxima a 2,67 Ga., idade mais provável do evento de mineralização no Q. F., devido a que os corpos de minério apresentam-se paralelos à foliação milonítica (S_2) na parte central das zonas de cisalhamento.

O segundo evento de caráter extensivo, de idade transamazônica, é representado pela sedimentação das rochas do supergrupo Minas (ambiente intra-cratônico) e o soerguimento dos blocos do embasamento granito-gnáissicos, que desenvolveu a estruturação atual do Q. F tipo domo e quilha (Aleckmin & Marshak 1989). Idades isocrônicas Sm-Nd em granadas de xistos metapelíticos do Grupo Sabará de 2095 ± 65 Ma. (Marshak *et al.* 1992), e U-Pb em titanitas e monazitas de 2,065 – 2,03 Ga. marcariam esse evento.

A orogenia brasiliana, que ocorreu no Neoproterozóico, seria a responsável pela transposição, reorientação e reativação das estruturas preexistentes e pela geração de grandes sistemas de cavalgamento com vergência para oeste e dobras recumbentes com direção N-S.

3.3 DEPOSITOS AURIFEROS NO *GREENSTONE BELT* RIO DAS VELHAS

Numa escala global a principal época metalogenética para a deposição de ouro do tipo *lode* é o Arqueano tardio, principalmente em torno de 2,65 Ga. (Yilgarn –Austrália, e Província Superior – Canadá, Groves & Foster (1993)). No Q. F o principal evento de mineralização dos depósitos auríferos do grupo Nova Lima, embora ainda controverso, seria também relacionado ao final do Arqueano, mas com remobilizações posteriores associadas possivelmente aos ciclos orogênicos Transamazônico e Brasileiro. Idades modelo Pb-Pb obtidas em sulfetos variam desde 2,82 até 2,4 Ga., conforme mostrado na Tabela 2. Para Lobato *et al.* (2001, c) após o evento tectonometamórfico e magmático de 2,78 a 2,7 Ga., teriam ocorrido os eventos de mineralização aurífera em torno de 2,67 Ga., que seria similar à idade de 2,65 Ga. reportada por DeWitt *et al.*, (1994) para a mineralização do depósito de São Bento. Para Thorpe *et al.* (1984) possíveis eventos de remobilização de Pb, próximos a 2,4 Ga., afetaram algumas das mineralizações da região. A influência da orogênese Brasileira no Q. F. esta caracterizada na mineralização aurífera do depósito de Cuiabá, onde Silva (2006) mostrou a atuação desta orogenia no Neoproterozóico.

Tabela 2. Idades isotópicas Pb-Pb e U-Pb em minerais de minérios no Supergrupo Rio das Velhas, Q. F

Autor	Idade Modelo Pb-Pb Ma	Material datado	Interpretação da idade
Thorpe <i>et al.</i> (1984)	2710	Galena de Veios de quartzo que cortam “ <i>lapa seca</i> ” Mina Bela Fama	1935 Ma máxima da mineralização
	2409 e 2418	Galena de Veios de quartzo que cortam <i>BIF</i> – Mina Cuiabá.	Da mineralização
	2551	Galena de Veios de quartzo que cortam <i>BIF</i> – Mina Esperança III	Da mineralização
	2425	Galena de Veios de quartzo que cortam <i>BIF</i> – Mina Faria.	Da mineralização
	2493 e 2569 (2574)	Galena de Veios de quartzo que cortam “ <i>lapa seca</i> ” Mina Bacalhau	Da mineralização
	2650	Apy – Py do depósito São Bento	Da mineralização e sedimentação
DeWitt <i>et al.</i> (1994)	2820	Rochas Mina Morro Velho	Da mineralização
DeWitt <i>et al.</i> (2000)	2720	Apy – Py Mina São Bento, RT.	Da mineralização e sedimentação
Silva (2006)	2730 - 2576	Pirita e Pirrotita - Mina Cuiabá	Do evento de mineralização
Noce (1995)	U – Pb 2580	Rutilos hidrotermais de rocha vulcânica máfica mineralizada - Caeté	Da mineralização ($^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$, 24% discordante)

Arsenopirita (Apy), pirita (Py), rocha total (RT).

Os depósitos de ouro associados às rochas do grupo Nova Lima hospedam-se em diversas unidades litológicas, muitas delas alteradas por hidrotermalismo. Esses depósitos estão relacionados principalmente à formação ferrífera bandada, e de maneira subordinada a rochas máficas, ultramáficas, metassedimentares e metavulcanoclásticas. Para Lobato *et al.* (2001) as mineralizações mostram diferentes tipos, padrões de alteração e estilos estruturais, e têm sido classificadas como orogênicas segundo a definição de Groves *et al.* (1998), do tipo *gold only*.

Em geral, os corpos de minério apresentam um controle estrutural, devido à influência de estruturas regionais (falhas inversas e dobras) com direção NE e vergência SE. Ocorrem como corpos

alongados na direção do mergulho das falhas, que por sua vez são paralelas à direção dos eixos de dobras E/SE. Corpos localizados nas porções centrais das zonas de cisalhamento posicionam-se subparalelos às zonas de alteração hidrotermal e ao bandejamento composicional das rochas hospedeiras. O minério é constituído principalmente por sulfetos com ouro associado ou incluso. Os grãos de ouro possuem dimensões entre 50-120 µm, quando encontrados em pirrotita, e entre 10-50 µm em pirita e arsenopirita. Já, quando o ouro ocorre em quartzo ou carbonato, os grãos são menores do que 10 µm.

Para Ribeiro-Rodriguez *et al.* (1997), os depósitos auríferos do Q. F exibem três estilos de mineralização de ouro, caracterizados por sua qualidade e teor de ouro, deformação da rocha hospedeira e mineralogia do minério. Os estilos de mineralização são: i) tipo *stratabound* associado com *BIF*; ii) tipo sulfeto disseminado ao longo de zonas de cisalhamento em rochas vulcânicas e sedimentares ricas em ferro; iii) associado a veios de quartzo-carbonato e sulfetos que aparecem em zonas de cisalhamento que cortam as rochas vulcânicas e sedimentares. Os modelos genéticos propostos para as mineralizações de ouro do Q. F são conflitantes, feições singenéticas e epigenéticas têm sido descritas por Ladeira (1988), Vial *et al.* (1988), DeWitt *et al.* (2000), entre outros. Para Ladeira (1988), as mineralizações hospedadas em *BIF*, como na lapa seca (Mina Morro Velho) são produzidas a partir de precipitados químicos de assoalho oceânico, devido à coalêscencia de fluidos aquosos, termais, redutores e ascendentes com a água de mar. Alguns autores, com base na distribuição uniforme de concentrações de ouro e no bandamento de pirrotitas na formação ferrífera, as consideram como de origem singenética. Lobato *et al.* (2001) propõem um modelo epigenético de substituição metamórfica, no qual os fluidos interagem com as rochas do *greenstone belt* Rio das Velhas, e promovem a precipitação de minerais de alteração hidrotermal e ouro.

Os principais depósitos de ouro do Q. F são Cuiabá, Raposos e São Bento, que estão associados a corpos de sulfetos tipo *stratabound* confinados em formações ferríferas bandadas, no fácies carbonática, sulfetada, silicática ou oxidada do grupo Nova Lima (*greenstone belt* Rio das Velhas). Esses depósitos apresentam as seguintes características gerais:

O depósito Cuiabá, situado no município de Sabará a 40 km a leste de Belo Horizonte, possui reservas de Au que excedem 10 milhões de t., com teor de Au médio de 8,29 g/t (Vieira 2000). Essa mineralização é classificada como de origem epigenética, do tipo *lode gold*. A unidade geológica que hospeda a mineralização é composta por uma seqüência metavulcanossedimentar alterada hidrotermalmente, que inclui rochas vulcânicas, *BIF*, metapelitos (alguns carbonosos), rochas vulcanoclásticas e diques máficos. A *BIF*, no depósito Cuiabá, possui fácies carbonática, sulfetada e silicática, apresenta espessura entre seis e 15 m, e 1,5 km de extensão, sendo caracterizado pela alternância de bandas escuras de carbonato-quartzo com matéria carbonosa, e bandas brancas - laranjas compostas por quartzo-carbonato e lâminas de chert.

O minério do tipo *stratabound* está alojado principalmente na porção inferior da *BIF* rica em carbonatos de ferro e matéria carbonosa. É constituído por pirita, com pirrotita e arsenopirita subordinadas e distribuídas em camadas de sulfetos de até 1m de espessura ricas em ouro. Posicionam-se em zonas de cisalhamento onde a lineação de estiramento da mineralização é concordante com o bandamento composicional. Veios de quartzo com ouro intrudem as rochas metavulcânicas máficas.

O depósito Raposos localiza-se no setor norte do Q. F na cidade homônima, constituindo parte integrante do conjunto de minas pertencentes à mineração Morro Velho S.A. A mineralização esta hospedada na *BIF* do topo da unidade metassedimentar química (Ladeira 1980), mas para Oliveira *et al.* (1983) e Vieira (1988), estaria hospedada na seqüência inferior, correlacionável com o grupo Quebra Osso de Schoscher (1978), que é constituído por uma seqüência basal de meta andesitos - basaltos associados a rochas meta-ultramáficas de composição komatiítica e a uma seqüência superior meta-andesítica. A mineralização do tipo *stratabound* do depósito de Raposos esta associada às camadas delgadas de quartzo alternadas com bandas ricas em carbonatos de ferro e bandas ricas em sulfetos com quartzo e carbonato da formação ferrífera bandada. Ocorrem dois tipos principais de minério: i) com pirrotita, pirita e arsenopirita e ii) com pirita e arsenopirita. O ouro apresenta-se em grãos xenomórficos (3 a 60µm) forma liga com prata, está incluso em pirrotita e pirita (tipo I), e em pirita tipo II (Vieira, 1987).

A mineralização do depósito Raposos tem teor médio de Au de 8,90g/t, possui características singenéticas para o minério primário e feições epigenéticas superimpostas associadas à remobilização produzida durante processos metamórficos e tectônicos que afetaram tanto os corpos sulfetados auríferos como as formações ferríferas bandadas hospedeiras Tolbert (1964) e Viera (1987, 1997). Para Ladeira (1980) o minério singenético seria pré-metamórfico ou, no máximo, sin-xistosidade S_1 . Esta hipótese apóia-se no dobramento congruente dos corpos de minério, da rocha hospedeira (*BIF*) e da rocha encaixante, no metamorfismo em fácies xisto verde que atinge toda a seqüência, na disposição dos sulfetos mais antigos paralela ao acamamento da *BIF*, além da presença de seqüências metavulcânicas.

O depósito São Bento localiza-se no município de Santa Bárbara, a leste de Belo Horizonte. Possuía reservas da ordem 1,79 milhões de t. de minério com teor médio de 9,22 g/t de ouro, está atualmente no final de sua exploração. Ocorre em rochas metassedimentares de origem clástica e química, que compõem a formação ferrífera bandada São Bento, localizada estruturalmente no flanco SE do anticlinal de Conceição. A *BIF* São Bento, em seu fácies óxido com magnetita, consiste de carbonatos, componentes clásticos e sulfetos intercalados com metapelitos. É dividida informalmente, em membro ferrífero inferior, que hospeda vários corpos de minério sulfetado aurífero, com espessuras até de 35 m., e membro ferrífero do topo, não mineralizado. Os corpos de minério constituem dois horizontes lenticulares situados no contato com xistos grafitosos da porção

basal e separados entre si em 150 a 200 m. No minério predomina arsenopirita, pirrotita e pirita e ouro associado tanto livre como em matriz de quartzo-carbonato. A gênese singenética desta mineralização tem origem em processos exalativos e de sedimentação química com contribuições clásticas e tufos (Valladares, 2004).

O depósito *Morro Velho* localiza-se no município de Nova Lima, a 10 km ao sudeste da cidade de Belo Horizonte. Possuía reservas de 5'706,160 t. com teor de 9,35 g/t de Au, e uma produção histórica de 600 t. de ouro (Vieira *et al.* 1991). As rochas na área do depósito são compostas por uma seqüência de rochas pelíticas ricas em carbonato, intercaladas com rochas vulcanoclásticas intermediárias a félsicas e finas camadas de rochas vulcânicas máficas (Vieira *et al.* 1991) que fazem parte de uma estrutura anticlinal redobrada.

A mineralização de ouro esta associada a sulfetos maciços, bandados ou disseminados em uma capa denominada *lapa seca* (camada de rocha maciça rica em ankerita devido à alteração hidrotermal), que hospeda a mineralização Vial (1988); Vieira (1991). O tipo da mineralização é *stratabound*, forma camadas contínuas ao longo do mergulho de dobras assimétricas. O principal corpo de minério é constituído por sulfeto maciço estratiforme, localmente bandado, com espessura média de 5 m. onde predominam pirrotita, pirita e arsenopirita com calcopirita, cubanita e esfalerita subordinada. Quartzo e carbonatos ricos em ferro são os principais minerais de ganga. O ouro (36 – 50 µm) aparece associado a pirita e pirrotita, e também, na forma livre em veios de quartzo.

O depósito de ouro *Córrego do Sítio* por estar alojado em rochas metavulcano-sedimentares do topo do Grupo Nova Lima, difere dos demais depósitos importantes do Q. F, que estão associados às formações ferríferas bandadas. A primeira descrição da geologia deste depósito deve-se a Takai *et al.* (1991), quem descreveu o predomínio de filitos cloríticos localmente enriquecidos com quartzo e sericita, e alguns horizontes de matéria carbonosa e de quartzo - sericita xistos e a ocorrência de diques de meta-andesitos que cortam as zonas mineralizadas. Para Canale (1999) na área do depósito predominam filitos com pequenas variações texturais e localmente tem quartzo-muscovita xisto. Veios de quartzo, portadores de carbonato e sulfetos, de espessuras diversas ocorrem em forma de *boudins* descontínuos, que se orientam paralelos à foliação milonítica e são cortados por outro enxame de veios de quartzo branco leitoso estéreis e discordantes com a foliação principal.

Segundo o mapeamento da seqüência tipo *greenstone belt* Rio das Velhas (Zucchetti & Baltazar 1998), as unidades litoestratigráficas da região NE do Quadrilátero Ferrífero, estão agrupadas na Associação de Litofácies Metassedimentar Clástica Marinha ou Ressedimentada, posicionada no topo do grupo Nova Lima, que mergulha para leste, sob as rochas da unidade Quebra Osso, que constitui a base do grupo Nova Lima. Esta seqüência, segundo Takai *et al.* (1991), estaria invertida na área do depósito *Córrego do Sítio*, devido a dobramento recumbente. A Associação de Litofáceis Metassedimentar Clástica Marinha é composta de metapelitos bandados com lentes

subordinadas de metapsamitos e delgados níveis de xistos carbonosos e *BIF*, que constituem as unidades Córrego do Sítio e Mindá, respectivamente.

Na *unidade Córrego do Sítio* ocorre uma alternância de metapelitos e metapsamitos com acamamento gradacional, estratificações plano-paralelas e cruzadas; níveis delgados de xistos carbonosos e *BIF*, esta unidade é interpretada por Zucchetti *et al.* (1998) como resultantes de deposição de correntes de turbidez. A mineralogia predominante é clorita, muscovita e quartzo. Como minerais acessórios ocorrem opacos, rutilo e zircão. Essas rochas são classificadas como quartzo-carbonato–mica-clorita xistos, com variações porcentuais entre esses componentes, apresentam texturas lepidoblásticas e granoblásticas finas como produto do metamorfismo em fácies xisto verde de grau vacas, arenitos e pelitos.

Halos de alteração hidrotermal delimitam zonas de silicificação, sericitização e carbonatação, além das zonas de cloritização relacionadas à colocação de rochas ígneas máficas. Anomalias de K, obtidas de perfis terrestres de Gamma espectrometria, mostram zonas onde existe estreita relação entre a sericitização e a mineralização (radiação K alto) dentro das quais a mineralização coincide com as zonas de maior silicificação (radiação de K baixo, Viera 1997).

Os depósitos Córrego do Sítio e São Bento localizam-se no Anticlinal Conceição (Dorr *et al.*, 1969) limitado a leste pela falha de cavalgamento Fazendão orientada segundo NNW-SSE (Chemale Jr. *et al.*, 1994), que posiciona o embasamento (TTG) sobre a unidade basal (Quebra Osso) do grupo Nova Lima. A oeste encontra-se o Sinclinal Gandarela e o sistema de falhas reversas Fundão-Combótas, que colocam em contacto as rochas do Supergrupo Minas e as rochas do embasamento. A área do depósito de Córrego do Sítio se dividiu nos domínios leste e oeste, nos que se identificaram quatro fases de deformação que caracterizam sua história tectônica (Canale, 1999), Tabela 3.

Com base nos modelos de zonas de cisalhamento de Ramsay (1980), Canale (1999) sugere que a mineralização aurífera do depósito Córrego do Sítio ocorreu num sistema de estreitos veios associados às zonas de cisalhamento NE-SW, que têm comportamento predominantemente dúctil e movimento destrai. O padrão estrutural do depósito e a morfologia dos veios (em *boudins*) indicariam que os corpos de minério estão condicionados a duas diferentes direções de estiramento, que se refletem na forma de “tabletes de chocolate”.

Tabela 3. Fases de deformação identificadas no depósito Córrego do Sítio (Canale, 1999).

Fase deformação	Estruturas	Domínio oeste	Domínio leste
F1 (Dúctil)	S ₁	NE-SW/SE	NE-SW/SE inversão para NW
	Sm ₁	Subparalela ao S ₁	Subparalela a S ₁
	Le ₁	Inclinação ao SE	Inclinação ao SE com inversão NW
F2 (Dúctil-rúptil)	S ₂	NW-SE/SW	NW-SE/SW com inversão para SE
	Lc ₂	Inclinação sub-horizontal SW	Inclinação sub-horizontal SW
F3 (Dúctil-rúptil)	Lb ₃	Não ocorre	Caimento sub-horizontal SW e NE
F4 (Rúptil)	S ₄	NW-SE / ±90	NW-SE / ±90

No grupo Nova Lima do *greenstone belt* Rio das Velhas (Q. F) até hoje não se conhecem outros depósitos de ouro hospedados em rochas metassedimentares similares às de Córrego do Sítio.

3.4 GEOLOGIA DO DEPÓSITO CÓRREGO DO SÍTIO

O depósito Córrego do Sítio foi descoberto como resultado de um estudo geológico e geoquímico de solos para verificar a possível continuidade da *BIF* mineralizada do depósito São Bento (Nakamura *et al.* 1990, Takai *et al.* 1991). A mina iniciou a operação em 1990, com uma extração planejada em cavas a céu aberto do minério oxidado. Os cálculos de reservas geológicas dos corpos de minério nas zonas de oxidação foram estimados em 700.000 t com um teor de Au de 2,9 g/t. As reservas exploráveis medidas são de 570.000 t com um teor de 3,36 g de Au/t. O processo de recuperação metalúrgica pressupõe uma recuperação de Au de 85% mediante o método de lixiviação em pilha. (Takai *et al.* 1991). A mineração *AngloGold Ashanti* atualmente é a responsável pela exploração.

O minério aloja-se em rochas metassedimentares (fácies xisto verde) da unidade Córrego do Sítio (Associação de Litofácies Ressedimentada do topo do grupo Nova Lima). Dentro de cada ciclo de sedimentação há sucessões grão-decrescente com granulação que varia desde média nas porções ricas em quartzo da base até fina no fácies rica em micas do topo. As rochas apresentam uma foliação regional orientada NE-SW, localmente milonítica com atitude 120/55 paralela ao bandamento composicional da *BIF*. Lineação de estiramento 120/50-55 é paralela aos eixos de dobras menores e o estiramento mineral é paralelo à lineação de interseção entre o acamamento e a foliação regional. Veios de quartzo, com carbonatos e sulfetos, apresentam-se deformados e orientados com a foliação da rocha metassedimentar.

