

UNICAMP

UNIVERSIDADE ESTADUAL DE CAMPINAS

INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

DEPARTAMENTO DE METALOGÊNESE E
GEOQUÍMICA

ESTUDOS GEOQUÍMICOS E ISOTÓPICOS DAS
MINERALIZAÇÕES AURÍFERAS E ROCHAS ASSOCIADAS DA
REGIÃO DE PONTES E LACERDA (MT)

Mauro Cesar Geraldês

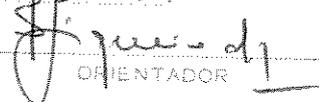
Orientador: Prof. Dr. Bernardino Ribeiro de Figueiredo

DISSERTAÇÃO DE MESTRADO

CAMPINAS - SÃO PAULO

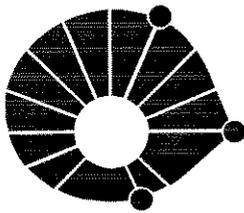
MAIO - 1996

Este exemplar corresponde a
redação final da tese defendida
por Mauro Cesar Geraldês
e aprovada pela Comissão Julgadora
em 17/05/96.


ORIENTADOR

G311e

28214/BC



UNICAMP

UNIVERSIDADE ESTADUAL DE CAMPINAS

INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

DEPARTAMENTO DE METALOGÊNESE E
GEOQUÍMICA

ESTUDOS GEOQUÍMICOS E ISOTÓPICOS DAS
MINERALIZAÇÕES AURÍFERAS E ROCHAS ASSOCIADAS DA
REGIÃO DE PONTES E LACERDA (MT)

Mauro Cesar Geraldês

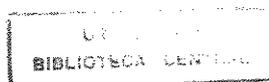
Dissertação apresentada ao Instituto de Geociências como
requisito parcial para a obtenção do título de Mestre em
Geociências, área de Metalogênese.

Orientador : Prof. Dr. Bernardino R. de Figueiredo (IG-UNICAMP)

Co-Orientador : Prof. Dr. Colombo C.G. Tassinari (IG-USP)

CAMPINAS - SÃO PAULO

MAIO - 1996



Geraldes, Mauro Cesar
G311e Estudos geoquímicos e isotópicos das mineralizações
auríferas e rochas associadas da região de Pontes e Lacerda
MT / Mauro Cesar Geraldes.- Campinas, SP.: [s.n.], 1996.

Orientador: Bernardino Ribeiro de Figueiredo
Dissertação (mestrado) Universidade Estadual de Campinas,
Instituto de Geociências.

1. Ouro - Pontes e Lacerda (MT). 2. Prospecção Geoquímica.
I. Figueiredo, Bernardino Ribeiro. II. Universidade Estadual de
Campinas, Instituto de Geociências. III. Título.

UNIDADE	BC		
N.º CHAMADA:	TUNICAMA		
V. Ex.	931e		
TÍTULO BC/	28.214		
PROC.	667/96		
C	<input type="checkbox"/>	D	<input checked="" type="checkbox"/>
PREÇO	88,11,00		
DATA	13/08/96		
N.º CPD			

CM-00091264-4

UNIVERSIDADE ESTADUAL DE CAMPINAS

INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

PÓS-GRADUAÇÃO EM METALOGÊNESE

ÁREA DE METALOGÊNESE

AUTOR : Mauro Cesar Geraldés

**TÍTULO: Estudos Geoquímicos e Isotópicos das
Mineralizações Auríferas e Rochas Associadas da Região
de Pontes e Lacerda (MT).**

Orientador: Prof. Dr. Bernardino de Figueiredo

Aprovada em : ___/___/___

Presidente: Prof. Dr. Bernardino Ribeiro de Figueiredo

Examinadores:

Prof. Dr. Bernardino Ribeiro de Figueiredo

Prof. Dr. Jean Michel Lafon

Prof. Dr. Elson Paiva de Oliveira

Aos meus pais.

AGRADECIMENTOS

Esta dissertação foi resultado, como não poderia deixar de ser, da colaboração de um grande número de pessoas, à quais são devidos agradecimentos.