O minério ocorre como sulfetos disseminados nas rochas hospedeiras, e em veios de quartzo e carbonato em *boudins*. Os corpos de minério variam em espessura e comprimento de poucos centímetros até métricos, são alongados e descontínuos. Análises petrográficas mostram a existência de pelo menos quatro grupos de rochas encaixantes na área de Córrego do Sítio, que são quartzo-carbonato-mica-clorita xistos, quartzo-muscovita filito carbonáceo, diques máficos metamorfisados e quartzo – xistos, Figura 3. As descrições feitas neste trabalho ressaltam as texturais e associações minerais que permitiram identificar as características da mineralização aurífera.

A composição mineralógica predominante das rochas metassedimentares é clorita, mica branca e quartzo com opacos, rutilo e zircão como acessórios; a clorita pode alcançar até um 90%. As rochas classificam-se como quartzo-carbonato-mica-clorita xistos, com variações porcentuais dos componentes, têm texturas lepidoblásticas e granoblásticas finas, como produto do metamorfismo em fácies xisto verde de grau vacas, arenitos, pelitos e *quartzowacks*. Afloramentos de rochas metassedimentares, quartzo-muscovita filito carbonáceo (dominante), quartzo - xistos subordinados e rochas ígneas metamorfisadas com forte cloritização ocorrem em Córrego do Sítio. Os veios de

quartzo em forma de *boudins* apresentam também carbonato e sulfetos, são descontínuos e de espessuras diversas, normalmente orientam-se paralelos à foliação principal S_2 . Estes veios mineralizados, por vezes, são cortados por outro enxame de veios de quartzo leitoso, estéreis (Canale 1999).

Figura 3. Geologia do depósito Córrego do Sítio, e mapa de lava subterrânea com sítios de amostragem na Mina Cachorro Bravo (subministrado pela empresa AngloGold Ashanti).

3.5 PETROGRAFIA

Para o desenvolvimento do presente trabalho se fez uma amostragem nas galerias subterrâneas do corpo do minério denominado localmente de Cachorro Bravo. As descrições de 17 seções polidas, 20 seções delgadas e cinco seções delgadas polidas se usaram para caracterizar a petrografia dos dois grandes grupos de rochas do depósito, rochas metassedimentares e diques máficos, e a mineralogia do minério presente. Com base nas relações texturais e temporais das rochas hospedeiras do minério aurífero, e entre os minerais de minério foi também possível fazer algumas inferências sobre a paragênese mineral.

A seqüência de metapelitos e metagrauvacas, metamorfisada no fácies xisto verde, se intercalam ritmicamente em camadas com espessuras que variam desde 0,10 a 2 m. Devido às proporções relativas das rochas não é possível fazer uma separação litológica entre elas, embora se apresentem, em alguns casos, diferenças relativas de composição mineralógica e grau de deformação (Figura 4). Essas diferenças se refletem em variações de competência da rocha e mudanças nas tonalidades de cor entre cinza escuro a preto ou cinza a cinza esverdeado, produto das proporções variáveis de matéria carbonosa. A textura dominante é granolepidoblástica com estrutura foliada (xistosidade) que às vezes mostra-se crenulada.

Em seções delgadas de rocha, observam-se alternâncias de níveis de espessuras milimétricas com bandamento composicional de quartzo, micas e/ou material carbonáceo. Localmente ocorrem pequenos veios de quartzo anastomosados, com redução do tamanho e grão, orientados segundo as microestruturas miloníticas.

Figura 4. Estruturas microscópicas nos metapelitos. A) acamamento primário S_0 (?) paralelo a S_1 , Crenulação S_3 amostra 200N6, B) foliação S_2 , amostra 101S44.

Os metapelitos são rochas foliadas de grão fino, compostas por quartzo, mica e minerais acessórios, como plagioclásio, carbonato e óxidos, além de matéria carbonosa que ressalta a foliação. As bandas

de quartzo têm textura granoblástica, com intercrescimento em padrões de mosaico, recrystalizados e/ou deformados, orientados paralelos à foliação principal que é dada pelos minerais micáceos, pelas sombras de pressão e redução do tamanho de grão. Ocorrem grãos xenomórficos de carbonatos, recrystalizados com lamelas de outro carbonato e extinção ondulante, existindo pelo menos uma geração de carbonatos, que é posterior à deformação principal (S_2). Porções descontínuas de xistos carbonosos aparecem intercaladas com quartzo xistos carbonáceos como em Cuiabá (Martins 2000).

As bandas mais ricas em clorita e sericita geram uma textura lepidoblástica, orientadas segundo a foliação principal da rocha (S_2), por vezes apresentam uma clivagem de crenulação. Ocorrem duas gerações de clorita, sendo a clorita₂ não orientada segundo S_2 e formou-se por recrystalização estática da clorita da primeira geração. Quantidades variáveis de matéria carbonosa, inferiores a 2%, relacionam-se com as bandas de sericita e clorita. Actinolita, como mineral de alteração, forma-se nas bandas micáceas seguindo a foliação geral imposta. Cristais de rutilo muito pequenos (5-10 μ m), subordinados, estão em proporção semelhante aos minerais opacos, aparecem como finas camadas, dispostas de forma paralela á foliação principal (S_2) e localmente constituem bandas dobradas. Sulfetos disseminados na rocha mostram uma disposição paralela com a foliação principal (S_2), não obstante o fato de existirem sulfetos dispostos de maneira diferente.

As metagrauvacas são camadas de grãos mais grossos (20-30 μ m) compostas por porfiroclastos de quartzo e quantidades menores de feldspatos e carbonatos, aparecem localmente algumas texturas sedimentares reliquias como cristais de quartzo sub-arredondados a angulosos, límpidos, de bordas irregulares e sem orientação preferencial em matriz de quartzo e carbonatos com quantidades menores de muscovitas e opacos (óxidos e sulfetos). Possuem também bandas de quartzo granoblástico, com intercrescimento em padrões de mosaico, recrystalizados e/ou deformados orientados paralelos à foliação principal dada pelos minerais micáceos (Figura 5).

Figura 5. Metagrauvacas. A) textura reliquia sedimentar, amostra 39957-MG. B) foliação marcada por micas e matéria carbonosa, zonas com recrystalização de quartzo McBAY5-MG.

Na zona de contato (ZTP), entre as rochas metassedimentares e os diques ocorrem fortes processos de alteração hidrotermal do tipo cloritização, sericitização e carbonatação (Figura 6). Nessas zonas predominam rochas com finas camadas milimétricas de cor cinza escuro e creme que se intercalam ciclicamente. A granulação é muito fina e a textura levemente foliada. Carbonatos xenomórficos a idiomórficos formados em três gerações aparecem nessas rochas, as duas últimas gerações crescem sobre a foliação marcada pelos filossilicatos.

Figura 6. Rocha da zona de transição entre “metapelitos” e diques máficos, A) detalhes da foliação S_2 marcada pela orientação de muscovita (sericita) e clorita (metapelito). Alteração carbonática (Ca 1) e cristais de carbonato subidiomórficos sobre crescidos à foliação S_2 (Ca 2), amostra 100S33. B) Carbonatos de duas gerações (Ca 2) idiomórfico (Ca 3) xenomórfico contido no primeiro, amostra 100S33.

As foliações encontradas nas rochas do depósito Córrego do Sítio podem ser extrapoladas aos nomes das estruturas regionais conhecidas, assim: i) foliação dos filossilicatos (cloritas, muscovitas e actinolitas) corresponde à foliação S_2 , ii) a clivagem de crenulação marcada principalmente nas bandas de filossilicatos é definida pela concentração de matéria carbonosa que determina a foliação S_3 . A associação mineral sugere um metamorfismo em fácies xisto verde que formou quartzo – mica xistos ou mica-quartzo-carbonato xistos que parece similar à paragênese metamórfica formada a temperaturas de 250^a 350°C e pressões de dinamo-metamorfismo de 10 a 12 km de profundidade reportada por Ladeira, (1980, 1988) para as rochas do Grupo Nova Lima.

As rochas intrusivas restringem-se a corpos tabulares tipo dique máfico (DB1) e dique máfico com carbonatos (DB2), nomes informais dados pelos geólogos do depósito Córrego do Sítio. Esses corpos são de cor escura, texturas finas, variam para grosso granular na parte interna do corpo intrusivo e apresentam-se foliados no contato com as rochas encaixantes. A composição mineralógica é hornblenda, actinolita-tremolita, epidoto, carbonato, plagioclásio e quartzo. A matriz é composta por clorita, hornblenda, albita e os minerais acessórios são titanita, apatita, sulfetos e magnetita. O metamorfismo térmico nas rochas encaixantes do dique DB2 gerou o crescimento idiomórfico de mica branca, porfiroblastos de carbonato, veios de quartzo e carbonato além da recrystalização de sulfetos. Para Martins Pereira (1995) os diques máficos que ocorrem no depósito São Bento,

similares aos diques do depósito Córrego do Sítio, cortam e deslocam os corpos mineralizados e, portanto representam um importante marcador temporal.

O dique máfico (DB1) é uma rocha de cor verde escuro, granulação média a fina, com fenocristais de carbonato e magnetita em hábitos euédricos. Está levemente foliado e orientado subparalelamente à foliação S_2 , na direção N105/50. A mineralogia é composta por cristais de plagioclásio e hornblenda imersos em uma matriz de actinolita, clorita, epidoto e carbonato. A textura geral é subofítica (Figura 7). O plagioclásio é idiomórfico a subidiomórfico com até de 0,8 mm de comprimento e composição próxima a $An \pm 8$, parcialmente alterado nas bordas a clorita e carbonato, nos centros apresenta muscovita, epidoto e clinozoicita como minerais secundários.

A matriz dos diques DB-1 (35-40 %) é formada por minerais de alteração hidrotermal, compõe-se de muscovita, clorita e actinolita (Figura 7). A muscovita encontra-se principalmente nas bordas do plagioclásio ou nos interstícios entre diferentes porfiroblastos, a clorita tem cor púrpura ou marrom-uva e está associada geralmente a xenoblastos de leucóxênio.

O anfibólio ocorre em cristais tabulares de até 0,6 mm de comprimento, com seções transversais e geminações visivelmente preservadas e apresentam alteração a actinolita e clorita. Cristais de quartzo e carbonatos ocorrem em quantidades menores a 15%. Óxidos, como magnetitas idiomórficas em inclusões intersticiais, substituem parcialmente o anfibólio. Zircão, rutilo, apatita constituem inclusões em plagioclásio e anfibólio. Pelos conteúdos dos minerais de alteração (45%), do plagioclásio (35 %), de quartzo - carbonatos (15%) e de opacos (< 5%) e pela textura subofítica preservada, se infere que a rocha original do dique era diabásio.

Figura 7. Microfotografia do dique DB1, A) textura subofítica, B) magnetita (mt), muscovita (mv), quartzo e plagioclásio (pl).

A associação mineral plagioclásio – albita? + anfibólio - actinolita + clorita + epidoto e a foliação levemente marcada pela continuidade ótica das cloritas, permitem classificar as rochas do dique DB1 como clorita-mica xistos de origem vulcânica.

O dique (DB2), macroscopicamente pode ser descrito como uma rocha cinza amarelada a verde com textura porfirítica devido a fenoblóstos de carbonato em matriz micácea. A rocha exibe alteração avançada, plagioclásio e anfibólio apresentam-se ainda preservados, mas não foi possível determinar, por métodos petrográficos, suas composições (Figura 8). O plagioclásio, além de estar geminado segundo lei da Albita e Carlsbad, apresenta-se zonado e em alguns casos com crescimento local de cristais pequenos de epidoto + muscovita + clorita, minerais estes, típicos dos processos de saussuritização, que definem a foliação da rocha. O anfibólio ocorre em cristais tabulares e está substituído por clorita.

Porfiroblóstos idiomórficos de carbonato de até 2 mm, estão dispostos transversalmente à foliação principal. Os carbonatos apresentam varias gerações de cristalização, cristais xenomórficos de carbonato, evidentemente pré-deformação, fazem parte do centro de cristais idioblásticos a sub-idiomórficos com bordas irregulares de calcita - siderita. A clorita com anisotropia azul se diferencia da clorita comum, elas evidenciam dois eventos metassomáticos distintos. Epidoto e muscovita, clinozoicita e leucoxenos se apresentam como parte dos minerais de alteração. Minerais como sulfetos e óxidos, idiomórficos e subidiomórficos, se encontram associados às poucas quantidades de quartzo presente na rocha. A pirita grossa, também existente nessa rocha, esta deformada e orientada paralela à foliação principal. Pela mineralogia e as texturas encontradas no dique (DB2), a rocha é um muscovita-carbonato-clorita xisto.

Figura 8. Dique (DB2) com porfiroblóstos de ankerita (Ca) sobre impostos à matriz de quartzo, plagioclásio e clorita. Aparecem também carbonatos de gerações diferentes.

No depósito Córrego do Sítio ocorrem dois tipos de veios que foram classificados por Canale (1999) como laminados e brechados baseado nos critérios texturais de Hodgson (1989). Os veios laminados

são os únicos que contêm mineralização de sulfeto, eles têm espessuras milimétricas a centimétricas, apresentam-se dobrados e localmente transpostos segundo a foliação S_2 . Estão constituídos por quartzo granoblástico e/ou em *ribbons* com aspecto sujo (cinza), ankerita em fenoblastos e em cristais fibrosos dispostos em forma perpendicular às paredes dos veios, e filossilicatos além de sulfetos subordinados.

Esses veios seriam gerados pelo mecanismo *crack seal* (Ramsay 1980b), que desenvolve pequenas sucessivas fraturas, produzidas pela deformação associada a variações de pressão de fluidos com cimentação por precipitação do material em solução (Canale 1999). Veios brechados têm contatos irregulares com suas rochas encaixantes, exibem fragmentos de veios anteriores, cimentados por fina matriz quartzo-carbonática recristalizada sem sulfetos. Nos contactos das rochas metapelíticas com os veios e venulações (zona de transição) existem minerais gerados pela alteração hidrotermal na que o principal mineral secundário é mica branca tipo sericita em agregados, subordinadamente ocorre clorita e carbonatos (ankerita).

3.6 CARACTERIZAÇÃO MINERALÓGICA DA MINERALIZAÇÃO

O minério primário extraído do Depósito de Córrego do Sítio representa aproximadamente 2% do volume da rocha. Arsenopirita (FeAsS), pirrotita (FeS) e pirita (FeS_2) podem atingir até 20% do volume do minério, já os minerais berthierita (FeSb_2S_4), calcopirita (CuFeS_2), traços de ullmanita (NiSbS), gersdorffita (NiAsS), cubanita (CuFe_2S_3), tetraedrita ($((\text{Cu,Fe})_{12}\text{Sb}_4\text{S}_{13})$), esfalerita (ZnFeS), pentlandita ($((\text{Fe,Ni})_9\text{S}_8)$), hematita (Fe_2O_3), rutilo (TiO_2), boulangerita ($\text{Pb}_5\text{Sb}_4\text{S}_{11}$), galena (PbS), antimonita (Sb_2S_3) e ouro (Au) constituem um 5% do mesmo, o volume restante compreende minerais de ganga como quartzo, carbonatos, micas e plagioclásios.

As texturas minerais, as estruturas da rocha e a composição mineralógica permitiram identificar os minerais de minério, estes minerais se agrupam em dois tipos de minério (Figura 9): i) disseminado paralelo à foliação principal e/ou ao acamamento, onde os sulfetos mostram uma alternância rítmica em bandas com pouco e com alto teor de ouro, este último regularmente associado a camadas de minerais micáceos e óxidos, ii) em veios de quartzo distribuídos de modo irregular.

O minério disseminado nas rochas metassedimentares é composto de sulfetos de granulação fina (menor a $100\ \mu\text{m}$), essencialmente arsenopirita (Asp), pirrotita (Po) e pirita (Py), cristalizados em estágios diferentes e alguns durante os processos de deformação da rocha (Figura 9).

A pirita I (Py_I) se apresenta em cristais subidioblásticos entre 25 a $70\ \mu\text{m}$, isolados e porosos ou formando agregados de até 20 mm de comprimento, parcialmente alguns cristais têm substituições para pirrotita, mas conservando o habito e textura original da pirita. As piritas I ocorrem nos limites entre camadas de quartzo e micas dos metapelitos, alguns cristais observam-se fraturados (Figura 10).

Figura 9. Minério disseminado em metapelito, A) amostra 200N6, B) amostra 101S22.

A pirita II (Py II) refere-se a cristais de pirita cúbica, idiomórfica, limpos e isolados associados a arsenopirita II. Cristais de pirita II se diferenciam do tipo I pela estrutura, hábito, aparência maciça e limpa e pela associação mineral (Figura 10).

Figura 10. Imagem de MEV (amostra 101S44) rocha metapelítica foliada (setas S_0 e S_3) Pirita I (Py) entre camadas com hábito em agregados subidiomórficos, textura porosa e fraturada. Pirita II (Py) e Pirrotita II (Po) em agregados de sulfetos xenomórficos formados numa fase posterior.

A pirrotita I (Po) ocorre como cristais xenoblásticos com superfícies porosas e em agregados, encontra-se associada principalmente a pirita I, e orientada segundo o bandamento dos metapelitos, localmente aparecem calcopirita e esfalerita relacionadas a esta pirrotita. A pirrotita II (Po) é lisa, tem hábitos xenomórficos e extinção ondulante, associa-se com arsenopirita I, e possui orientação preferencial similar à foliação S_2 (Figura 11).

Figura 11. Imagem de MEV (amostra 200N06), pirrotita I (Po) arsenopirita tipo II, arsenopirita idiomórficas orientadas losangulares e alongadas tipo (I) e rômbricas tipo II, pirrotitas (Po) em agregados e grãos isolados.

A arsenopirita (Asp) geneticamente encontra-se diferenciada em dois tipos, embora alguns tenham habito similar ao da pirita seu comportamento ótico, como anisotropia e cor é de arsenopirita. *Arsenopirita I* são cristais subidiomórficos, dispostos em arranjos subparalelos à foliação principal, disseminados preferencialmente nas bandas mais micáceas de metapelitos. Localmente forma cristais desenvolvidos a partir de núcleos reliquias de pirita, que não têm sido totalmente substituídos (**Figura 11**). Apresentam inclusões de bertierita, pirrotita arredondada e esfalerita, associa-se com pirita e calcopirita. Trata-se de cristais subidioblásticos tabulares de 0,5 mm de comprimento que em alguns casos estão levemente fraturados.

Através da microscopia de detalhe no microscópio eletrônico de varredura foram reconhecidos os sulfetos calcopirita, esfalerita e cubanita, como ocorrências minerais de hábitos xenoblásticos com dimensões menores a 100 µm, associados e também como inclusões na pirrotita I, na pirita I e na arsenopirita I.

Arsenopirita II (Asp) tem hábitos idio a subidiomórficos, são cristais isolados limpos, losangulares e tabulares de superfícies lisas e sem inclusões, que apresentam anisotropia forte em tons azuis e amarelos. Ela aparece em bandas de metapelitos onde o mineral rutilo está presente, definindo uma lineação mineral (**Figura 11**) subparalela à foliação S_2 . No depósito Córrego do Sítio, na interface de crescimento da arsenopirita II com a ganga tem sido reportada por Canale (1999) a presença de ouro, mas não foi observado neste estudo. Está sobreposta à pirrotita I e à pirita I.

O ouro não foi observado como mineral isolado, embora embebidos nas rochas metapelíticas, foram observados óxidos de hematita com inclusões de ouro em grãos arredondados de 5 a 7 µm de diâmetro e de tetraedrita (Te), Figura 12.

Figura 12. Microfotografia (amostra 300N27 metapelito) de óxidos orientados com a foliação S_2 . A) Hematita (Hm) com inclusões de ouro (Au), B) hematita, tetradrita (Te), ouro (Au) e rutilo (Ru)

Cristais de hematita e rutilo aparecem nas camadas micáceas dos metapelitos orientados com a foliação S_2 da rocha (Figura 13).

Figura 13. Imagen de MEV de ullmanita (seta 7), rutilos (setas 3) que marcam uma lineação mineral dentro da rocha metapelítica, amostra 200N52

O minério em veios de quartzo e carbonatos (Figura 14) apresenta além de alguns sulfetos reconhecidos no minério disseminado como pirita e pirrotita, os sulfosais tetradrita-tennantita, berthierita, ullmanita e gersdorffita, e ouro livre. Esses sulfosais são específicos do minério em veios.

Figura 14. Minério em veios de quartzo e carbonatos (Sítio 101S22)

A pirrotita em ocorre cristais subidiomórficos a xenomórficos apresenta lamelas de cubanita e nas bordas agregados alongados de ullmanita e de gersdorffita, está associada a berthierita e arsenopirita Figura 15.

Figura 15. Imagens de MEV (amostra 200N52) sulfetos presentes em veios de quartzo. A) pirrotita associada com arsenopirita, e cristais xenomórficos de berthierita (Be) e ullmanita (Ull). B) bordas de ullmanita em pirrotita (Po) e arsenopirita.

Cristais de arsenopirita de duas gerações com hábitos subidiomórficos, inclusões de boulangerita e associadas a pirita e calcopirita aparecem em agregados, e cristais isolados (Figura 16).

Figura 16. Imagens de MEV de arsenopirita (Asp). A) Amostra 200N52, cristais com diferentes hábitos e alguns núcleos porosos de arsenopirita II (2) e sobre crescimento de boulangerita (1) limpa que apresenta exoluções locais de pentlandita. B) Amostra 300N22, sombra de um núcleo de arsenopirita I porosas, sobre elas cresceu uma arsenopirita II limpa que esta relacionada com pirita (py) e calcopirita (cpy).

A *berthierita* e o mais abundante das sulfosais apresentam-se em pequenos cristais compridos ou em agregados cristalinos xenomórficos (Figura 17), exibe inclusões de galena orientadas segundo a clivagem interna da berthierita e exoluções onduladas e rítmicas de antimonita transversais ao cristal. Gersdorfitas ocorrem em agregados subidiomórficos com inclusões de pirrotita e associada a arsenopirita (Figura 17).

Figura 17. A) Berthierita com inclusões de galena e antimonita, B) Gersdorfitas (2) com inclusões de pirrotita (po) e associada a arsenopirita.

O ouro disseminado nos veios de quartzo aparece tanto livre como associado a pirrotita e berthierita, e incluso em quartzo (Figura 18). No minério em veios não foi observado ouro incluso em pirrotita ou em arsenopirita, embora seja esta a associação a mais comum e por tanto constitui uma guia de exploração no depósito Córrego do Sítio. O tamanho do ouro nos veios varia entre 5 e 15 μm , tem formas irregulares e se apresenta com forma de fios.

Análises químicas do ouro no depósito Córrego do Sítio mostram que sua composição média é 87% Au, 4% Ag, 8% Hg e 0,30% Fé; aproximadamente 60% do ouro está associado com arsenopirita II (dados inéditos da Empresa AngloGold Ashanti).

Figura 18. Microfotografia (amostras 200N06). Ouro livre em veios de quartzo, A) ouro e quartzo, B) ouro e pirrotita (Po).

Pirita III com forma losangular de até três cm de comprimento, pervasiva em todas as rochas do depósito Córrego do Sítio é posterior à mineralização aurífera.

3.7 DEPÓSITOS DE OURO EM *GREENSTONE BELT* NO CONTEXTO GLOBAL

No Brasil, depósitos no topo do *Greenstone Belt* Rio das Velhas hospedados em rochas metassedimentares são pouco conhecidos, um estudo petrográfico e geoquímico feito em seqüências turbidíticas dos Grupos Nova Lima e Sabará (Guitarrari 1999), estabeleceu parâmetros de distinção entre turbiditos. A caracterização geoquímica e geocronologia U-Pb (TIMS) levou a que os turbiditos do Grupo Nova Lima foram divididos em: i) Tipo I ou Caeté com fonte máfica - félsica, e idade mínima de 2857 ± 1 Ma (U-Pb ID TIMS) aparece ao leste do *Greenstone Belt* Rio das Velhas, ii) tipo II de fonte máfica designado como Morro Velho, com idade mínima de 2701 ± 4 Ma (U-Pb ID TIMS). Esse trabalho conclui que o fácies metagrauvaca dos turbiditos tipo II hospedam o principal depósito de ouro do Q. F e que o fácies metapelitos dos turbiditos são aproximadamente similares entre si, e não proporcionam uma clara discriminação no comportamento geoquímico, como ocorre na maioria de outros núcleos arqueanos do mundo.

Sucessões turbidíticas em seqüências vulcanossedimentares tipo *greenstone* ocorrem nos crátons arqueanos Pilbara e Yilgarn (Austrália), Slave e Superior (Canadá). Esses turbiditos estão seguidos localmente por vulcanismo félsico e foram depositados previa ou sincronicamente com o primeiro evento deformacional. Seqüências conglomeráticas de origem fluvial (?) suprajacentes

depositaram-se antes de um segundo evento de dobramento; geralmente, depósitos de ouro não são comuns nessas seqüências fluviais (Painter 2002).

No terreno *granito-greenstone* Pilbara (Austrália), alguns dos mais importantes depósitos de ouro aparecem nas seqüências turbidíticas do grupo *De Grey* (idade ca 3000–2940 Ma), sendo os mais conhecidos os distritos auríferos das formações *Mosquito Creek* e *Mallina*. A produção de ouro e recursos medidos, hospedados nestas rochas atinge 48,4 % do total da produção do terreno *granito-greenstone* Pilbara Norte. Os principais minérios associam-se com zonas de cisalhamento, e contatos falhados entre unidades de rochas contrastantes. Idades modelo Pb–Pb entre 2950±5 e 2900±10 Ma foram obtidas para a mineralização do grupo *De Grey*, elas sugerem dois eventos de mineralização (Huston *et al.* 2001). O Depósito Withnell tipo *lode gold* é o principal deste cráton seu minério compreende quartzo, carbonato, sericita e feldspato com quantidades variáveis de pirita, clorita, arsenopirita, rutilo, calcopirita, galena e esfalerita.

No cráton de Zimbábue, depósitos associados a turbiditos estão no grupo Shamvaim do *greenstone belt* Bindura Shamva, eles são parecidos em idade, composição e posição estratigráfica com os do *greenstone belt* da Província Superior de Canadá (Hofmann *et al.* 2002). O grupo Shamvaim compreende duas unidades litoestratigráficas, a Inferior consiste em rochas sedimentares vulcanoclásticas e piroclásticas, e a unidade Superior é uma associação silisiclástica grosso granular, caracterizada pela presença de fragmentos de composição granítica. Um dos principais depósitos de ouro, o Shamva, encontra-se em rochas metassedimentares deformadas em dobras isoclinais ao longo de zonas de cisalhamento. As unidades litológicas são similares às unidades que contêm a mineralização em São Bento e Córrego do Sítio, embora a posição estratigráfica no *greenstone belt* Bindura Shamva, pareça corresponder mais com a posição de São Bento que estaria na Associação de Litofácies Sedimentar Química Clástica segundo Baltazar & Zucchetti (2005).

No cráton da Província Superior (Canadá), as seqüências turbidíticas estão geralmente desprovetes de mineralizações de ouro, não entanto encontram-se pequenos “prospectos” como os depósitos de ouro *Randalls* e *Karnilbinia* hospedados em horizontes *BIF* subordinados da formação *Mount Belches*. Informação geocronológica ou de geoquímica isotópica não foi encontrada para esses depósitos. Portanto na se estabelecem comparações que sejam coerentes do depósito Córrego do Sítio com depósitos similares hospedados em outros *greenstones belts* do mundo.

4 GEOLOGIA ISOTÓPICA

Os sistemas isotópicos Rb-Sr, Pb-Pb, Sm-Nd foram aplicados a amostras de rochas total dos três litotipos presentes no depósito de ouro (metapelitos, metagrauvas e diques) e no minério polimetálico em concentrados de sulfetos (arsenopirita, pirita pirrotita), além de uma amostra de pirita grossa posterior à mineralização aurífera, magnetita e minerais de ganga associados à mineralização (veios de quartzo cinza e quartzo branco). Foram realizadas análises isotópicas U-Pb por microsonda iônica de alta resolução do tipo SHRIMP em monocristais de zircão do dique DB2 alterado hidrotermalmente e uma análise K-Ar em anfibólio (actinolita) produto de alteração hidrotermal.

4.1 SISTEMÁTICA U-Pb

Os cristais de zircão analisados isotopicamente pelo método U-Pb SHRIMP pertencem ao dique DB2 (2) de direção EW, transversal à sequência de rochas metassedimentares e metavulcânicas e à foliação principal S_2 . Esse dique é classificado por análise petrográfica como muscovita-carbonato-clorita xisto e apresenta quantidades de sulfetos menores a 1%. Os cristais de zircão analisados são translúcidos avermelhados, prismáticos com arestas arredondadas e com pouca quantidade de inclusões e fraturas, que de acordo com a classificação de formas de Pupin (1980), assemelharam-se a prismas P1 e P2.

Em imagens de catodoluminescência é possível observar a presença de núcleos herdados, áreas de reabsorção, cristalização, recristalização, zoneamento magmático e outras estruturas do interior do zircão, estruturas estas que são governadas pela interação de diversos elementos químicos, como por exemplo, Zr, Si e ETRS. As estruturas observadas em imagens de catodoluminescência (CL) sugerem variações de composição com dois extremos: i) com baixo teor de elementos traços (próxima do zircão puro empobrecido em U, que se refletem como zonas de alta luminescência, ii) enriquecida em elementos traços com altos teores de U, que são as porções com baixa luminescência. É normalmente aceito que zircões, em imagens de CL com zoneamento oscilatório, são decorrentes de cristalização ígnea, enquanto que zoneamento setorial é mais comum em zircões metamórficos.

Com base nas imagens acima descritas, selecionaram-se seis cristais de zircão, onde foram analisados nove pontos (*spots*), como pode ser observado na Figura 19. Os resultados analíticos obtidos (Tabela 4) são apresentados no apêndice A e o tratamento destes dados em diagrama Tera-Wasserbourg ($^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ vs. $^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}$) encontra-se na Figura 20. Considerando-se a estrutura

interna complexa dos cristais de zircão foram selecionados quatro setores preferenciais para a realização de análises isotópicas, são eles as zonas oscilatórias com alternância de bandas com alta e baixa luminescência, que é típica de zircão ígneo, uma zona de transição entre a porção oscilatória e a de sobrecrecimento, uma zona de sobrecrecimento escura, que ocorre em quase todos os cristais, normalmente formada por eventos que involucram fluidos enriquecidos em U como os hidrotermais, e uma outra zona de sobrecrecimento bastante clara, que é característica de eventos metamórficos de médio a alto grau, onde os fluidos envolvidos são empobrecidos em U.

Figura 19. Características morfológicas e texturais dos zircões analisados (dique DB2). Idades e imagens de catodo luminescência dos pontos (1.1, 2.1, 3.1, e 4.1) do primeiro intervalo segundo, terceiro intervalo e o zircão 7.1. Tamanho dos zircões 200 μm .

As zonas oscilatórias, nas que se analisaram os pontos 1.1, 2.1, 3.1 e 4.1, refletem a composição isotópica das bordas externas de cristais (domínio de transição de fase prismática para fase piramidal). Os pontos analisados cobrem porções com luminescências heterogêneas, onde predominam zoneamentos oscilatórios com zonas de baixa luminescência (alto teor de U entre 708,59 e 850,47 ppm) e razão Th/U baixa entre 0,44 e 0,54. A média das idades $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ concordantes é de 2708 ± 57 Ma. (MSWD = 8.8), interpretada como uma idade de recrystalização magmática do zircão no dique, nos cristais 2.1 e 4.1 esta recrystalização é evidentemente ao redor de núcleos herdados mais antigos, não datados.

Figura 20. Diagrama concórdia U-Pb Tera-Wassenburg (1972), para o dique DB2 alterado hidrotermalmente.

O ponto 1.1, onde a zona oscilatória apresenta luminescência moderada (similar proporção de zonas de baixa e alta luminescência) cujo conteúdo de U é de 593.97 ppm e a razão Th/U de 0.50 não foi incluído no cálculo da idade acima por apresentar perda de Pb significativa. É importante salientar a baixa correlação (90.8%) das idades $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ para este ponto.

Na porção de transição da zona oscilatória para a de sobrecrecimento analisaram-se os pontos 5.1 e 6.1, situados nas bordas internas de domínios piramidais. Estes sítios se caracterizam por porções heterogêneas dominadas por baixos zoneamentos oscilatórios com baixa luminescência, altos teores de U (1304 e 1205 ppm) e baixa razão Th/U (0.32 e 0.33). Os zircões

deste grupo apresentam núcleos herdados com zoneamento heterogêneo, inclusões e micro fraturas. A idade média $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ calculada para os pontos 5.1 e 6.1 é de 2518 ± 290 Ma. (MSWD = 11.6). Estes pontos, um pouco discordantes, mostram uma perda de chumbo devido possivelmente à atuação de um evento termal em torno de 2,5 Ga. ou no Paleoproterozóico.

Os pontos 2.2 e 3.2 analisados nas zonas de sobrecrecimentos de coloração branca, que apresentam baixos teores de U 108 e 132 ppm respectivamente, e razões Th/U de 1,86 e de 0,26, indicaram uma idade média $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ de 2283 ± 68 Ma., (MSWD= 0.98). Embora esses pontos se apresentem levemente discordantes, considera-se que um evento metamórfico teria afetado essas rochas durante o Paleoproterozóico há aproximadamente 2,2 Ga. A idade de 2322 ± 41 Ma obtida pelo método K-Ar num concentrado de actinolita (alteração de hornblenda), proveniente do dique DB1, poderia representar uma idade intermediária entre a cristalização do referido dique e este evento metamórfico.

A zona de sobrecrecimento escura observada em vários dos grãos de zircão é difusa e irregular. Nesta zona foi analisado o ponto 7.1, que apresentou alto teor de U (1212 ppm) e baixa razão Th/U (0,08). Este dado, praticamente concordante, indica a idade $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ de 2068 ± 15 Ma, que pode ser interpretada como a idade do evento de alteração hidrotermal que afetou o dique estudado.

Tabela 4. Dados isotópicos U-Pb SHRIMP em zircão do dique DB2, Córrego do Sítio.

Labels	Conteúdo de razões elementares					Idades aparentes e seus erros					Razões atômicas			
	U/ ppm	Th/ ppm	Th/U	$\pm$ Th/U	Pb*/ ppm	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	$\pm^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	$\pm^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	% CONC	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	$\pm^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	$^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}$	$\pm^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}$
DB2-1.1	593.97	301.59	0.50775	0.01051	303	2420.63	67.61	2665.98	7.88	90.8	0.18143	0.00086	2.19434	0.07313
DB2-2.1	708.59	373.18	0.52665	0.00217	423	2712.33	21.39	2692.95	6.75	100.7	0.18441	0.00075	1.91166	0.01844
DB2-3.1	854.16	375.21	0.43927	0.00351	505	2726.72	37.65	2730.29	6.91	99.9	0.18863	0.00079	1.89931	0.03207
DB2-4.1	850.47	457.23	0.53761	0.00287	505	2693.94	21.5	2690.83	11.41	100.1	0.18417	0.00127	1.92766	0.01879
DB2-5.1	1304.48	426.89	0.32725	0.00303	634	2390.58	55.73	2568.32	16.38	93.1	0.17109	0.00167	2.22742	0.06188
DB2-6.1	1205.31	402	0.33353	0.00337	589	2405.52	35.13	2506.96	7.46	96	0.16494	0.00073	2.21087	0.03859
DB2-2.2	108.96	203.02	1.86323	0.14974	49	2202.1	196.72	2242.53	53.78	98.2	0.14124	0.00431	2.4558	0.25507
DB2-3.2	132.02	35.12	0.26605	0.00913	53	2066.24	62.8	2312.38	45.52	89.4	0.14709	0.00384	2.64654	0.09356
DB2-7.1	1212.31	99.41	0.082	0.00276	447	2043.64	82.8	2068.71	15.22	98.8	0.12786	0.0011	2.68075	0.12593

Erros são de 1 σ , Pb* indica a porção radiogênica.

O erro da calibração padrão foi de 0.73% (não está incluído nos erros acima, mas se requerem quando se comparam os dados de diferentes colunas).

As incertezas sobre as razões atômicas são de 1 σ .

4.2 ANÁLISES Pb-Pb

Foram realizadas 15 análises isotópicas de Pb em amostras provenientes das rochas metassedimentares hospedeiras da mineralização, dos minerais de minério, em especial nos

concentrados de sulfetos com predomínio de arsenopirita e pirita, dos minerais de ganga do minério (quartzo) e de um veio de quartzo mineralizado. As composições isotópicas de Pb medidas constam na Tabela 5. As composições isotópicas de Pb obtidas foram lançadas no diagrama $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ vs. $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ (Figura 21), com as curvas de evolução isotópica de Pb estabelecidas pelo modelo da Plumbotectônica de Zartman & Doe (1981) para referência. Neste diagrama é possível observar que os pontos relativos aos sulfetos da mineralização situaram-se acima da curva orogênica em direção a curva da crosta superior, mostrando claramente que o Pb destes sulfetos é proveniente de rochas da crosta continental superior.

Tabela 5. Análises Pb-Pb (RT) nas rochas hospedeiras do depósito Córrego do Sítio.

Sítio	Material	$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	Erro % (1 σ)	$^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	Erro % (1 σ)	$^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	Erro % (1 σ)	μ
101S44	MP	20.255	0.013	15.780	0.014	40.044	0.016	10.2
200N52	MP	18.858	0.044	15.693	0.043	38.689	0.044	10
300N27	MP	18.665	0.022	15.645	0.022	38.134	0.024	9.8
399S7	MP	18.885	0.014	15.741	0.014	38.473	0.015	10.2
McBAY5	MG	17.429	0.011	15.429	0.012	36.894	0.016	9.2
101S22	Asp + Py	16.572	0.02	15.459	0.02	36.376	0.02	9.8
200N52	Asp + Py	18.238	0.02	15.604	0.02	38.380	0.01	9.7
300N22	Asp + Py	19.019	0.02	15.633	0.02	37.142	0.02	9.7
DB2(2)	Asp + Py	16.370	0.03	15.499	0.03	36.687	0.03	10.2
101S44	Asp + Py	18.835	0.01	15.606	0.01	36.936	0.01	9.6
101S46	Asp + Py	17.196	0.01	15.669	0.01	37.637	0.01	10.5
300N24	Py Grossa	21.134	0.02	15.890	0.02	37.778	0.02	10.5
DB1(2)	Mt	17.507	0.06	15.530	0.05	37.516	0.05	9.6
101S46	QC	16.580	0.01	15.414	0.01	36.518	0.01	9.5
200N52	QB	17.592	0.02	15.656	0.02	37.25	0.03	10.2

Nota. Composições Isotópicas corrigidas para fracionamento isotópico de 0.11%/ u.m.a para todas as razões $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ e $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$. As razões $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ foram corrigidas para 0.07%/ u.m.a. Quartzo Cinza (QC), Quartzo Branco (QB), Pirita (Py), Arsenopirita (Asp), Magnetita (Mt), metapelito (MP), metagrauvaca (MG). Nota. As arsenopiritas da amostra 300N22 (associadas a metapelitos) foram coletadas no mesmo ponto do quartzo branco.