Aos professores do Instituto de Geociências da UNICAMP que tiveram participação direta neste trabalho: Prof. Asit Choudhuri, Prof. Job Batista, Prof. Elson de Oliveira, Prof. Gilberto Amaral, Prof. Alfonso Schrank, Prof. Celso Dal Ré Carneiro, Prof. Celso Pinto Ferraz, Prof. Roberto Xavier e Prof. Newton Pereira.

Aos funcionários do Instituto de Geociências da UNICAMP, Valdirene, Odinilson, Tania, Juarez, Devison e Dailto.

Aos professores do Instituto de Geociências da USP, Prof. Caetano Juliani, Prof. Yan McReath, Prof. Wilson Teixeira e Prof. Koji Kawashita.

Aos funcionários do CPGeo (USP), Gouveia, Helen, Ivone e Artur. Ao Flavio do laboratório de difratometria da USP. Aos funcionários do laboratório de microsonda eletrônica da UnB.

Ao Prof. Hans Ebert da UNESP pela colaboração nos trabalhos de campo.

Aos professores da UFMT, Prof. Gerson Saes, Prof. Renato Neder, Prof. Francisco Pinho e Profa. Marcia Pinho.

Ao Prof. Willian Fyfe (WOU, Canadá) e ao Prof. Robert Foster (US, Inglaterra) pelas sugestões durante trabalhos de campo.

À BHP Minerals, na pessoa do geólogo Nick Winer.

À Mineração Santa Elina, pelo acesso aos testemunhos de sondagens.

Aos amigos de Pontes e Lacerda, Medeiros, Lopes e Otair. E aos amigos de Cuiabá, Luis Alberto e Moacir.

Aos colegas da pós-graduação da UNICAMP, Manuel Correia da Costa, Neivaldo Castro e Ronaldo Mincato.

Agradecimentos especiais são devidos ao co-orientador, Prof. Colombo Tassinari e ao orientador, Prof. Bernardino Figueiredo.

RESUMO

Foram realizados estudos geoquímicos e isotópicos das mineralizações auríferas e de suas encaixantes da região de Pontes e Lacerda (SW do estado de M.T.) localizadas na porção no SW do Cráton Amazônico, onde afloram rochas do cinturão Rondoniense e do cinturão Aguapeí.

Na área estudada ocorrem rochas da Sequência Metavulcano-sedimentar Pontes e Lacerda (SMVSPL), Granito-Gnaiss Santa Helena (GGSH), Granito Maraboa (GM), Grupo Aguapeí (GA) e Tonalito Nene (TN). A SMVSPL é constituída por metabasaltos cuja assinatura isotópica Nd e Sr indica fonte mantélica empobrecida em Sr e enriquecida em Nd e geração em ambiente de crosta oceânica (N-Morb). As idades Sm/Nd de 1910 ± 387 Ma (isocrônica), e de 1.200 Ma (idade modelo) não são conclusivas devido aos limites do método de datação. A geoquímica do GGSH indica composição sub-alcalina e a foliação gnáissica sugere que a idade isocrônica Rb/Sr de 1318 ± 24 Ma representa a rehomogeneização isotópica a partir de um protólito granítico (Granito Alvorada ?). A razão inicial $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ de 0,711 indica origem crustal. O GM foi desmenbrado do GGSH por apresentar isotropia e idade isocrônica Rb/Sr de 1257 ± 125 Ma., além dos contatos indicarem caráter intrusivo no GGSH e SMVSPL. A razão inicial $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ de 0,711 indica origem crustal. O TN é representado por corpos intrusivos concordantes com os horizontes mineralizados. Apresenta mineralogia que indica metamorfismo na fácies xisto-verde e padrão de terras raras com anomalia positiva de Eu, devido a um provável processo de diferenciação nesta unidade.