As composições isotópicas de Pb de quatro das cinco amostras de sulfetos analisadas (Tabela 5) variaram entre 17,196 e 19,019; 15.604 e 15.669 e 36.936 e 38.380 para $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ e $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ respectivamente, definindo o campo A no diagrama da Figura 21. A amostra de sulfetos 101S22 indicou valores menos radiogênicos do que o conjunto anterior, de 16,572; 15,459 e 36,376 para $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ e $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ respectivamente, sugerindo que o Pb desta amostra é derivado de rochas distintas do conjunto anterior, que embora também de crosta continental superior, mas com menor tempo de residência crustal e/ou portadoras de Pb menos radiogênico.

Os pontos analíticos relativos às rochas metapelíticas encaixantes, como seria de se esperar, são mais radiogênicas do que as amostras de minério, e definem no diagrama da Figura 21 o campo B, situado um pouco mais a cima e a direita do que o campo A. este posicionamento sugere que as rochas metapelíticas poderiam ter sido a fonte principal de Pb e também dos metais da mineralização em estudo. A metagrauvaca não mineralizada, que ocorre na área da mina, forneceu

A

$^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$

$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$

B

$^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$

$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$

Legend:

- ▲ METAPELITOS
- ▲ METAGRAUVACA
- MINÉRIO AURÍFERO
- ◆ QUARTZO CINZA
- ◇ QUARTZO BRANCO
- MAGNETITA
- Py GROSSA
- MIN DB2

Diagram A shows the relationship between $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ (y-axis, 15.3 to 15.9) and $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ (x-axis, 15 to 21). Diagram B shows the relationship between $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ (y-axis, 35 to 40) and $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ (x-axis, 15 to 21). Both diagrams include several labeled points and regions (A, B, CS, M, CI, O).

Marta Edith Velásquez David.	Dissertação de Mestrado, IGC-USP	46
------------------------------	----------------------------------	----

O veio de quartzo branco possui composição isotópica de Pb coincidente com o campo A, relativo ao minério, bastante distinta da composição isotópica de Pb do quartzo cinzento, mineralizado que é menos radiogênico. Este fato sugere que as composições isotópicas de Pb dos veios de quartzo do depósito Córrego do Sítio poderiam diferenciar veios mineralizados dos não mineralizados.

O ponto analítico relativo ao dique situou-se, no diagrama da Figura 21, sobre a curva de evolução isotópica de Pb da crosta superior, isto mostra que os fluidos hidrotermais que o afetaram fortemente aportaram uma quantidade significativa de Pb proveniente de rochas crustais, e sugere uma fonte da crosta continental superior para esses fluidos hidrotermais. A magnetita, por sua vez situou-se sobre a curva orogênica em posição intermediária entre a amostra de minério menos radiogênica e o campo A, com minério mais radiogênico.

A pirita grossa, sem vínculo com a mineralização aurífera, apresentou composição isotópica de Pb bem mais radiogênica, em relação ao Pb uranogênico do que os sulfetos da mineralização (21,134; 15,890 e 37.778 para $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ e $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ respectivamente), o que a diferencia claramente da mineralização, sugerindo que sua formação tenha sido posterior aos sulfetos auríferos.

Cabe ressaltar que, quando são consideradas as composições $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, denominadas de thoriogênicas, as diferenças entre as amostras de sulfetos com os dois tipos de veios quartzo e a metagrauvaca não são tão marcantes, conforme pode ser vista no diagrama da Figura 21, o que sugere que a diferença entre as fontes da mineralização seria mais em relação à razão U/Pb do que Th/Pb.

Como a mineralização do depósito Córrego do Sítio foi formada a partir de remobilização de Pb e metais das rochas hospedeiras o método Pb-Pb não é adequado para a definição da idade da mineralização. No entanto, as composições isotópicas de Pb das amostras de rocha total dos metapelitos foram lançadas no diagrama $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ vs. $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, onde a curva de evolução do Pb de Stacey & Kramers (1975) encontra-se exibida para referência (Figura 22). Nesse gráfico a distribuição dos pontos não define um bom arranjo linear, mas foi possível traçar uma linha de ajuste relativa a uma idade de 2,8 Ga., que poderia ser interpretada como próxima da época de formação da rocha fonte dos metapelitos.

Os valores do parâmetro petrogenético atual μ , que representa a razão $^{238}\text{U}/^{204}\text{Pb}$ atual dos materiais analisados, foram calculados para as amostras de rochas metassedimentares dentro do intervalo 9,2 a 10,2 e para as amostras de sulfetos do minério entre 9.5 e 10.5 (Tabela 5). Os valores coincidentes de μ reforçam a hipótese de que os fluidos responsáveis pela mineralização em estudo tenham como componente Pb derivado das rochas metapelíticas encaixantes.

Figura 22. Diagrama $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ vs. $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, para as rochas hospedeiras do minério (metapelito e metagrauvaca-MG), a curva de evolução isotópica de Pb de (Stacey & Kramers 1975) encontra-se lançada para referência.

4.3 ANÁLISES Sm-Nd

A mobilidade dos elementos de terras raras (ETR) em ambientes hidrotermais de alta interação fluido-rocha permite que haja um fracionamento das razões Sm-Nd tanto nas rochas como nos minerais de minério, tornando possível, em alguns casos, o cálculo de isócronas em minerais de minério e nas rochas encaixantes, bem como a determinação do parâmetro ϵ_{Nd} , para a idade da mineralização, que caracterizaria os reservatórios fonte dos fluidos mineralizantes.

Para determinar a assinatura isotópica de Nd no depósito de ouro Córrego do Sítio foram analisadas três amostras de metapelitos (quartzo-clorita xisto), uma amostra de quartzo xisto (metagrauvaca), uma amostra do dique DB2 e sete amostras de concentrados de sulfetos do minério aurífero, cujos dados analíticos são apresentados na Tabela 6.

Tabela 6. Dados analíticos Sm-Nd em rocha total e minerais de minério do depósito Córrego do Sítio.

Sítio	Material	Sm (ppm)	Nd (ppm)	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	Erro	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	Erro	ϵ_{Nd} (0 Ga)	ϵ_{Nd} (0,6 Ga)	ϵ_{Nd} (2,0 Ga)	ϵ_{Nd} (2,7 Ga)
DB-2 (2)	Dique	5.764	22.792	0.1529	0.0005	0.512318	0.000011	-6.24	-2.6	4.9	8.8
101S44	MP	5.155	22.114	0.1410	0.0005	0.511339	0.000007	-25.34	-20.7	-11.1	-6.1
200N31	MP	3.828	17.969	0.1288	0.0005	0.511234	0.000009	-27.38	-21.8	-10.1	-4.0
200N52	MP	3.446	15.234	0.1368	0.0005	0.511318	0.000012	-25.75	-20.8	-10.5	-5.1
300N27	MP	2.425	10.768	0.1362	0.0005	0.511292	0.000009	-26.25	-21.2	-10.8	-5.4
39957MP	MP	4.409	20.288	0.1314	0.0004	0.511245	0.000012	-27.18	-21.8	-10.5	-4.7
McBAY5	MG	3.198	15.518	0.1246	0.0004	0.511023	0.000011	-31.51	-25.5	-13.1	-6.7
101S22	Asp	0.558	1.943	0.1737	0.0006	0.511187	0.000011	28.3-	-26.4	-22.4	-20.4
200N52	Asp	0.584	2.787	0.1266	0.0004	0.511157	0.000015	-28.9	-23.1	-11.0	-4.7
300N22	Asp	0.623	2.779	0.1355	0.0005	0.511245	0.000008	-27.2	-22.1	-11.6	-6.1
200N24	Asp	0.816	3.677	0.1342	0.0005	0.511209	0.000018	-27.9	-22.7	-11.9	-6.4
200N31	Asp + Py	4.395	21.064	0.1262	0.0005	0.511235	0.000012	-27.4	-21.5	-9.4	-3.1
300N27	Asp	0.356	1.408	0.1527	0.0005	0.511994	0.000013	-12.6	-8.9	-1.3	2.6

Nota. Metapelito (MP), Meta-grauvaca (MG), Arsenopirita (Asp), Pirita (Py). Da amostra de minério 300N27 foram extraídas arsenopiritas disseminadas em veios de quartzo cinza, as arsenopiritas da amostra 101S22, estavam disseminadas em metapelitos muito alterados hidrotermalmente localizados na zona de transição com o dique DB1.

Nas amostras das rochas metassedimentares os teores de Sm variam entre 2,42 e 5,155 ppm e para Nd entre 10,77 e 22,11 ppm. Esses valores são considerados como baixos, quando comparados com a média estimada para a crosta continental pré-cambriana (de 4,5 ppm para o Sm e para o Nd > 25 ppm, Taylor & McLennan, 1985), o que sugere que parte das fontes dos sedimentos fossem rochas de natureza ígnea máfica. As razões $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ variam entre 0,1246 e 0,1410 e as razões $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ variam de 0.511023 a 0.511339. Os valores de ϵ_{Nd} , calculados para 2,7 Ga., época estimada para o final da deposição do grupo Nova Lima, variaram entre - 4,0 e - 6,7 esses valores negativos indicam que as fontes dos sedimentos das rochas metassedimentares hospedeiras da mineralização possuíam uma residência crustal significativa. Esse fato é corroborado pelas idades Sm-Nd modelo manto empobrecido, calculadas para essas rochas, que estiveram entre 3,7 e 3,3 Ga.

As idades Sm-Nd modelo manto empobrecido de rochas metassedimentares têm sido consideradas por muitos autores como uma aproximação da idade média dos protólitos crustais que alimentaram a bacia sedimentar original (McCulloch & Wasserbourg, 1978, Allégre & Rousseau 1984, Goldstein *et al.* 1984, McLennan & Hemming 1992). Neste sentido, mesmo considerando que a idade modelo Sm-Nd seja apenas aproximações das idades das fontes das rochas, pode-se considerar que, pelo menos parte dos protólitos das rochas metassedimentares, diferenciaram-se do manto durante o Paleoarqueano.

A amostra do dique DB2, com forte alteração hidrotermal, possui teores de Sm e de Nd de 5,764 ppm e 22,792 ppm respectivamente, uma razão $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ de 0,1529 e de $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ de

0,5123. Como os Elementos Terras Raras possuem mobilidades em fluidos hidrotermais, esses valores podem refletir o processo de interação fluido-rocha que afetou o dique. Devido a que o valor estimado para ϵ_{Nd} para o manto empobrecido, há 2,0 Ga (idade interpretada para o evento de alteração hidrotermal que afetou o dique) é de +3 e o valor do ϵ_{Nd} calculado para 2,0 Ga, do dique é +4,9, sugere-se aqui que o dique (DB-2) seria mais antigo do que 2,0 Ga e o valor obtido para ϵ_{Nd} poderia refletir uma mistura com o fluido hidrotermal ou não ter nenhum significado em virtude da modificação da razão Sm-Nd por eventos hidrotermais posteriores. Considerando-se este caso a idade T_{DM} de 1,81Ga, obtida para o dique DB2 não teria significação geológica.

As análises Sm-Nd realizadas em amostras do minério incluem concentrados de sulfetos provenientes de veios deformados de quartzos com carbonatos (300N27) e de uma rocha metapelítica fortemente alterada por efeitos hidrotermais, com veios de quartzo não deformados (1001S22), Tabela 6. As amostras analisadas apresentam teores de Sm entre 0,356 e 1,739 ppm e de Nd entre 1,408 e 3,677 ppm. As razões $^{147}Sm/^{144}Nd$ variaram de 0,1355 a 0,1737 e $^{143}Nd/^{144}Nd$ entre 0,511157 e 0,511245. Apenas uma amostra de concentrado de arsenopirita + pirita (200N31) apresentou valores (de 4,395 e 21,064 ppm respectivamente) fora dos intervalos de concentração de Sm e Nd acima. Os dados de ϵ_{Nd} calculados para a idade assumida para a mineralização de aproximadamente 2,0 Ga., variam principalmente entre -9,4 e -22,4, indicando que as fontes dos fluidos formadores dos sulfetos são rochas da crosta continental superior.

O cálculo de ϵ_{Nd} (Figura 23) para as rochas metassedimentares hospedeiras da mineralização, também para 2,0 Ga, forneceu valores bastante semelhantes e sugerem que essas rochas forem a fonte principal dos fluidos hidrotermais associados a mineralização aurífera. Na Figura 23 diagrama ϵ_{Nd} vs. T(Ga.), pode observar-se que os pontos relativos á mineralização, há 2,0 Ga, situam-se dentro do campo de evolução das rochas metassedimentares encaixantes, ilustrando a afirmação acima de que as rochas metapelíticas seriam as fontes dos fluidos mineralizantes. A amostra de minério 300N27 (em veio de quartzo cinza) apresentou um ϵ_{Nd} , calculado para 2,0 Ga., de -1,34, bastante menos negativo do que os demais sulfetos, sugerindo que tenha sido formado em época distinta dos demais, ou que tenha uma fonte mais primitiva, vinculada possivelmente às rochas metavulcânica máficas da base do *greenstone belt* Rio das Velhas.

A amostra de minério 101S22 (zona de transição entre metapelitos e dique DB1) com ϵ_{Nd} - 27, têm uma pendente baixa e valores de ϵ_{Nd} que variam entre -20 e -27, sua trajetória reflete uma rehomogeneização por forte influencia hidrotermal durante o evento brasileiro, de tal jeito que as idades anteriores a 0,65 Ga. não têm significado geológico.

Figura 23. Diagrama ϵ_{Nd} vs. $T_{(Ga)}$ De Paolo (1981). Metapelitos (MP), Metagrauvacas (MG), Dique DB2. Na zona sombreada as trajetórias do minério e das rochas hospedeiras.

4.4 ANÁLISES Rb-Sr

As composições isotópicas de Sr foram medidas em sete amostras de rocha total das rochas metassedimentares hospedeiras da mineralização, três amostras de concentrados de sulfetos do minério aurífero e uma amostra de pirita grossa, que ocorre disseminada em toda a área do depósito Córrego do Sítio, os dados analíticos apresentam-se na (Tabela 7). Os resultados analíticos nos metapelitos e na metagrauvaca mostram concentrações de Rb de 61,7 a 164,3 ppm e de Sr 20,36 a 129,7 ppm e $^{87}Sr/^{86}Sr$ de 0,7427 a 0,8588 (Tabela 7), que quando corrigidas para a idade assumida da mineralização (2,0 Ga) indicaram razões isotópicas $^{87}Sr/^{86}Sr$ com valores irreais (Tabela 7).

Considerando-se que eventos de alteração hidrotermal podem produzir homogeneização isotópica de Sr entre os fluidos hidrotermais e os sedimentos finos dos metapelitos, tentativamente os valores analíticos Rb – Sr, quando dispostos no diagrama $^{87}Rb/^{86}Sr$ vs. $^{87}Sr/^{86}Sr$, não apresentam boa colinearidade, indicando que ou não ocorreu a homogeneização isotópica ou houve abertura do sistema Rb-Sr, induzida por eventos metamórficos e/ou hidrotermais posteriores que modificaram a assinatura isotópica Rb-Sr das rochas analisadas.

Tabela 7. Dados analíticos Rb-Sr em rochas e minerais de minério do depósito Córrego do Sítio

Sítio	Material	Rb (ppm)	Sr (ppm)	Rb ⁸⁷ /Sr ⁸⁶	Erro	Sr ⁸⁷ /Sr ⁸⁶	Erro	R(⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr) (2,0 Ga.)
DB-2(2)	Dique	0.92	100.23	0.0267	0.0002	0.74273	0.00024	0.741934
101S-44	MP	97.33	43.51	6.5700	0.0568	0.85903	0.00016	0.663239
200N-31	MP	61.70	20.36	8.8986	0.0765	0.85525	0.00041	0.590059
200N-52	MP	164.3	107.3	4.475	0.038	0.809266	0.000058	0.675919
300N-27	MP	75.0	189.4	1.151	0.006	0.752467	0.000051	0.718171
39957	MP	72.6	128.0	1.657	0.024	0.802150	0.000019	0.752765
McBAY5	MG	115.1	129.7	2.591	0.007	0.798155	0.000032	0.720934
101S22	Apy	0.18	13.01	0.0399	0.0004	0.75465	0.00020	0.75465
200N52	Apy	5.16	3.34	4.4899	0.1812	0.73506	0.00029	0.73488
300N22	Apy	0.98	4.24	0.6685	0.0146	0.73484	0.00033	0.70871
300N24	Py grossa	1.72	1.71	2.9359	0.0556	0.79544	0.00027	0.68069

Nota. Metapelito (MP), Meta-grauvaca (MG), Arsenopirita (Asp), Pirita (Py).

Conforme pode ser observado na Figura 24 o evento neoproterozóico deve ter introduzido ⁸⁷Rb e ⁸⁷Sr nas rochas o que perturbou o sistema isotópico Rb-Sr e fez que os valores calculados, com base nas razões ⁸⁷Rb/⁸⁶Sr atuais, para a razão ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr há 2,0 Ga não tivese maior significado. Mas de toda a forma os dados isotópicos Rb-Sr suportam a idade de 2,2 Ga como a época do evento metamórfico e a idade próxima a 640 Ma como indicação da atuação de um evento metamórfico e/ou hidrotermal neoproterozóico sobre a mineralização Córrego do Sítio.

Figura 24. Diagrama ⁸⁷Rb/⁸⁶Sr vs. ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr das rochas hospedeiras mineralizadas do depósito Córrego do Sítio, mostra-se a possível mistura de fluidos induzida pelos eventos orogênicos transamazônico e brasileiro.

Na Figura 24 compara-se os dois tipos de mineralização (veios 300N27 e disseminado em metapelitos 200N31) com a amostra de metagrauvaca (McBAY5), não mineralizada e que por tanto representaria a razão das rochas metassedimentares hospedeiras antes da mineralização. As setas

vermelhas indicam a entrada de ^{87}Rb e ^{87}Sr no sistema pela via de remobilizações de sulfetos que se hospedaram nos metapelitos. Nesse diagrama se comprova a ocorrência de dois pulsos com diferentes razões $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ que originaram o minério, como identificado nas duas gerações dos principais sulfetos associados às duas ocorrências de ouro.

A composição isotópica de Sr do minério aurífero foi medida em três amostras de concentrados de arsenopirita e pirita e, para efeito de comparação, foi analisada uma amostra de pirita grossa, que não esta relacionada à mineralização Figura 25. As amostras de sulfetos do minério apresentaram razões $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ de 0,7348 a 0,7546, que quando recalculadas para a idade estimada da mineralização, em torno de 2,0 Ga., a exemplo dos metapelitos também indicaram valores sem significação geológica, e mostram que o sistema Rb-Sr foi aberto por eventos de natureza hidrotermal e/ou metamórfica posteriores.

A pirita grossa (300N24), não pertencente à mineralização, apresenta composição isotópica de Sr mais radiogênica do que os minerais de minério analisados, de 0,79544 (atual), sugerindo que se formou posteriormente à mineralização, talvez no Neoproterozóico. No diagrama $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ da Figura 25 pode ser observado que a pirita grossa situa-se em campo distinto daquele definido para os sulfetos da mineralização em estudo.

A amostra do dique DB2, afetado por hidrotermalismo, tem baixas concentrações de Rb, 0,92 ppm e valor de Sr de 100,23 ppm. A razão $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ atual é de 0,74272 (Tabela 7), e mesmo recalculando a razão $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ para o Arqueano, Paleoproterozóico e Neoproterozóico, elas não variam significativamente, devido à baixa razão Rb/Sr. Esses valores de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ próximos a 0,742 são bastante elevados para magmatismo de natureza máfica, embora se situem entre 0,7348 e 0,7546, intervalo obtido para os sulfetos da mineralização, e sugerem que o hidrotermalismo que afetou o dique poderia estar vinculado com a mineralização aurífera em Córrego do Sítio.

Figura 25. Diagrama $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ vs. $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ do minério no depósito Córrego do Sítio, observa-se a dispersão dos pontos analíticos com clara evidência de abertura do sistema Rb-Sr.

5 DISCUSSÃO DE RESULTADOS

Os depósitos de ouro associados às rochas do *greenstone belt* Rio das Velhas ocorrem em íntima relação com camadas de Formação Ferrífera Bandada e rochas de fundo oceânico, que predominam nas unidades inferiores do supergrupo Rio das Velhas, e menos comum no topo, hospedados em rochas metassedimentares pelíticas de fácies turbidíticas. Uma característica dominante destes depósitos é o controle estrutural exercido por uma história tectônica diacrônica de caráter compressivo, registrada em forma de várias foliações por deformação metamórfica, dobras regionais, estruturas rúpteis de falhamento inverso com vergência para leste, e uma tectônica transpressiva que formou zonas de cisalhamento transcorrente (Baltazar & Zucchetti 2005, Noce *et al.* 2005). Esse contexto estrutural permite que corpos deformados de sulfetos maciços apareçam orientados segundo a atitude de falhas reversas e dobras, que ocorra disseminação de sulfetos em zonas de cisalhamento e o preenchimento de estruturas por veios de quartzo com sulfetos e ouro.

A integração de estudos geológicos, geoquímicos, geocronológicos, metalogenéticos e estruturais permitiu que vários autores, tais como (Lobato *et al.* 2001 a,b,c; Baltazar & Zucchetti 2005, Hartman *et al.* 2006, Noce *et al.* 2005, Silva 2006, entre outros), propuseram para as mineralizações de sulfetos maciços dos principais depósitos auríferos do Supergrupo Rio das Velhas uma origem singenética, através de processos exalativos de fundo oceânico e feições de remobilização epigenética, ou simplesmente de natureza epigenética relacionada com eventos tectono - metamórficos arqueanos com posteriores remobilizações induzidas por processos orogênicos proterozóicos.

Algumas feições mineralógicas são comuns em todos os depósitos, como por exemplo: i) o ouro nos corpos de minério associa-se a sulfetos de ferro como pirrotita (FeS), arsenopirita (FeAsS) e pirita (FeS₂), a carbonatos de ferro e, quase sempre, em íntima relação com zonas de alteração hidrotermal, ii) quando o ouro aparece livre é em forma subordinada ou em veios de quartzo com carbonato subordinado. Ocorrem também sobrecrecimento e substituição entre sulfetos, várias gerações de pirita, pirrotita e arsenopirita, além de minerais secundários como clorita, sericita e carbonatos, que indicam a ocorrência de efeitos térmicos e hidrotermais, que afetaram o minério e as rochas encaixantes. Enquanto que a grande totalidade dos depósitos de ouro do Supergrupo Rio das Velhas (grupo Nova Lima), esta hospedada em rochas das Formações Ferríferas Bandadas, o depósito Córrego do Sítio, objeto deste estudo, encontra-se associado às rochas metassedimentares, do topo do grupo Nova Lima.

As rochas metassedimentares hospedeiras da mineralização aurífera Córrego do Sítio apresentaram idades modelo Sm-Nd manto empobrecido entre 3,3 e 3,7 Ga, o que indicaria fontes

antigas para essas rochas. Entretanto, como os metapelitos encontram-se afetados pela mineralização e considerando-se que fluidos hidrotermais podem produzir um fracionamento significativo da razão Sm/Nd, as idades modelos Sm-Nd foram calculadas utilizando-se o modelo de cálculo em dois estágios. Têm sido consideradas duas épocas para o fracionamento da razão Sm/Nd, 2,2 Ga. e 0,6 Ga., que são os períodos mais prováveis para eventuais circulações hidrotermais que afetaram essas rochas. Admitindo-se a época de 2,2 Ga. para o evento hidrotermal, as idades modelo Sm-Nd iriam variar entre 3,26 e 3,12 Ga., o que implicaria em admitir que essas idades sejam mínimas, para pelo menos parte das rochas fonte dos metapelitos.

Se considerarmos que o evento hidrotermal ocorreu no Neoproterozóico, vinculado à orogenia Brasileira, as idades modelo Sm-Nd variariam entre 2,97 e 2,70 Ga. idade parecida à do magmatismo félsico do Supergrupo Rio das Velhas que é de 2776 ± 6 Ma. (Machado *et al.* 1992, Machado & Carneiro 1992), assim mesmo, essas rochas vulcânicas seriam para Noce *et al.* (2005) a fonte das rochas metapelíticas, dessa forma pode-se admitir que a última circulação hidrotermal importante, na área do depósito Córrego do Sítio, provavelmente ocorreu há cerca de 600 Ma. Os valores de ϵ_{Nd} , calculados para 2,7 Ga., idade estimada para a deposição dos metapelitos, variaram entre -4 e -6,7. Esses valores, pouco negativos de ϵ_{Nd} , sugerem que as rochas fonte não possuíam um tempo de residência crustal muito longo (~1 Ga), o que é coerente com a hipótese da fonte vulcânica para os metapelitos, acima descrita.

As composições isotópicas de Pb dos metapelitos hospedeiros, quando lançadas no diagrama Pb-Pb, situaram-se próximas a uma reta com inclinação relativa à idade de 2,8 Ga. (Figura 22), a qual foi interpretada como a idade média das rochas fonte do Pb incorporado nas rochas metassedimentares encaixantes da mineralização.

No diagrama uranogênico, estabelecido pelo modelo da Plumbotectônica, o Pb nos metapelitos evoluiu a partir de um reservatório de mistura (orogênico) para a crosta superior, sem perturbações significativas de fracionamento do Pb, mas com incremento do chumbo radiogênico e por tanto aumento da razão $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ devido à mistura de fontes. Nos sulfetos associados aos metapelitos (amostras 1001S22, 101S44, 200N52, 300N22), o fracionamento do Pb na arsenopirita ocorreu com o aumento do chumbo ^{206}Pb e conseqüente incremento da razão $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ devido à mistura de fontes (reservatório orogênico) possivelmente induzido por processos de remobilização hidrotermal ou de metamorfismo.

O posicionamento no diagrama uranogênico dos pontos relativos aos metapelitos, com razão U/Pb atual significativa, à direita e com a mesma tendência dos sulfetos da mineralização corroboram a sugestão de que os metapelitos seriam uma das principais fontes dos metais nos fluidos hidrotermais, mostrando a eficiência do processo de interação fluido-rocha encaixante nas células de circulação hidrotermal do depósito Córrego do Sítio.

A arsenopirita da amostra 300N27 (procedente de veios deformados de quartzo cinza mineralizados) não reflete uma clara relação com as rochas hospedeiras. A idade de extração é de 2,65 Ga. que pode ser interpretada como uma mineralização relacionada com veios de quartzo gerados durante o evento orogênico Rio das Velhas. Já as arsenopiritas da amostra 101S22 disseminadas em metapelitos (procedente da zona de transição entre as rochas metapelíticas encaixantes e o dique DB1) apresenta modificação isotópica próximo de 0,65 Ga., possivelmente induzida por alteração hidrotermal durante a orogênese Brasileira. Sua proximidade ao contacto com o dique DB1 (zona de transição e à estrutura por onde circularam fluidos) deve ter gerado nela fortes efeitos hidrotermais, o anterior somado à presença de veios de quartzo não deformados poderia explicar o porquê de essa arsenopirita possuir um registro isotópico diferente das outras amostras.

O controle estrutural por zonas de cisalhamento e foliação com orientação NE, que apresenta o minério em Córrego do Sítio deve ter servido como zona de fraqueza para a acomodação de veios de quartzo. O dobramento anticlinal das rochas hospedeiras deveu facilitar a concentração de processos de alteração hidrotermal nos eixos de dobras. O fato de que o ouro no minério se associe com sulfetos de ferro, arsenopirita I e pirrotita II (orientados segundo S_2), e disseminados preferencialmente em zonas de cisalhamento, sugere que a organização estrutural das rochas hospedeiras teve um papel importante para a movimentação de fluidos e que o alojamento da mineralização enriquecida em ouro foi favorecido por *armadilhas estruturais* nas que as alterações hidrotermais atuaram mais acentuadamente.

Análises petrográficas da mineralização mostram três eventos de cristalização de sulfetos e sulfosais relacionados com o minério de ouro estudado que registram características estruturais e geológicas diferentes. Os primeiros sulfetos pirita e pirrotita parecem ter-se cristalizado junto, ou pouco depois, da deposição das rochas metassedimentares, seguidos de um estágio onde o ferro e o enxofre combina-se com outros cátions, como Cu e Zn, possivelmente aportados por fases tardias de processos hidrotermais. Esse evento possivelmente esteve relacionado com o metamorfismo registrado no dique de rochas máficas, datado há 2518 Ma.

A geração dos sulfetos arsenopirita I, pirita II e pirrotita II associados a rutilo hematita e ouro, ocorreram por um evento tectonometamórfico posterior, que deformou a rocha, induziu a recristalização de alguns minerais preexistentes e favoreceu a disseminação dos sulfetos. A ocorrência de veios através dos que se mobilizaram fluidos hidrotermais, e nos que se cristalizaram sulfetos associados com sulfosais, quartzo e ouro, marcaria um processo epigenético de mineralização tal vez no final de dito evento há 2.068 Ma. tal como se observa no diagrama da Figura 20 e sugerido pela idade U- Pb em zircão.

Um forte evento hidrotermal Neoproterozóico causaria a cristalização da pirita III, pervasiva nos litotipos existentes no depósito Córrego do Sítio, como indicado pelas idades modelo

TDM Sm-Nd e como sugerido pela entrada de ^{87}Rb e ^{87}Sr entorno de 650 Ma., segundo observado nos diagramas da Figura 23 e da Figura 24 respectivamente.

O dique máfico DB2 (estéril em ouro), mas alterado hidrotermalmente, como visto no Capítulo 3.5, foi datado por U - Pb (SHRIMP) e indicou a idade de 2068 Ma para o evento hidrotermal. Considerando-se que os fluidos hidrotermais que afetaram este dique são os mesmos que foram responsáveis pela mineralização, a tendo em vista a composição isotópica de Sr similar á do minério, (Capítulo 4.4), pode-se admitir, em caráter preliminar, a idade próxima há 2,0 Ga. como a época da deposição do minério no depósito Córrego do Sítio.

O registro isotópico Sm-Nd do dique DB2 (diagrama de DePaolo (1981), apresentado na Figura 23), reflete o fato dos fluidos hidrotermais fracionarem diferencialmente a partir de rochas de distintas composições e, portanto definiram uma trajetória de evolução com características diferentes das que apresenta a mineralização aurífera.

Na sistemática Rb-Sr as diferentes razões $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ e $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ do minério disseminado e em veios mostra claramente dois pulsos de mineralização de sulfetos, e a alteração do sistema por fluidos hidrotermais que introduziram ^{87}Rb e ^{87}Sr durante os eventos orogênicos Transamazônico e Brasileiro.

Idades de cristalização de diques noríticos na região do Quadrilátero Ferrífero de $2,658 \pm 44$ Ma (Sm-Nd em minerais e rocha total) reportadas por Pineise (1997) e Chaves (2001), representariam as fases finais do evento orogênico Rio das Velhas (em torno de 2.780 - 2.700 Ma). A idade U-Pb (SHRIMP) de 2694 Ma, obtida para a cristalização do dique DB2 de Córrego do Sítio, fornece a idade mínima para deposição da unidade estratigráfica Córrego do Sítio (topo do Grupo Nova Lima). Evidências de re-homogeneização isotópica tardia, aparecem registradas nas porções internas da borda externa de alguns cristais de zircão, indicando idade discordante próxima de 2540 Ma. Esta idade é interpretada como de recristalização induzida possivelmente por processos metamórficos, que coincidem com a idade de 2592 ± 39 Ma. obtida para a alteração hidrotermal associada à mineralização do depósito Cuiabá, reportada por Silva (2006) e com a concentração próxima de 2550 Ma. para as idades modelo em galena, reportadas por Torpe *et al.* (1984) para algumas mineralizações do *greenstone belt* Rio das Velhas.

Os dados isotópicos de Sr, Pb e Nd obtidos neste trabalho sugerem que a mineralização aurífera do depósito Córrego do Sítio formou-se há cerca de 2,0 Ga. atrás, a partir de processos de remobilização de metais de rochas metassedimentares do grupo Nova Lima, e significativa perturbação durante o Neoproterozóico, em torno de 650 – 600 Ma, por ação de eventos termais relacionados à evolução da orogenia brasileira, que ocorreu na borda sul do cráton do São Francisco. Os efeitos dessa orogenia, na área cratônica (oeste do Quadrilátero Ferrífero), podem ser atestados pelas idades K-Ar e Rb-Sr em biotita, anfíbio e rocha total no intervalo de tempo entre 650 e 450 Ma. obtidos para as rochas que ocorreram na região do complexo Bonfim (Teixeira

1985), que indicam uma sobre imposição de episódios tectonotermiais mais jovens de caráter regional.

Análises isotópicas Re-Os, realizadas em associação com esta pesquisa por Kirk (2006 em preparação), foram executadas em sulfetos enriquecidos em Os e As provenientes da zona mineralizada de alto teor aurífero do depósito Córrego do Sítio (arsenopirritas disseminadas em metapelitos com veios de quartzo cinza mineralizados, amostra 200N61). Esses dados indicaram idade preliminar para a deposição do ouro em torno de 2,2 – 2,1 Ga. (Figura 26). As concentrações de Os e as razões Re/Os desses sulfetos são bem similares àquelas observadas em outros depósitos auríferos associados a seqüências do tipo *greenstone belt*.

Figura 26. Diagrama Re-Os dados de mineral rico em arsênico do depósito Córrego do Sítio (amostra 200N61), cedido por Kirk J, em preparação.

A interação entre o Os contido na mineralização paleoproterozóica original com o Os derivado de fluidos hidrotermais tardios, de cerca de 600 Ma., provavelmente produziram a reta de mistura observada em pirita empobrecida em As e Os, provenientes das rochas não mineralizadas (Figura 27). A assinatura isotópica de Os observada nas fases mais tardias são similares àquelas da crosta superior, bem como do ouro e sulfetos derivados de depósitos de ouro não hospedados em seqüências do tipo *greenstone belt* e, portanto sugerem que os fluidos mineralizantes foram derivados por metamorfismo regional sobre rochas da crosta continental superior, o que explicaria as assinaturas isotópicas de Pb, Sr e Nd obtidas nos sulfetos estudados em amostras similares do mesmo depósito.

Figura 27 Diagrama Re-Os para uma possível mistura entre três componentes na mineralização do depósito Córrego do Sítio em 600 Ma. Cedido por Kirk J, em preparação.

5.1 INTERPRETAÇÕES SOBRE A MINERALIZAÇÃO DO DEPÓSITO CÓRREGO DO SÍTIO

Com base nas características qualitativas dos sulfetos observadas por microscopia ótica e tendo em conta os resultados isotópicos obtidos para o minério se apresentam algumas interpretações sobre a paragénese do mesmo (Figura 28). No *minério disseminado* os sulfetos pirita I e pirrotita I se apresentam alojados seletivamente nos limites entre camadas de pelitos e de metagrauvacas, seu caráter poroso, fraturado, seu hábito particular, íntima associação e paralelismo com a foliação principal (S_2), sugerem que a sua geração seja pré a sin-deformação.

O sulfeto arsenopirita I, pode ter sido gerado por um processo de substituição da pirita I, possivelmente induzido por um evento térmico ou metamórfico. Esta arsenopirita estaria acompanhada da cristalização de hematita, rutilo e ouro, no final desse possível evento apareceriam os sulfetos acessórios do tipo calcopirita, esfalerita, e as inclusões de cubanita na arsenopirita I.

A partir de um segundo evento mineralizante cristalizaram pirita, pirrotita de segunda geração e arsenopirita I. a arsenopirita II seria posterior a este evento.

No *minério em veios* a ocorrência dos sulfetos pirrotita, arsenopirita, pirita, e das sulfosais berthierita com inclusões de galena e exoluções de antimonita, e de ouro livre, estaria relacionada com a formação dos veios de quartzo. Ao final do pulso hidrotermal, se formariam cubanita e gersdorffita; calcopirita e boulangerita seriam minerais tardios a este pulso mineralizante.

A pirita grossa (Py III), que aparece disseminada em todas as rochas, e a ullmanita formada como mineral de borda na pirrotita, se formariam por último durante o evento hidrotermal Neoproterozóico que afetou a rocha.

No depósito estudado a presença de sulfetos (de duas gerações) com texturas em agregados e disseminados, e microestrutura do minério tanto em corpos alongados, foliados e deformados por cisalhamento, como em veios, podem ser entendidas como consequência de eventos sucessivos tectonometamórficos sobrepostos, que geraram transformações minerais e remobilizações de fluidos, através dos quais se consolidou a trama e composição do minério.

As duas gerações de ouro ocorreram mediante mecanismos distintos, a primeira deve ter sido depositada com as arsenopirritas I que é o sulfeto mais abundante e a ocorrência de rutilo, hematita e tetraedrita pela circulação de fluidos ricos em ferro através das rochas metapelíticas. A última esteve associada à cristalização de sulfetos e sulfosais em enxames de veios de quartzo cinza com carbonatos.

Figura 28. Cristalização dos sulfetos que constituem os minérios do depósito Córrego do Sítio.

5.2 CONTEXTUALIZAÇÃO COM OUTROS DEPÓSITOS DA REGIÃO

Segundo o conhecimento geológico e estratigráfico até hoje divulgado o depósito de ouro Córrego do Sítio é o único explorado no topo do *greenstone belt* Rio das Velhas, portanto não existem depósitos homólogos com estudos geocronológicos e isotópicos no Q. F, com os quais possa ser comparado. Entretanto, com a finalidade de se compreender as relações de idades e de fontes entre a mineralização em estudo e outros depósitos auríferos associados à *BIF* do *greenstone belt* Rio das Velhas, em especial o depósito de São Bento que esta situado a 5 km a NE, são aqui comentados, de forma integrada, os dados isotópicos obtidos neste trabalho com os reportados para a mineralização do depósito São Bento por Martins (em preparação), e de Cuiabá por Silva (2006) e Lobato *et al.* 2001a.

As composições isotópicas de Pb das rochas hospedeiras e das mineralizações nos depósitos Cuiabá, São Bento e Córrego do Sítio (Tabela 8) encontram-se lançadas no diagrama $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ vs. $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ com as curvas de evolução isotópica de Pb estabelecidas pelos modelos Stacey & Kramers (1975), Figura 29 e da plumbotectônica de Zartman & Doe (1981), Figura 30 para referência. Nesses diagramas pode ser observado que as Formações Ferríferas em São Bento apresentaram composição isotópica de Pb bastante homogêneas, situando-se próximas a 2,7 Ga. com Pb predominantemente de origem mantélica. Amostras dos veios de quartzo mineralizados situaram-se próximos há 2,0 Ga., mas já indicando fontes crustais para o Pb. Por sua vez os metapelitos apesar de existirem apenas três amostras analisadas indicaram uma composição isotópica de Pb bastante heterogênea, principalmente em relação à composição $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$.