Foi realizado mapeamento 1:20.000 em uma área escolhida em função do grande número de depósitos. Nestes depósitos o minério é constituído por quartzo, pirita e ouro sendo que a zona de alteração hidrotermal apresenta quartzo, sericita, pirita (alterada para limonita), e magnetita (alterada para hematita). Ocorrem ainda calcopirita, galena e esfalerita no depósito do Onça.

A análise estrutural indica que a região foi afetada por uma tectônica de baixo ângulo de sentido NE para SW, correspondente ao evento Aguapeí, sendo este evento o responsável pelo cavalgamento da SMVSPL sobre o Grupo Aguapeí. Esta tectônica gerou ainda milonitização, dobramentos e zonas de transcorrência localizadas. A tectônica de baixo ângulo foi responsável principalmente pela geração de uma

superfície de descolamento por onde percolaram fluidos hidrotermais, responsáveis pela origem dos depósitos auríferos, os quais se distribuem ao longo da faixa N-NW por mais de 200 km de extensão.

A alteração hidrotermal na região de Pontes e Lacerda consiste predominantemente de sericitização, sulfetação e silicificação. O processo hidrotermal foi responsável pelo enriquecimento em K_2O , Rb, Ba e Fe_2O_3 e perdas em CaO, Sr, MnO e FeO. As concentrações de Zr, Y, Cr, Al_2O_3 , SiO_2 e TiO_2 permaneceram imóveis durante o processo. Aumento na concentração de terras raras nas rochas vulcânicas alteradas provavelmente é resultado da contribuição magmática nos fluidos, o qual também é indicado pela anomalia positiva de Ce nos basaltos alterados e pelas concentrações altas de Bi, Se e Te nos sulfetos e no ouro.

Idades K/Ar em sericitas do halo de alteração hidrotermal indicam a época de cristalização da sericita e do fechamento do sistema formado pela solução hidrotermal entre 964 ± 40 e 918 ± 10 Ma. As idades K/Ar em sericitas são interpretadas como a **de formação dos depósitos minerais em função da estabilidade (textura de intercrescimento)** da paragênese mineral dos veios mineralizados.

Isótopos de Pb fornecem idades dentro do intervalo de 1.000 e 800 Ma. para a mineralização e fonte do Pb em ambiente crustal com alto U/Pb e baixo Th/Pb (origem a partir de rochas da Crosta Continental superior) antes da sua incorporação nas galenas do minério do depósito do Onça.

Conclui-se que os depósitos auríferos de Pontes e Lacerda apresentam uma idade correlacionável ao Evento Aguapeí e devem ter se formado durante uma fase extensional da tectônica Proterozóica que atingiu o Cráton Amazônico, caracterizando esse período de geração de depósitos auríferos como uma época metalogenética importante na região de Pontes e Lacerda.

Desta forma os estudos dos depósitos auríferos apresentados neste trabalho permitem elaborar um modelo de exploração regional abrangendo controles estrutural (cavalgamento do evento Aguapeí), estratigráfico (contato da SMVSPL e GA), litológico (mineralizações associadas a SMVSPL, GA e tonalitos), mineralógico (sericita, magnetita e sulfetos), geoquímico (perda e ganhos de elementos e óxidos) e cronoestratigráfico (intervalo de idade entre 1000 e 800 Ma.).

ABSTRACT

Geochemistry and isotope studies were carried out on the gold deposits of Pontes e Lacerda region (Mato Grosso state, Brazil) where rocks of the Aguapei and Rondoniense mobile belts (SW of Amazon Craton) occur.

The stratigraphy of this part of Amazon Craton consists of the Pontes e Lacerda Metavulcano-sedimentar Sequence (PLMVSS), Santa Helena Granite-Gneiss (SHGG), Maraboa Granite (MG), Aguapei Group (AG) and Nene Tonalite (NT). The PLMVSS rocks resemble ocean floor basalts in composition, and their isotopic signature indicates a Sr depleted and Nd enriched source in the the mantle. Sm/Nd dating yielded an isochron age of 1910 ± 387 Ma and a model age of 1200 Ma. These ages are not conclusive due to the limitations of the dating method. The foliated SHGG is sub-alkaline in composition. Its age at 1318 ± 24 Ma. (Rb/Sr isochron) may represent isotopic homogenization of a former granitic protolith. The $^{86}\text{Sr}/^{87}\text{Sr}$ initial ratio of 0,711 indicates crustal source for the magma. MG was separated from SHGG due to its isotropic texture and its Rb/Sr isochron age of 1257 ± 125 Ma, besides its intrusive character in SHGG and PLMVSS. NT is represented by intrusive bodies concordant with the mineralized horizons. Its mineralogy suggests greenschists facies metamorphism and its rare earth elements pattern with a positive Eu anomaly indicates that this rock derived from a differentiation process.