Tabela 8. Dados isotópicos Pb-Pb dos depósitos Córrego do Sítio, São Bento e Cuiabá.

Depósito	Sítio	Material	$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	Erro % (1s)	$^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	Erro % (1s)	$^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	Erro % (1s)
CDS	101S44	MP	20.255	0.013	15.780	0.014	40.04	0.016
	200N52	MP	18.858	0.044	15.693	0.043	38.69	0.044
	300N27	MP	18.665	0.022	15.645	0.022	38.13	0.024
	39957	MG	18.885	0.014	15.741	0.014	38.47	0.015
	McBAY5	MG	17.429	0.011	15.429	0.012	36.89	0.016
	DB2(2)	Asp + Py	16.370	0.027	15.499	0.027	36.687	0.027
	101S22	Asp + Py	16.572	0.015	15.459	0.016	36.376	0.021
	101S44	Asp + Py	18.835	0.011	15.606	0.011	36.936	0.011
	101S46	Asp + Py	17.196	0.006	15.669	0.006	37.637	0.006
	200N52	Asp + Py	18.238	0.016	15.604	0.006	38.380	0.006
	300N22	Asp + Py	19.019	0.017	15.633	0.018	37.142	0.018
	300N24	Py grossa	21.134	0.020	15.890	0.021	37.778	0.021
	101S46	Qrtzo Cinza	16.580	0.009	15.414	0.010	36.518	0.011
		Qrtzo Branco						
	200N52		17.592	0.022	15.656	0.024	37.250	0.032
São Bento	8860	MP	19.458	0.051	15.560	0.052	39.94	0.054

Depósito	Sítio	Material	$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	Erro % (1s)	$^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	Erro % (1s)	$^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	Erro % (1s)
	IF 64122.71m	MP	14.561	0.008	15.070	0.008	34.16	0.008
	SJ 01A 1ª parte	<i>BIF</i>	13.436	0.007	14.546	0.007	33.19	0.008
	SJ 01A 2ª parte	<i>BIF</i>	13.482	0.015	14.552	0.016	33.23	0.016
	SJ 01A 4ª parte	MP	14.405	0.023	14.649	0.023	34.04	0.024
	8809	Veio de Qtzo	15.145	0.017	15.114	0.016	34.68	0.017
	25.2220 P1	Asp + Py	14.171	0.286	14.791	0.293	33.763	0.299
	25.2220 P2	Asp + Py	14.425	0.023	14.889	0.023	34.031	0.024
	25.2220-B	Asp + Py	14.510	0.008	14.912	0.004	34.102	0.008
	SB 19 1ª parte	Sulfeto	14.679	0.026	14.947	0.023	34.169	0.028
	SB 20 1ª parte	Sulfeto	14.346	0.012	14.887	0.011	33.998	0.012
	SB 20 2ª parte	Sulfeto	14.542	0.008	14.913	0.008	34.151	0.008
	SB 23 1ª parte	Sulfeto	13.882	0.010	14.881	0.009	33.653	0.009
	SB 23 2ª parte	Sulfeto	14.007	0.023	14.876	0.024	33.660	0.026
	SS 607/9	Sulfeto	13.878	0.016	14.791	0.016	33.552	0.017
	264idsGav03	Sulfeto + Qtzo	15.900	0.069	15.164	0.070	35.384	0.071
	2522201 idn	Sulfeto	14.518	0.085	15.204	0.097	34.858	0.110
	SB-20	Sulfeto	14.085	0.016	14.868	0.015	33.858	0.016
	SS 391/10B	Sulfeto	13.788	0.010	14.753	0.007	33.542	0.007
	252020w2ids	Py	14.411	0.039	15.001	0.042	34.256	0.043
	TM-01	Py	16.563	0.007	15.221	0.007	36.319	0.008
	SB-20	Qtzo	14.353	0.031	14.892	0.033	34.061	0.034
	2618604idn	Qtzo	16.649	0.031	15.311	0.031	36.275	0.030
	26.1850-41	Qtzo	16.501	0.011	15.301	0.011	36.100	0.012
	RD-38	Qtzo	14.802	0.032	15.074	0.032	34.287	0.033
	IF 64122.71m	Qtzo	14.561	0.008	15.070	0.008	34.160	0.008
	SS 391/10A	Qtzo	14.460	0.029	14.904	0.029	34.243	0.029
	252020wids	Qtzo	14.445	0.050	14.989	0.052	34.217	0.054
Cuiabá	MC-47	MP	18.500	0.004	15.120	0.004	37.70	0.005
Silva 2006	MC 1	py	14.411	0.037	14.917	0.035	34.145	0.038
	MC1A	py	14.619	0.008	14.933	0.008	34.086	0.009
	MC 55	py	13.560	0.014	14.715	0.013	33.460	0.015
	MC 60	py	13.726	0.001	14.782	0.001	33.567	0.023
	MC 65A	py	13.776	0.021	14.797	0.022	33.697	0.021
	MC 65B	py	13.724	0.006	14.713	0.004	33.419	0.004
	MC 5	py	13.679	0.024	14.750	0.024	33.446	0.026
	MC 0	py	14.004	0.006	14.751	0.006	33.607	0.006
	MC3 L1	py	14.007	0.001	14.848	0.001	33.816	0.040
	MC 6L1	py	13.927	0.015	14.795	0.015	33.713	0.014
	7FGS-8-G2-A	py	13.642	0.004	14.735	0.004	33.427	0.005
	7FGS-5-G4	py	13.676	0.006	14.742	0.006	33.457	0.006
	7FGS-8-G2-B	py	13.807	0.008	14.820	0.008	33.632	0.009
	7FGS-5-G3	py	13.745	0.005	14.750	0.005	33.491	0.005
	7FGS-8-G5	py	13.757	0.125	14.850	0.080	33.425	0.085

Nota. Córrego do Sito (CDS), Metapelito (MP), Metagrauvaca (MG), Rocha total (RT), Pirita (Py), Arsenopirita (Asp), Pirrotita (Po), magnetita (Mt), Quartzo (Qtzo). Dados tomados de Silva (2006) e Lobato *et al.* 2001a para Cuiabá e de Martins (em preparação) para São Bento.

Comparados os dados isotópicos dos Depósitos São Bento e Cuiabá com os de Córrego do Sítio se têm que: os metapelitos hospedeiros da mineralização no depósito Córrego do Sítio apresentaram também composição isotópica heterogênea, muito mais radiogênica, em especial a razão $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, sugerindo que são rochas de origem e idade distintas das seqüências metassedimentares de São Bento e de Cuiabá. De igual maneira o veio de quartzo mineralizado em Córrego do Sítio indicou composição isotópica mais radiogênica do que os veios em São Bento.

Figura 29. Diagrama $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ vs. $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ com a curva de evolução isotópica de Pb de (Stacey & Kramers 1975) lançada como referência. A) os metapelitos hospedeiros dos depósitos Cuiabá, São Bento e Córrego do Sítio, B) os minérios de Cuiabá, São Bento e Córrego do Sítio (amarelo). Dados tomados de Silva (2006) e Lobato *et al.* 2001a para Cuiabá e de Martins (em preparação) para São Bento.

Figura 30. Diagrama $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ vs. $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ com as curvas do modelo da plumbotectônica de Zartman & Doe (1981) colocadas como referência para os depósitos São Bento, Cuiabá e Córrego do Sítio. A) Rochas hospedeiras, B) Minérios. Pirita (Py), Pirrotita (Po), Arsenopirita (Asp), Quartzo (Qz), Metapelito (MP), *Banded Iron Formation* (BIF). Dados tomados de Silva (2006) e Lobato *et al.* 2001a para Cuiabá e de Martins (em preparação) para São Bento.

As amostras de sulfetos da mineralização aurífera em São Bento e Cuiabá apresentaram composição isotópica de Pb heterogênea, típica de fluidos derivados de seqüências

metavulcanossedimentares nas que foi incorporado Pb derivado do manto e de rochas da crosta continental de diversas naturezas. Os pontos situaram-se próximos das composições isotópicas de Pb, para os reservatórios terrestres, referentes há 2,7 Ga. Por sua vez as amostras de sulfetos procedentes da mineralização de Córrego do Sítio apresentaram composição isotópica de Pb mais radiogênicas do que os sulfetos de São Bento e muito mais que os de Cuiabá, eles se situam à direita e com a mesma tendência evolutiva do Pb dessas mineralizações. Esse posicionamento dos pontos analíticos sugere que a mineralização de Córrego do Sítio é mais jovem do que em Cuiabá e São Bento e que o Pb dos sulfetos do depósito em estudo poderiam ter sido derivados de mineralização similar à encontrada no depósito São Bento, através de mobilizações produzidas por eventos térmicos e/ou metamórficos posteriores.

A razão Sm/Nd, que não varia fortemente durante os processos geológicos crustais, pode ser utilizada no auxílio de identificação de fontes de fluidos mineralizantes. Dados do minério e rochas hospedeiras dos três depósitos (Tabela 9) mostrados no diagrama $^{147}\text{Sm}/^{143}\text{Nd}$ vs. $^{144}\text{Nd}/^{143}\text{Nd}$ da Figura 31 encontra-se lançado o campo estabelecido para os sulfetos das mineralizações de ouro dos depósitos São Bento, Córrego do Sítio e Cuiabá, mostrando uma variação significativa das razões $^{147}\text{Sm}/^{143}\text{Nd}$, de 0,10 a 0,18 e $^{144}\text{Nd}/^{143}\text{Nd}$, de 0,5109 a 0,5118. Os pontos relativos ao depósito Córrego do Sítio, com exceção de um ponto, situaram-se dentro do campo definido para São Bento. Os pontos de Cuiabá variam em um intervalo muito mais amplo do que em São Bento.

Tabela 9. Dados analíticos Sm-Nd dos depósitos Córrego do Sítio, São Bento e Cuiabá.

Depósito	Sítio	Material	Sm (ppm)	Nd (ppm)	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	Erro	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	Erro	$f_{\text{Sm}/\text{Nd}}$	T_{DePaolo} (Ga)	$\epsilon_{\text{t}(0)}$
CDS	101S22	Asp	0.558	1.943	0.1737	0.0006	0.511187	0.000011	-0.12	---	-28.30
	200N52	Asp	0.584	2.787	0.1266	0.0004	0.511157	0.000015	-0.36	3.4	-28.88
	300N22	Asp	0.623	2.779	0.1355	0.0005	0.511245	0.000008	-0.31	3.6	-27.18
	200N24	Asp	0.816	3.677	0.1342	0.0005	0.511209	0.000018	-0.32	3.6	-27.87
	200N31	Asp	4.395	21.064	0.1262	0.0005	0.511235	0.000012	-0.36	3.2	-27.37
	300N27	Asp	0.356	1.408	0.1527	0.0005	0.511994	0.000013	-0.22	2.6	-12.56
	McBAY5	MG	3.197	15.518	0.1246	0.0004	0.511023	0.000011	-0.37	3.5	-31.5
	101S-44	MP	5.154	22.113	0.1409	0.0004	0.511339	0.000007	-0.28	3.7	-25.3
	200N-31	MP	3.828	17.968	0.1288	0.0005	0.511234	0.000009	-0.35	3.3	-27.4
	200N-52	MP	3.446	15.233	0.1368	0.0004	0.511318	0.000012	-0.30	3.5	-25.8
	300N-27	MP	2.424	10.767	0.1361	0.0004	0.511292	0.000009	-0.31	3.5	-26.2
	39957	MP	4.409	20.288	0.1314	0.0004	0.511245	0.000012	-0.33	3.4	-27.2
São Bento	25-2220	Py +Asp	0.075	0.369	0.1228	0.0004	0.511291	0.000011	-0.38	2.9	-26.27
	25-2220 P1	Py +Asp	0.092	0.548	0.1015	0.0004	0.510970	0.000017	-0.48	2.8	-32.53
	25-2220 P2	Py +Asp	0.062	0.378	0.0998	0.0003	0.510913	0.000015	-0.49	2.8	-33.65
	SB 20 1°P	Sulfeto	0.055	0.271	0.1231	0.0004	0.511277	0.000015	-0.37	3.0	-26.55
	SB 20 2° P	Sulfeto	0.080	0.272	0.1787	0.0006	0.511682	0.000015	-0.09	8.6	-18.65
	SB 23 1°P	Sulfeto	0.098	0.407	0.1449	0.0005	0.511261	0.000015	-0.26	4.1	-26.86
	SB 23 2°P	Sulfeto	0.083	0.321	0.1570	0.0005	0.511404	0.000012	-0.20	4.7	-24.08

Depósito	Sítio	Material	Sm (ppm)	Nd (ppm)	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	Erro	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	Erro	$f_{\text{Sm}/\text{Nd}}$	T_{DePaolo} (Ga)	$\epsilon_{(0)}$
	SS 391/10	Sulfeto	0.122	0.726	0.1017	0.0004	0.510973	0.000013	-0.48	2.8	-32.49
	TM-01	Py	0.142	0.710	0.1213	0.0004	0.511069	0.000012	-0.38	3.3	-30.60
	8860	MP/RT	4.658	22.861	0.1232	0.0004	0.511110	0.000013	-0.37	3.3	-29.8
Cuiabá	MC-1	Py porfiro	0.032	0.112	0.1752	0.0015	0.511596	0.000033		7.4	188.0
	MC-55	Py porfiro	0.010	0.030	0.2082	0.0008	0.512462	0.000022		---	486.7
	* MC-11	Po em veio	0.001	0.001	0.2243	0.0071	0.513508	0.000690		-6.9	94655.8
	MC-64	Po	0.034	0.140	0.1483	0.0005	0.511594	0.000014		3.4	37.2
	* MC-0	Mt	0.005	0.038	0.0840	0.0006	0.510995	0.000026		2.4	30.7
	MC-60	Py fina	0.186	0.574	0.1957	0.0007	0.512062	0.000018		---	191.2
	MC-65	Py fina	0.035	0.168	0.1264	0.0006	0.511469	0.000012		2.7	26.0
	MC-47	MP/RT	5.456	24.617	0.1340	0.0005	0.511243	0.000012	-0.32	3.5	-27.2

Nota. Córrego do Sítio (CDS), Metapelito (MP), Metagrauvaca (MG), Rocha total (RT), Pirita (Py), Arsenopirita (Asp), Pirrotita (Po), magnetita (Mt). Dados tomados de Silva (2006) e Lobato *et al.* 2001 a, para Cuiabá e de Martins (em preparação) para São Bento.

Figura 31. Diagrama $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ vs. $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ para o minério dos depósitos São Bento, Cuiabá e Córrego do Sítio. Dados tomados de Silva (2006) e Lobato *et al.* 2001 a, para Cuiabá e de Martins (em preparação) para São Bento.

No diagrama da variação do valor de ϵ_{Nd} vs. Tempo Geológico da Figura 32, pode ser observado que os valores calculados de ϵ_{Nd} situaram-se dentro do campo definido para a mineralização de São Bento e parcialmente para Cuiabá. Estes fatos corroboram com as evidências dos isótopos de Pb de que os fluidos mineralizantes do depósito Córrego do Sítio podem ter sido derivados de pacotes mineralizados similares àqueles que ocorrem no depósito São Bento.

A partir da comparação das assinaturas isotópicas de Pb, Nd, e Sr, obtidas para mineralização Córrego do Sítio com as composições isotópicas de outros depósitos pode-se admitir que o minério se originou a partir das rochas hospedeiras devido a remobilizações de metais desde a *BIF* tipo São Bento em dois pulsos causados tanto por processos metamórficos (arsenopirita de primeira geração e ouro associado), como epitermais (ouro livre em veios e acompanhado de sulfetos e sulfosais) durante a orogenia transamazônica com posteriores e significativas perturbações hidrotermais induzidas pela orogêneses brasileira.

Figura 32. Diagrama de evolução isotópica de Nd do minério nos depósitos Cuiabá (linhas vermelhas), São Bento (cinza) e Córrego do Sítio (amarelo). Dados tomados de Silva (2006) e Lobato *et al.* 2001 a para Cuiabá e de Martins (em preparação) para São Bento.

6 CONSIDERAÇÕES FINAIS

Neste trabalho, apesar de não ter sido possível a definição clara da idade da mineralização aurífera do depósito Córrego do Sítio, foram obtidos dados isotópicos que permitiram a caracterização das fontes dos fluidos mineralizantes, o estabelecimento de uma evolução polícíclica para a mineralização e a sugestão dos eventos que atuaram nos processos de circulação hidrotermal na área de estudo. Nesse sentido, qualquer modelo sobre a gênese do minério do depósito Córrego do Sítio deverá considerar, além dos critérios geológicos gerais estabelecidos para as mineralizações auríferas do Quadrilátero Ferrífero já disponíveis, como por exemplo, em Lobato *et al.*, (2000), os seguintes aspectos:

- ✓ A mineralização é mais jovem do que aquela que ocorre no depósito São Bento, é polícíclica e formada possivelmente no Paleoproterozóico, na orogenia transamazônica e remobilizada no Neoproterozóico, durante o ciclo Brasileiro.
- ✓ Os fluidos mineralizantes foram produzidos no âmbito das rochas metavulcano-sedimentares do *Greenstone Belt* Rio das Velhas, e a interação entre os fluidos e os metapelitos carbonosos hospedeiros da mineralização foi importante.
- ✓ Os fluidos aquosos e carbônicos devem ter retirado o ouro das Formações Ferríferas Bandadas, migrando através de estruturas como falhas e zonas de cisalhamento, e ascendido para os metapelitos grafitosos onde o ouro precipitou.
- ✓ A geração e migração desses fluidos deveram ocorrer no Paleoproterozóico induzidas pelos processos metamórficos que formaram as rochas do grupo Nova Lima, sua recirculação hidrotermal, no Neoproterozóico, teria sido produzida pelos efeitos térmicos da orogenia brasileira, que atuou na borda sul do Cráton do São Francisco.
- ✓ Considerando a idade U-Pb (SHRIMP) de 2694 ± 34 Ma. como a época de cristalização do dique DB2, que corta os metapelitos hospedeiros da mineralização e que estas rochas são derivadas das rochas metavulcânicas félsicas datadas em 2,77 Ga., fato este corroborado pelos dados Sm-Nd aqui apresentados, pode-se admitir um intervalo de tempo de cerca de 80 Ma para a deposição das rochas encaixantes, entre 2,77 e 2,69 Ga., portanto a mineralização é posterior a esta época.
- ✓ A mineralização é epigenética e os fluidos responsáveis pela sua formação seriam predominantemente metamórficos.
- ✓ A paragénese do minério reflete três estágios de cristalização de sulfetos de ferro e ouro subordinado, que se associam com zonas de alteração hidrotermal da rocha hospedeira

em presença de veios de quartzo, ele aparece tanto disseminado em metapelitos como embebido em veios de quartzo e carbonatos.

- ✓ O ouro está em liga principalmente com mercúrio e prata, se apresenta em pequenos grãos inclusos em arsenopirita II, em veios de quartzo e carbonato, livre e subordinadamente incluso em hematita.

Os minerais de alteração hidrotermal em zonas de transição de metapelitos para veios e venulações de quartzo mostram uma associação principal de sericita + clorita + carbonato que sugere uma origem epitermal.

A disposição dos corpos de minério de ouro e sulfetos está influenciada por estruturas como foliação, zonas de cisalhamentos, e dobras com atitudes NE e vergência para leste, elas caracterizam a orientação preferencial do minério, e são uma feição estrutural dos depósitos no *greenstone belt* Rio das Velas.

Os corpos mineralizados estão relacionados a falhas inversas com direção NW, que serviram de conduto para a circulação de fluidos entre as Formações Ferríferas e as rochas metapelíticas hospedeiras da mineralização. Esses fluidos devem ter desenvolvido a célula de circulação hidrotermal também nos metapelitos. Portanto admite-se que a movimentação de zonas de cisalhamento, o evento metamórfico que afetou o grupo Nova Lima e a formação da mineralização, tenham sido sincrônicos, durante o Paleoproterozóico.

Com base no estudo feito é coerente assumir que em zonas com falhas inversas e cisalhamentos transcorrentes existe potencialidade para a prospecção de ouro no topo da Associação de Litofácies Ressedimentada em presença de camadas *BIF* mineralizadas em ouro.

7 REFERÊNCIAS

- Alkmim F.F, Marshak S, 1998. Transamazonian orogeny in the Southern São Francisco cráton region, Minas Gerais, Brazil: evidence for Paleoproterozoic collision and collapse in the Quadrilátero Ferrífero. *Precambrian Research*, 90: 29–58.
- Allègre C.J, Rousseau D, 1984. The growth of the continent through geological time studied by Nd isotope analysis of shales. *Earth and Planetary Science Letters*, 67: 19-34.
- Almeida F.F.M, 1976. O Cráton do São Francisco. *Revista Brasileira de Geociências*, 7 (4): 349-364.
- Appleyard E.C, Guha J, 1991. Applications of hydrothermal alteration studies to mineral exploration, *Economic Geology*, 86 (3): 461-465.
- Arndt N.T, Goldstein S, 1987. Use and abuse of crust formation ages. *Geology*, 15: 893-895.
- Ashwal L.D, Tucker R.D, Zinner E, 1999. Slow cooling of deep crustal granulites and Pb-loss in zircon. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 63: 2839-2851.
- Babinski M, Chemale F, Van Schmus W.R, 1993. A idade das formações ferríferas bandadas do Supergrupo Minas e sua correlação com aquelas da África do sul e Austrália. *Anais, II Simpósio do Cráton do São Francisco*, 152-153.
- Babinski M, Chemale F, Van Schmus W.R, 1995. The Pb/Pb age of the Minas Supergroup carbonate rocks, Quadrilátero Ferrífero, Brazil. *Precambrian Research*, 72: 235-245.
- Baltazar O.F, 1998. Geologia Estrutural. In: Zucchetti M, Baltazar O.F (organizadores). Projeto Rio das Velhas: Texto Explicativo do Mapa Geológico Integrado, escala 1:100.000, Belo Horizonte, DNPM/CPRM, 49-53p.
- Baltazar O.F, Pedreira A.J, 1998. Associações litofaciológicas. In: Zucchetti, M. & Baltazar (Eds) Projeto Rio das Velhas - Texto explicativo do mapa geológico integrado, escala 1:100.000. CPRM, Belo Horizonte. 43-47p.
- Baltazar O.F, Zucchetti M, 2005. Lithofacies associations and structural evolution of the Achaean Rio das Velhas greenstone belt, Quadrilátero Ferrífero, Brazil: A review of the setting of gold deposits. *Ore Geology Reviews*, submitted.
- Barton P.B.Jr., Skinner B.J, 1979. Sulfide mineral stabilities. In Barnes H.L (Ed.). *Geochemistry of Hydrothermal Ore Deposits* (second edition) John Wiley and Sons, New York, 278-403p.
- Brito Neves B.B, Sá J.M, Nilson A.A, Botelho N.F, 1995b. A tafrogênese estateriana nos blocos paleoproterozóicos da América do Sul e processos subsequentes. *Geonomos*, 3 (2): 1-21.
- Canale A.L, 1999. Geologia do depósito Córrego do Sítio, quadrilátero Ferrífero (MG), e caracterização mineralógica do minério aurífero sulfetado. Universidade Federal de Rio Grande do Sul. Dissertação de mestrado, 235p.
- Carignan J, Gariépy C, 1993. Pb isotope geochemistry of the Silidor and Launay gold deposits: implications for the source of Achaean Au in the Abitibi subprovince. *Economic Geology*, 88: 1722-1730.
- Carignan J, Machado N, Gariépy C, 1993. Pb isotope composition of Ni-Cu-Pb ore deposits in an archaean greenstone belt: evidence for proterozoic remobilization in the Pontiac Subprovince of Canada. *Economic Geology*, 88: 709-715.
- Carneiro M.A, 1992. O complexo metamórfico Bonfim setentrional: evolução geológica de um segmento arqueano de crosta continental. Tese de Doutorado, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 232p.
- Chaves A.O, 2001. Enxames de diques do sector sul do Cráton de São Francisco – MG. Tese de doutorado, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo. 112p.
- Chemale F.Jr., Rosière C.A, Endo I, 1994. The tectonic evolution of the Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais, Brazil. *Precambrian Research*, 65:25–54
- Clauer N, Chaundhuri S, 1995. Clays in crustal environments; isotopic Dating and Tracing. Springer-Verlag, Heidelberg.
- Cordani U.G, Kawashita K, Mueller G, Quade H, Reimer V, Roeser H, 1980. Interpretação tectônica e petrológica de dados geocronológicos do embasamento no borde sudeste do Quadrilátero Ferrífero/MG. *An. Academia. Brasileira de Ciências*, 52 (4): 785-799.
- Cumming G.L, Richards J.R, 1975. Ore lead isotope ratios in a continuously changing earth. *Earth and Planetary. Science Letters*, 28: 155-171.

- Dahl N, McNaughton N.J, Groves D.I, 1987. A lead isotope study of sulphides associated with gold mineralization in selected deposits from the archaean eastern goldfields of Western Australia. The University of Western Australia, Publication, 11: 189-201 p.
- Dahl P.S, 1996. The effects of composition on retentivity of argon and oxygen in hornblende and related amphiboles: A field-tested empirical model. *Geochemica et Cosmochemica Acta*, 60: 3687-3700.
- Dallmeyer R.D, Takasu A, 1992. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ ages of detrital muscovite and whole-rock slate/phyllite, Narragansett Basin, RI-MA, USA: implications for rejuvenation during very low-grade metamorphism. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 110 (4): 515 – 527.
- Deer W.A, Howie R.A, Zussman J, 1992. *An Introduction to the Rock-Forming Minerals*. Longman Scientific and Technical.
- DePaolo D.J, 1981b. Neodymium isotopes in the Colorado Front Range and implications for crust formation and mantle evolution in the Proterozoic. *Nature*, 291: 193-197.
- DePaolo D.J, 1988. Age dependence of the composition of continental crust: evidence from Nd isotopic variations in granitic rocks. *Earth and Planetary Science Letters*, 90: 263-271.
- DePaolo D.J, Linn A.M, SCHUBERT G, 1991. The Continental Crustal Age Distribution: Methods of Determining Mantle Separation Ages From Sm-Nd Isotopic Data And Application To The Southwestern U.S: *Journal of Geophysical Research*, 96 : 2071-2088
- DePaolo D.J, Wasserburg G.J, 1976. Nd isotopic variations and petrogenetic models. *Geophysics Research Letters*, 3:249-252.
- DeWitt E.D, Landis G.P, Zartman R.E, Garaype E, Pereira S.L.M, Prado M.G.B, Vieira F.W.R, Thorman C.H, 1994. Isotopic and fluid-inclusion data on the age and origin of the São Bento and Morro Velho gold deposits, Minas Gerais, Brazil. In: Carter, L.M.H, Toth M.I, Day W.C, (Eds.). *Research on minerals resources, Part A. Programs and Abstracts*. 9th V.E. McKelvey forum on energy and mineral resources. U.S. Geological Survey Circular, 1103-A, 27-29p.
- DeWitt E.D, Thorman C.H, Zartman R.E, Wooden J.L, Landis G.P, 2000. Geology and origin of gold deposit in iron-formation, Brazil and United States. 15p. (inédito).
- Dickin A. P, 1995. *Radiogenic Isotope Geology*. Cambridge University Press. 490p.
- Doe B.R, Zartman R.R, 1979. *Plumbotectonics I, the Phanerozoic*. In: H.L. Barnes. *Geochemistry of hydrothermal ore deposits*. 2ed. Holt, Rinehart and Winston, New York.
- Dorr J.V.N, 1969. Physiographic, stratigraphic and structural development of the Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais. USGS, 110. *Profesional Paper*, 641-A.
- Dorr J.V.N, Gair J.E, Pomerene J.B, Rynearson G.A, 1957. *Revisão da estratigrafia pré-cambriana do Quadrilátero Ferrífero, Brazil*. DNPM/DFPM, Rio de Janeiro. 31p (avulso 81).
- Elliot W.C, Aronson J.L, Matisoff G, Gautier D.L, 1991. Kinetics of the smectite to illite transformation in the Denver Basin: Clay mineral K-Ar data, and mathematical model results. *American Association Petrological Geology, Bull.* 75: 436-462.
- Endo I, Machado R., 2002. Reavaliação e novos dados geocronológicos (Pb/Pb e K/Ar) da região do Quadrilátero Ferrífero e adjacências. *Revista do Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, Geologia, Série Científica*, São Paulo, 2: 23–40.
- Faure G, 1986. *Principles of Isotope geology*. John Wiley & Sons. 589p.
- Faure G, Mensing T.M, 2005. *Isotopes. Principles and Applications*. 3ed. New York, John Wiley & Sons, 896p.
- Frei R, Kamber N.S, 1995. Single mineral Pb-Pb dating. *Earth Planetary Science Letters*, 129: 261-268.
- Fripp R.E.P, 1976a. Stratabound gold deposits in Archaean banded Iron-Formation, Rhodesia. *Economic Geology*, 71: 58-75.
- Fripp R.E.P, 1976b. Gold metallogeny in the Archaean of Rhodesia, In: Windley BF (ed.). *The early history of the earth*, Wiley, London, 455-466.
- Gair J.E, 1962. *Geology and ore deposits of the Nova Lima and Rio Acima quadrangles, Minas Gerais, Brazil*. Washington, DNPM/USGS. *Profesional Paper*, 341-A: 67p.
- Goldstein S.L, O'Nions R.K, Hamilton P.J, 1984. A Sm-Nd isotopic study of atmospheric dusts and particulates from major river systems. *Earth Planetary Science Letters*, 70: 221-236.
- Groves D.F, Foster R.P, 1993. Archaean Lode Gold deposits, in: Foster R.D (ed). *Gold metallogeny and exploration*. Chapman and Hall. New York. 63-103p.
- Groves D.I, Goldfarb R.J, Gebre-Marian M, Hagemann S.G, Robert F, 1998. Orogenic gold deposits: A proposed classification in the context of their crustal distribution and relationship to other gold deposit types. *Ore Geology Reviews*, 13: 7-27.
- Groves DI, Batt WD, 1984. Spatial and temporal variations of Archaean metallogenic associations in terms of evolution of granitoid-greenstone terrains with particular emphasis on Western Australia. In: Kröner, A, Hansons, GM, Goodwin, AM, (eds.) *Archaean Geochemistry*. Springer Verlag, Berlin, 73-98.

- Guitarrari M.M, 1999. Petrografia e geoquímica dos metassedimentos turbidíticos dos grupos Nova Lima e Sabará no Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais. Instituto de Geociências - Universidade Estadual de Campinas, S.P. Dissertação de mestrado.
- Hanchar J.M, Miller C.F, 1993. Zircon zonation patterns as revealed by cathodeluminescence and backscattered electron images: implications for interpretation of complex crustal histories. *Chemical Geology*, 110: 1-13.
- Hanchar J.M, Miller C.F, 1993. Zircon zonation patterns as revealed by cathodeluminescence and backscattered electron images: implications for interpretation of complex crustal histories. *Chemical Geology*, 110:1-13.
- Hartmann A.L, Endo I, Suita MT, Orestes J, Santos S, Frantz J.C, Carneiro M.A, McNaughton N.J, Barley M.E, 2006. Provenance and age delimitation of Quadrilátero Ferrífero sandstones based on zircon U–Pb isotopes. *Journal of South American Earth Sciences*, 20: 273–285
- Herz N, 1970. Gneissic and Igneous Rocks of the Quadrilátero Ferrífero. Minas Gerais, Brazil. U.S. Geological Survey Professional Paper 641-B, 60p.
- Hodgson C.J, 1989. The structure of shear related vein type gold deposits: a review. *Ore Geology Reviews*, 4: 231-273.
- Hofmann A, Dirks P.H.G, Jelsma, H.Á. 2002. late archaean clastic sedimentary rocks (Shamvaian Grup) of the Zimbabwe craton: first observations from the Bindura-Shamva greenstone belt. *Canadian Journal Earth Science*, 39: 1689 – 1708
- Holmes A, 1946. An estimate of the age of the earth. *Nature*, 157:680-684.
- Houtermans F.G, 1946. Die isotopenhäufigkeiten im natürlichen Blei und das Alter des Urans. *Naturwissenschaften*, 33:185-186, 291.
- Hunziker J.C, 1979. Potassium –Argon dating. In: Jäger E, Hunziker JC, (eds), *Lectures in isotope geology*, 52-76p. Springer-Verlag, Berlin
- Huston D, Blewett R, Mernaugh T, Sue S.H, Kamprad J. 2001. Gold deposit in the pilbara craton. AGSO research- geoscience Australia. 43p.
- Hutchinson R.W, 1973. Volcanogenic sulphide deposits and their metalogenic significance. *Economic Geology*, 68: 1223-1246.
- Hutchinson R.W, 1993. A multi-stage, multi-process genetic hypothesis for greenstone-hosted gold lodes. *Ore Geology Reviews*, Special Issue 8 (vein type ore deposits): 349-382.
- Hutchinson R.W, Burlinton J.L, 1984. Some broad characteristic of greenstone bel gold lodes In: Foster R.P (ed). *Gold'82. The geology, geochemistry and genesis of gold deposits: Proceeding of the symposium gold'82*. Geological Society of Zimbawe, Special Publication N. 1: 195-226p.
- Inda H.A.V, Shorscher J.H.D, Dardenne M.H, Schobbenhaus C, Haralyi N.L.E, Branco,P.C.A, Ramalho, R, 1984. O cráton de São Francisco e a faixa de dobramentos Araçuaí. In: Schobbenhaus C, Campos D.A, Derze G.R, Asmus H.E, (eds.) *Geologia do Brasil*. Brasília DNPM-MME, 196-250p.
- Ireland T, Williams S, 2003 Considerations in Zircon Geochronology by SIMS. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, 53 (1): 215-241.
- Kawashita K, 1972. O método Rb/Sr em rochas sedimentares. Aplicação para as bacias do Paraná e Amazonas. Tese de Doutorado. IG/USP. 111p.
- Kirk J. Caracterização das composições isotópicas Re-Os das mineralizações auríferas do Quadrilátero Ferrífero (MG). Teses de Pós-doutoramento (em preparação), Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo.
- Ladeira E.A, 1980. Metallogenesis of gold at the Morro Velho mine, and in the Nova Lima district, Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais, Brazil. Dept. of Geol, University of Western Ontario, Canada, Unpublished PhD. Thesis, 272p. London, Ontario, Canada.
- Ladeira E.A, 1980. Metallogenesis of gold at the Morro Velho mine, and in the Nova Lima district, Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais, Brazil. Departament of Geology of University of Western Ontario, Canada, Unpublished PhD. Thesis, 272p. London Ontario Canada.
- Ladeira E.A, 1988. Metalogenia dos depósitos de ouro do Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais. In: Schobbenhaus, C. & Coelho, C.E.S. (Coords.). *Principais Depósitos Minerais do Brasil*. Vol. III, Brasília, DNPM/CVRD, 301-375 p.
- Ladeira E.A, 1988. Metalogenia dos depósitos de ouro do Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais. In: Schobbenhaus, C. & Coelho, C.E.S. (Coords.). *Principais Depósitos Minerais do Brasil*. Vol. III, Brasília, DNPM/CVRD, 301-375p.
- Ladeira E.A, Viveros J.F.M, 1984. Hipóteses sobre a reestruturação do Quadrilátero Ferrífero com base nos dados disponíveis. Belo Horizonte, sociedade Brasileira de Geologia, núcleo de Minas Gerais, Vol. 4: 18 p.
- Lobato L.M, Ribeiro-Rodrigues L.C, Costa M.N.S, Martins M, Lehne E, Alves J.V, Tassinari C.C.G, Vieira F.W.R, Biasi E.E, Silva R.C.F, Pereira C.A, Noce C.M, 2001a. Depósito de Ouro Cuiabá, Quadrilátero

- Ferrífero, Minas Gerais. In: Jost H, Brod J.A, Queiroz E.T (Coordenação Editorial). Caracterização de depósitos auríferos em distritos mineiros brasileiros. Brasília, DNPM/ ADIMB, 3-77p.
- Lobato L.M, Ribeiro-Rodrigues L.C, Vieira F.W.R, 2001b. Brazil's premier gold province. Part II: geology and genesis of gold deposits in the Archaean Rio das Velhas greenstone belt, Quadrilátero Ferrífero. *Mineralium Deposita*, 36 (3-4): 249-277.
- Lobato L.M, Ribeiro-Rodrigues L.C, Zucchetti M, Noce C.M, Baltazar O.F, Silva L.C, Pinto C.P, 2001c. Brazil's premier gold province. Part I: The tectonic, magmatic and structural setting of the Archaean Rio das Velhas greenstone belt, Quadrilátero Ferrífero. *Mineralium Deposita*, 36 (3-4): 228-248.
- Lobato L.M, Vieira F.W.R; Ribeiro-Rodrigues L.C; Pereira, L.M.M.; Menezes, M.G.; Junqueira, P.A.; Pereira, S.L.M. 1998. Styles of hydrothermal alteration and gold mineralizations associated with the Nova Lima group of the Quadrilátero Ferrífero: Part I, description of selected gold deposit. *Revista Brasileira de Geociências*, 28 (3): 339-354.
- Lockzy L, Ladeira E.A, 1976. *Geologia estrutural e introdução à tectônica*, Edgar Bucher Ltda, 528p.
- Ludwig K, 2004. ISOPLOT v. 3.16. Ex. Version. 2004. Tool for processing geochronological data: Berkley Geochronological Research Center.
- Machado N, Carneiro M.A, 1992. U–Pb evidence of late Achaean tectono-thermal activity in the southern São Francisco shield, Brazil. *Canadian Journal Earth Science*, 29: 2341–2346.
- Machado N, Noce C.M., Ladeira E.A, Belo de Oliveira O.A, 1992. U–Pb geochronology of Achaean magmatism and Proterozoic metamorphism in the Quadrilátero Ferrífero, southern São Francisco Craton, Brazil. *Geological Society. Am. Bull.* 104, 1221–1227.
- Machado N, Schrank A, Abreu F.R, Knauer L.G, Almeida-Abreu P.A, 1989. Resultados preliminares da geocronologia U-Pb na Serra do Espinhaço Meridional. In: Simpósio Geológico Minas Gerais, 5, Belo Horizonte, 1989. SBG. Boletim, 10: 171-175.
- Machado N, Schrank A, Noce C.M, Gauthier G, 1996. Ages of detrital zircon from Achaean-Paleoproterozoic sequences: implications for greenstone belt setting and evolution of a Transamazonian foreland basin in Quadrilátero Ferrífero, southeast Brazil. *Earth and Planetary Science Letters*, 141 (1-4): 259-276.
- Marshak S, Alckmin F.F, Jost Evangelista H, 1992. Proterozoic crustal extension and the generation of dome-and-keel structure in an Achaean granite-greenstone terrain. *Nature*, 357: 491-493.
- Marshak S, Alkmim F.F, 1989. Proterozoic contraction/extension tectonics of the southern São Francisco region, Minas Gerais, Brazil. *Tectonics*, 8 (3): 555-571.
- Martins R, 2000. Caracterização petrográfica e geoquímica mineral do minério da mina de ouro Cuiabá, Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais. Instituto de Geociências/UFMG, Belo Horizonte, Dissertação de Mestrado, 125p.
- Martins R, 2006. Dados inéditos. (estudante da Universidade Federal de Belo Horizonte).
- Mason R, Helmstaedt, H.H, 1992. Structural controls during formation and deformation of Archean lode-gold deposits in the Canadian shield. In: Bartholomew M.J, Hyndman D.W, Mogk D.W, Mason R (Eds). *Basement tectonics 8: Characterization and comparison of ancient and Mesozoic continental margins. Proceedings of the 8th International Conference on Basement Tectonic*, Butte, Montana, 1988. Kluwer Academic Press, Dordrecht, 625-231p.
- McCulloch M.T, Wasserbourg, G.J, 1978. Sm-Nd and Rb-Sr chronology of continental crust formation. *Science*, 200: 1003-1011.
- McDougall I, Harrison T.M, 1999. *Geochronology and thermochronology by the Ar/Ar method*. Oxford University Press. 269p.
- McLennan S.M, Hemming S, 1992. Samarium/Neodymium elemental and isotopic systematics in sedimentary rocks. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 56: 887-898.
- McLennan S.M, Hemming S, McDaniel D.K, Hanson G.N, 1993. Geochemical approaches to sedimentation, provenance and tectonics. In: Johnsson, M. J., Basu, A., Ed., *Processes Controlling Composition of Clastic Sediments*. Geological Society of America Special Paper, 284: 21-40.
- McNaughton N.J, 1987. Lead-isotope systematics for archaean sulphide studies. *Universidade da Austrália, Perth, Publicação* 11: 181-188
- Mezger K, Krogstad E.J, 1997. Interpretation of discordant U-Pb zircon ages: An Evaluation. *Journal of Metamorphic Geology*, 17: 127-140.
- Mori P.E, Reeves S, Teixeira C, Haukka M, 1999. Development of a fused glass disc XRF facility and comparison with the pressed powder pellet technique at Instituto de Geociências, São Paulo University. *Revista Brasileira de Geociências*, 29: 441-446.
- Nakamura S, Reinhart M.C, Matta O, 1990. Minério argiloso, Chuvas sazonais e topografia íngreme. *Minérios – extração, process*, 161: 43-47.
- Nier A.O, Thompson R.W, Murphey B.F, 1941. The isotopic constitution of lead and the measurement of geologic time. *III Physics Reviews*, 60:112-116.