1:20.000 geological mapping was done in an area where a large number of deposits occur. The ore bodies consist of quartz, pyrite and gold, and the hydrothermal alteration zone contain quartz, sericite, pyrite (altered to limonite), and magnetite (altered to hematite). Furthermore chalcopyrite, galena and sphalerite occur only in the Onça deposit.

Gold deposits occur in two main areas, the Santa Elina sector, with 2 deposits and Pontes e Lacerda sector, with 23 deposits. Mineralization is associated with a 200 km long shear zone related to the Aguapei event. Tectonics involves oblique overthrusting (from NE to SW) which led to formation of recumbent folds and thrusts, upright folds and faults with dominant strike-slip component. These unconformities are potential sites for mineralization, and provided pathways for the mineralizing fluids.

Hydrothermal alteration at Pontes e Lacerda region consists dominantly of sericitization, sulfidization and silicification. The hydrothermal processes were responsible for enhanced concentrations of K_2O , Rb, Ba and Fe_2O_3 and losses in CaO, Sr, MnO and FeO. The Zr, Y, Cr, Al_2O_3 , SiO_2 and TiO_2 contents remained unchanged during the process. Increasing rare earth elements contents in the altered volcanic rocks may be due to a probable magmatic contribution to the fluids, which is also indicated by positive Ce anomaly in altered basalts and high contents of Bi, Se and Te in sulfides and gold.

The K/Ar dating of hydrothermal sericites from gold deposits veins yielded ages in the range 960 to 920 Ma which may indicate the age of original crystallization of sericite. Pb-Pb dating in galenas yielded model ages in the range 1000 to 800 My for the Onça deposit, in agreement with K/Ar ages. Pb isotopic ratios indicate a high U/Pb and low Th/Pb for the Pb source in Upper Crust before incorporation in galena crystals.

Thus, the Pontes e Lacerda gold deposits yielded ages in correlation to Aguapei event and they were probably originated during a Proterozoic extensional tectonic period in SW part of Amazon Craton, which may characterize an important metallogenic epoch in the Pontes e Lacerda region.

The present study comprising 11 gold deposits led to a regional exploration model which includes the following ore controls: structural (thrust zone due to the Aguapei event), stratigraphic (PLMVSS and AG geological contact), lithologic (mineralization associated to PLMVSS, AG and tonalites), mineralogical (sericite, magnetite and sulfides), geochemical (loss and gain of elements and oxides) and chronostratigraphic (age in the range of 1000 to 800 Ma).

ÍNDICE

Dedicatória	i
Agradecimentos	ii
Resumo	iii
Abstract	v
Índice de Figuras	ix
Índice de Tabelas	x
Índice de Fotomicrografias e Fotografias	xi
CAPÍTULO I ASPECTOS GERAIS	
I.1 Introdução	1
I.2 Justificativas e Objetivos	3
CAPÍTULO II GEOLOGIA REGIONAL, MINERALIZAÇÕES E SÍNTESE GEOCRONOLÓGICA	
II.1 Unidades Geológicas	4
II.1.1 Complexo Basal	4
II.1.2 Rochas Vulcanos Sedimentares	8
II.1.3 Intrusivas Básicas e Ultrabásicas	10
II.1.4 Intrusivas Ácidas a Intermediárias	12
II.1.5 Grupo Aguapeí	13
II.1.6 Granitoides Jovens	14
II.2 Mineralizações	15
II.3 Síntese dos Dados Geocronológicos	16
CAPÍTULO III MATERIAIS E MÉTODOS	
III.1 Mapeamento Geológico	19
III.2 Química Mineral	21
III.3 Estudos Litogeoquímicos	22
III.4 Estudos Isótopos	23
Método K/Ar	23
Método Rb/Sr	24
Método Sm/Nd	25
Método Pb/Pb	26
CAPÍTULO IV GEOLOGIA DA REGIÃO DE PONTES E LACERDA	
IV.1 Litotipos	30
IV.1.3 Sequência Metavulcano-sedimentar Pontes e Lacerda	30
IV.1.1 Granito-Gnaisse Santa Helena	34
IV.1.2 Granito Maraboa	35
IV.1.4 Grupo Aguapeí	37
IV.1.5 Tonalito Nenê	38
IV.2 Estruturas	40
IV.2.1 Generalidades	40
IV.2.2 Domínios Estruturais	41
IV.2.2.1 Domínios Pré-Evento Sunsás-Aguapeí	41

IV.2.2.2 Domínio Sin-Evento Sunsás-Aguapeí.....	42
IV.2.3 Comentários Sobre a Análise a Estrutural.....	46
CAPÍTULO V CONTROLES GEOLÓGICOS DAS MINERALIZAÇÕES AURÍFERAS E SUAS CARACTERÍSTICAS QUÍMICAS E MINERALÓGICAS.	
V.1 Controles Geológicos.....	48
V.2 Petrografia e Química Mineral da Mineralização	51
V.2.1 Paragênese Monossulfetada (I)	51
V.2.2 Paragênese Polissulfetada (II).....	53
CAPÍTULO VI GEOQUÍMICA DA ALTERAÇÃO HIDROTHERMAL ASSOCIADA À MINERALIZAÇÃO	
VI.1 Caracterização Petrográfica das Rochas.....	55
VI.1.1 Metabasaltos Alterados.....	55
VI.1.2 Metandesitos Alterados.....	56
VI.2 Alteração Hidrotermal.....	57
VI.2.1 Elementos Traços.....	57
VI.2.2 Elementos Terras Raras.....	60
CAPÍTULO VII CONTRIBUIÇÃO À GEOCRONOLOGIA DA REGIÃO DE PONTES E LACERDA	
VII.1 Metabasalto da Sequência Metavulcano-sedimentar Pontes e Lacerda.....	63
VII.2 Granito-Gnaiss Santa Helena.....	68
VII.3 Granito maraboa.....	70
CAPÍTULO VIII ESTUDOS ISOTÓPICOS DAS MINERALIZAÇÕES	
VIII.1 K/Ar em sericita.....	75
VIII.2 P b/Pb Comum em galenas	78
VIII.2.1 Modelo de Dois Estágios de Stacey e Kramers.....	79
VIII.2.2 Modelo de Dois estágios de Cummings e Richards...	80
VIII.2.3 Modelo da Plumbotectônica de Zartman e Doe.....	81
VIII.3 A Evolução dos Isótopos do Pb.....	84
VIII.4 Posicionamento da Mineralização em Relação às Épocas Metalogenéticas.....	87
CAPÍTULO IX COMENTÁRIOS FINAIS E CONCLUSÕES	
IX.1 Conclusões.....	91
IX.2 Modelo Exploratório para as Mineralizações Auríferas da Região de Pontes e Lacerda.....	93
REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	95