- Noce C.M, 1995. Geocronologia dos eventos magmáticos, sedimentares e metamórficos na região do Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais. Tese de Doutorado. Instituto de Geociências Universidade de São Paulo. 128p.
- Noce C.M, 1995. Geocronologia dos eventos magmáticos, sedimentares e metamórficos na região do Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais. Tese de Doutorado. Instituto de Geociências/USP, São Paulo. 128p.
- Noce C.M, 2000. Geochronology of the Quadrilátero Ferrífero: a review. *Geonomos*, 7 (1,2): 15-23.
- Noce C.M, Machado N, Teixeira W, 1998. U-Pb geochronology of gneisses and granitoids in the Quadrilátero Ferrífero (southern São Francisco cráton). *Revista Brasileira de Geociências*, 28(1): 95-102.
- Noce C.M, Zucchetti M, Baltazar O.F, Armstrong R, Dantas E.L, Renger F.E, Lobato L.M, 2005. Age of felsic volcanism and the role of ancient continental crust in the evolution of the Neoproterozoic Rio das Velhas Greenstone belt (Quadrilátero Ferrífero, Brazil): U-Pb zircon dating of volcanoclastic graywackes. *Precambrian Research*, 141: 67-82.
- Oliveira G.A.I, Clemente P.L.C, Vial D.S, 1983. Excursão à mina de ouro de Morro Velho. In: Simpósio Geológico. Minas Gerais, 2, Belo Horizonte. SBG, Anais. 497-505p.
- Painter M.G, 2002. Do thick turbite – denominated sequences represent cessation of greenstone accumulation? : examples from the Yilgarn, Slave and Superior Cratons, *In*: extended abstracts. Department of mineral and petroleum resources of GSWA. Australia, 20- 22p.
- Passchier C.W, Trouw R.A, 1996. *Microtectonics*. Springer. 288p.
- Pedreira A.J, Silva S.L, 1996. Sistemas deposicionais do *Greenstone Belt* Rio das Velhas, Quadrilátero Ferrífero M.G, 39 Congresso Brasileiro de Geologia Salvador Anais, 1: 138-140.
- Pinese J.P.P, 1997. Geologia, geoquímica isotópica e aspectos petrológicos dos diques máficos pré-cambrianos da região de Lavras (MG), porção sul do Craton de São Francisco. Tese de doutorado, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo. 178p.
- Pupin J.P, 1980. Zircon and granite petrology. *Contribution Mineral Petrology*, 73:207-220.
- Ramdhor P, 1980. *The ore minerals and their intergrowths*. New York. Pergamon Press. 1205p.
- Ramsay J.G, 1980. The shear zone geometry: a review. *Journal of structural geology*, 2 : 83-100.
- Ramsay J.G, 1980b. The crack-seal mechanism of rock deformation. *Nature*, 284: 135-139.
- Ribeiro-Rodrigues L.C, Vieira F.W.R, Friedrich G, Chemale Jr. F, Oliveira C.G, 1997. Structural styles of greenstone-hosted gold mineralization in the Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais, Brazil. In: Simpósio Nacional de Estudos Tectônicos, Brasília, Extended Abstracts, 363-364.
- Ruiz J, Jones L.M, Kelly W.C, 1984. Rubidium- strontium dating of ore deposits hosted by Rb-rich rocks, using calcite and other common Sr-bearing minerals. *Geology*, 12: 259-262.
- Rutherford E, Soddy F, 1902. The cause and nature of radioactivity, Part 1. *Philos Mag.*, 4 (ser. 6): 370-396.
- Sato K, Tassinari C, Kawashita K, Petronilho L, 1995. O método geocronológico Sm-Nd no IGc/USP e suas Aplicações. *Anais Academia Brasileira de Ciências*, 67: 313-335.
- Schobbenhaus, C., Hoppe, A., Lork, A., Baumann, A., 1994, Idade U/Pb do magmatismo Uatumã no norte do Cráton Amazônico, Escudo da Guianas (Brasil): primeiros resultados. XXXVIII Congresso Brasileiro de Geologia Abstrac, vol.2: 395-397.
- Schorscher J.H.D. 1976. Polimetamorfismo do pré-cambriano na região de Itabira, Minas gerais, Brasil. In: Congresso Brasileiro de Geologia, 29, Ouro Preto. Resumos, 194-195.
- Schorscher, J.H.D. 1978. Komatiitos na estrutura “greenstone belt” Série Rio das Velhas, Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais, Brasil. In: 30 Congresso Brasileiro de Geologia, Recife. Anais, SBG, 1: 292-293.
- Silva C.M.G, 2006. Aplicação de isótopos radiogênicos da mineralização da Mina Cuiabá Greenstone Belt Rio das Velhas (M.G.). Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo. Tese de doutoramento 138p.
- Skinner B.J, Barton P.B.Jr., 1973. Genesis of Mineral Deposits. *Earth and Planetary Sciences*, 1: 183p
- Stacey J.S, Krammers J.D, 1975. Approximation of terrestrial lead isotope evolution by a two-stage model. *Earth and Planetary Science Letters*, 26: 207-221.
- Stern R.A, 1998. Hig Resolution SIMS determination of radiogenic trace-isotope rations in minerals. In Cabri L.J, Vaughan D.J (eds): modern approaches to ore and environmental mineralogy. Mineralogical Association of Canada Short Course Series, 27: 241-268.
- Suita M.T.F, Hartmann L.A, Endo I, Santos J.O.S, McNaughton N.J, 2002. The oldest detrital zircon in South America – 3,8 Ga. determined by Shrimp geochronology from a Quadrilátero Ferrífero sandstone. In: Congresso Brasileiro de Geologia, 41, João Pessoa. Resumos, 528p.
- Takai V, Pinto L.C, Duchini Jr. J, 1991. Córrego do Sítio gold Deposit. *In*: Ladeira E.A, (ed.) Brazil gold’91, 811-816p.

- Taylor S.R, McLennan S.M, 1985. The continental crust: its composition and evolution. Blackwell Science Publication (Oxford), 312p.
- Teixeira W, 1985. A evolução geotectônica da porção meridional do Cráton do São Francisco, Com base em interpretações geocronológicas. Teses de doutoramento, Instituto de Geociências Universidade de São Paulo, 195p.
- Teixeira W; Carneiro M.A; Noce C.M; Machado N; Sato K; Taylor P.N, 1996. Pb, Sr and Nd isotope constraints on the Achaean evolution of gneissic-granitoid complexes in the southern São Francisco Cráton, Brazil. *Precambrian Research*, 78: 151-164.
- Tera F, Wasserburg G.J, 1972. U-Th-Pb systematics in three Apollo 14 basalts and the problem of initial Pb in lunar rocks. *Earth Planetary Science Letters*, 14: 281-304.
- Thorpe R.I, Cummings G.L, Kristic D, 1984. Lead isotope evidence regarding the age of gold deposits in the Nova Lima District, Minas Gerais. *Revista Brasileira de Geociências*, 14(3): 147-152.
- Tolbert G.E, 1964. Geology of the Raposos Mine, Minas Gerais, Brazil. *Economic Geology*, 59: 775-798.
- Valladares F.B, 2004. Geologia e petro-metalogênese da mineralização de ouro da mina São Bento, Quadrilátero Ferrífero, MG. Dissertação de mestrado, Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo, 55p.
- Valladares F.B, 2004. Geologia e petro-metalogênese da mineralização de ouro da mina São Bento, Quadrilátero Ferrífero, MG. Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo. Dissertação de mestrado, 55p.
- Vavra G, Schmid R, Gebaur D, 1999. Internal morphology, habit and U-Th-Pb microanalysis of amphibolite-to-granulite facies zircons: geochronology of the Ivrea Zone (Southern Alps). *Contribution to Mineralogy and Petrology*, 134: 380-404.
- Vial D.S, 1988. Mina de ouro de Cuiabá. Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais. In: Schobbenhaus, C. & Coelho, C.E.S. (Coords.). *Principais Depósitos Minerais do Brasil*. Vol. III, Brasília, DNPM/CVRD, 413-419p.
- Vieira F.W.R, 1988. Processos epigenéticos da formação dos depósitos auríferos e zonas de alteração hidrotermal do Grupo Nova Lima, Quadrilátero Ferrífero Minas Gerais. In: Congresso Brasileiro de Geologia, 35, Belém. Anais, Belém, vol. 1, 76-86p.
- Vieira F.W.R, 1991. Textures and processes of hydrothermal alteration and mineralization in the Nova Lima group, Minas Gerais, Brazil. In: Ladeira E.A. (ed.) *Proceedings of Gold' 91, the Economics, Geology, Geochemistry and Genesis of Gold Deposits*. Rotterdam, A.A. Balkema, 319-325p.
- Vieira F.W.R, 1992. Geologia da Mina de Cuiabá, Níveis 03 e 04. Relatório inédito, Mineração Morro Velho S. A, Nova Lima, 63p.
- Vieira F.W.R, 2000. Geologia da mina de ouro de Cuiabá, Quadrilátero Ferrífero. Mineração Morro Velho S.A. Relatório Interno, 7p.
- Vieira F.W.R, Biasi E.E, Lisboa L.H.A, 1991. Geology of and excursion to the Morro Velho and Cuiabá mines. In: Fleischer R, Grossi-Sad, J.H, Fuzikawa K, Ladeira E.A, (Eds). *Field and mine trip to the Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais, Brazil. Field guide book of Brazil Gold'91 The economics, geology, geochemistry and genesis of gold deposits*. Departamento Nacional de Produção Mineral (DNPM), 87-99p.
- Vieira F.W.R, Oliveira G.A.I, 1988. Geologia do distrito aurífero de Nova Lima, Minas Gerais. In: Schobbenhaus C, Coelho C.E.S, (Coords.). *Principais Depósitos Minerais do Brasil*. Vol. III, Brasília, DNPM/CVRD, 377-391p.
- Viera M.A, 1997. Caracterização geológico-geofísico das mineralizações auríferas do Greenstone Belt Rio das Velhas. 5º congresso Internacional da Sociedade Brasileira de Geofísica, SBGF, vol. 1. Resumos expandidos, 615-618p.
- Villa I, 1997. Isotopic Closure. *Terra Nova*, 10: 42-47.
- Wetherhill G.W, 1956. Discordant uranium-lead ages. *Transaction American Geophysical Union*, 37: 320-326.
- Williams I, 1998. U-Th-Pb Geochronology by Ion microprobe. In: McKibben M.A, Shanks III W.C, Ridley W.I. *Applications of microanalytical technique to understanding mineralizing processes*. *Economic Geology*, 7: 1-35.
- Zartman R.E, Doe B.R, 1981. Plumbotectonics – the model. *Tectonophysics*, 75: 135-162.
- Zucchetti M, Baltazar O.F, Raposo F.O, 1998. Estratigrafia. In: M. Zucchetti & O.F. Baltazar (organizadores). *Projeto Rio das Velhas: Texto Explicativo do Mapa Geológico Integrado, escala 1:100.000*, Belo Horizonte, DNPM/CPRM, 13p.

APÊNDICE A

Dados isotópicos U-Pb SHRIMP em zircão do dique DB2, depósito de ouro Córrego do Sítio

Labels	U/ ppm	Th/ ppm	Th/U	± Th/U	Pb */ppm	204/ ppb	204Pb/ 206Pb	± 204/206	f206	± f206	f207	f208	6*/38m	± 6*/38m	UO/U	± UO/U	208Pb/ 206Pb	± 8/6	208Pb/ 232Th	± 8/32	206Pb/ 238U	± 6/38
DB2-1.1	593.97	301.59	0.50775	0.01051	303	33	0.00014113	0.00002477	0.00192	0.00034	0.01135	0.03784	1.02732	0.01939	6.2428	0.0843	0.11973	0.00137	0.10746	0.00439	0.45572	0.01519
DB2-2.1	708.59	373.18	0.52665	0.00217	423	2	0.0000048	0.0000034	0.00007	0.00005	0.00038	0.00113	1.19602	0.00612	6.2871	0.02035	0.14078	0.00109	0.13983	0.00183	0.5231	0.00505
DB2-3.1	854.16	375.21	0.43927	0.00351	505	3	0.00000787	0.00000697	0.00011	0.00009	0.00061	0.00224	1.29476	0.00963	6.5203	0.04665	0.11657	0.00073	0.13972	0.00275	0.52651	0.00889
DB2-4.1	850.47	457.23	0.53761	0.00287	505	196	0.00051346	0.00004984	0.007	0.00068	0.03972	0.105	1.19388	0.00505	6.3077	0.02276	0.14676	0.00187	0.14161	0.00239	0.51876	0.00506
DB2-5.1	1304.48	426.89	0.32725	0.00303	634	21	0.00004204	0.00000956	0.00057	0.00013	0.00361	0.01571	1.10966	0.02601	6.5369	0.04591	0.08776	0.00132	0.1204	0.00396	0.44895	0.01247
DB2-6.1	1205.31	402	0.33353	0.00337	589	3	0.00000626	0.00000274	0.00009	0.00004	0.00056	0.00229	1.03261	0.00764	6.2824	0.0471	0.09075	0.00066	0.12307	0.00264	0.45231	0.00789
DB2-2.2	108.96	203.02	1.86323	0.14974	49	34	0.00088818	0.00019578	0.01211	0.00267	0.08574	0.17966	0.16722	0.00656	2.6645	0.12794	0.1367	0.00972	0.02988	0.00446	0.4072	0.04229
DB2-3.2	132.02	35.12	0.26605	0.00913	53	1	0.00003136	0.00002064	0.00043	0.00028	0.00313	0.01328	0.60742	0.01417	5.2718	0.06875	0.07762	0.00347	0.11024	0.00733	0.37785	0.01336
DB2-7.1	1212.31	99.41	0.082	0.00276	447	22	0.00005568	0.00001086	0.00076	0.00015	0.00638	0.07861	0.76342	0.02468	5.9482	0.10028	0.02175	0.00046	0.09894	0.00609	0.37303	0.01752

Continua →

Labels	207Pb/ 235U	± 7/35	207Pb/ 206Pb	± 7/6	238U/ 206Pb	± 38/6	235U/ 207Pb	± 35/7	206Pb/ 207Pb	± 6/7	AGE 8/32	± age8/32	AGE 6/38	± age6/38	AGE 7/35	± age7/35	AGE 7/6	± age7/6	% CONC	Time
DB2-1.1	11.40006	0.39041	0.18143	0.00086	2.19434	0.07313	0.08772	0.003	5.51177	0.02615	2063.08	80.3	2420.63	67.61	2556.43	32.48	2665.98	7.88	90.8	11.23
DB2-2.1	13.3008	0.14538	0.18441	0.00075	1.91166	0.01844	0.07518	0.00082	5.42266	0.02209	2645.37	32.39	2712.33	21.39	2701.24	10.38	2692.95	6.75	100.7	11.5
DB2-3.1	13.69389	0.24505	0.18863	0.00079	1.89931	0.03207	0.07303	0.00131	5.30126	0.02219	2643.44	48.89	2726.72	37.65	2728.77	17.08	2730.29	6.91	99.9	11.78
DB2-4.1	13.17349	0.16614	0.18417	0.00127	1.92766	0.01879	0.07591	0.00096	5.42963	0.03733	2676.97	42.43	2693.94	21.5	2692.16	11.97	2690.83	11.41	100.1	12.37
DB2-5.1	10.5906	0.32372	0.17109	0.00167	2.22742	0.06188	0.09442	0.00289	5.84492	0.05694	2297.81	71.6	2390.58	55.73	2487.89	28.76	2568.32	16.38	93.1	12.68
DB2-6.1	10.28653	0.19064	0.16494	0.00073	2.21087	0.03859	0.09721	0.0018	6.06274	0.02682	2345.87	47.53	2405.52	35.13	2460.89	17.3	2506.96	7.46	96	12.97
DB2-2.2	7.93015	0.88711	0.14124	0.00431	2.4558	0.25507	0.1261	0.01411	7.0799	0.21622	595	87.75	2202.1	196.72	2223.11	106.24	2242.53	53.78	98.2	13.55
DB2-3.2	7.66318	0.35635	0.14709	0.00384	2.64654	0.09356	0.13049	0.00607	6.79852	0.17753	2113.68	133.97	2066.24	62.8	2192.29	42.65	2312.38	45.52	89.4	13.87
DB2-7.1	6.57609	0.32091	0.12786	0.0011	2.68075	0.12593	0.15207	0.00742	7.82125	0.0672	1906.93	112.37	2043.64	82.8	2056.15	43.95	2068.71	15.22	98.8	14.18

Erros são de 1 σ , Pb* indica a porção radiogênica.

O erro da calibração padrão foi de 0.73% (não esta incluído nos erros acima, mas se requerem quando se comparam os dados de diferentes colunas).

As incertezas sobre as razões atômicas são de 1 σ .