LISTA DE FIGURAS

	página
Figura I.1 Mapa de localização e vias de acesso da área estudada.	2
Figura II.2 Mapa geológico regional.	6
Figura IV.1 Mapa geológico com a localização dos principais depósitos da região de Pontes e Lacerda.	28
Figura IV.2 Diagrama Al_2O_3 - MgO -(FeO^* + TiO_2) para o metabasalto analisado da SMVSPL.	32
Figura IV.3 Diagrama $^{143}Nd/^{144}Nd$ x $^{87}Sr/^{86}Sr$ para o metabasalto analisado.	33
Figura IV.4 Padrão de terras raras do metabasalto da SMVSPL.	33
Figura IV.5 Diagrama $(Na_2O + K_2O)$ x SiO_2 para o GGSH.	35
Figura IV.6 Padrão de terras raras para o GGSH.	36
Figura IV.7 Padrão de terras raras para o Tonalito Nenê.	39
Figura IV.8 Domínios tectônicos na região sul da cidade de Pontes e Lacerda.	41
Figura IV.9 Projeção estereográfica do bandamento sedimentar subhorizontal do Grupo Aguapeí.	42
Figura IV.10 Projeções estereográficas de foliação (polos) e lineação dos domínios pré- e sin- evento Aguapeí.	43
Figura V.1 Perfil do depósito da Lavrinha.	49
Figura VI.1 Teores de óxidos e elementos traços das rochas hidrotermalizadas normalizadas pelo metabasalto não alterado.	58
Figura VI.2 Diagramas Zr x K_2O e Zr x Rb das rochas hidrotermalizadas.	58
Figura VI.3 Diagramas MnO x Zr e MgO x Zr das rochas hidrotermalizadas.	59
Figura VI.4 Comparação entre os padrões do basalto não alterado e um basalto alterado.	60

Figura VI.5 Teores de ETR das rochas hidrotermalizadas em relação ao basalto não alterado.	61
Figura VI.6 Razões Ce/La x F e Ce/La x Fe ₂ O ₃ das rochas hidrotermalizadas.	62
Figura VII.1 Diagrama isocrônico Sm/Nd para o metabasalto.	64
Figura VII.2 Evolução isotópica do Nd no manto.	66
Figura VII.3 Diagrama de evolução de Nd do manto empobrecido	67
Figura VII.4 Diagrama isocrônico Rb/Sr para o GGSH.	70
Figura VII.5 Diagrama isocrônico Rb/Sr para o Granito Maraboa.	72
Figura VIII.1 Evolução do Pb segundo o modelo Stacey e Kramers.	79
Figura VIII.2 Evolução do Pb segundo o modelo Cummings e Richards.	81
Figura VIII.3 Diagrama uranogênico da Plumbotectônica.	82
Figura VIII.4 Diagrama toriogênico da Plumbotectônica.	83
Figura VIII.5 Reservatórios de isótopos de Pb segundo a Plumbotectônica.	85

LISTA DE TABELAS

	página
Tabela III.1 Minerais e respectivos elementos analisados por microsonda eletrônica.	20
Tabela III.2 Programa de análise isotópica.	22
Tabela III.3 Padrões internacionais de isótopos de Pb utilizados no CPGeo	26
Tabela IV.1 Composição química das rochas da região de Pontes e Lacerda.	29
Tabela IV.2 Composição isotópica de Nd e Sr do metabasalto da SMVSPL.	32
Tabela V.1 Relação dos depósitos auríferos da região de Pontes e Lacerda.	50
Tabela V.2 Composição química média de pirita e ouro da paragênese monossulfetada.	52
Tabela V.3 Composição química média dos sulfetos da paragênese polissulfetada.	54
<hr/>	
Tabela VII.1 Dados isotópicos de Sm e Nd do metabasalto da SMVSPL.	64
Tabela VII.2 Dados isotópicos Rb/Sr para o GGSH.	68
Tabela VII.3 Dados isotópicos Rb/Sr para o Granito Maraboa.	71
Tabela VIII.1 Resultados da análise isotópica K/Ar.	76
Tabela VIII.2 Temperaturas de fechamento do sistema K/Ar.	77
Tabela VIII.3 Composição isotópica de Pb para as galenas do depósito do Onça.	78
Tabela VIII.4 Valores de μ para as galenas analisadas.	86
Tabela VIII.5 Valores de μ para os diversos ambientes geológicos.	87

LISTA DE FOTOMICROGRAFIAS E FOTOGRAFIAS

PRANCHA I :

Fotomicrografia 1- Metabasalto da SMVSPL (amostra 1 da Tabela IV.1).

Fotomicrografia 2- Granito Gnaiss Santa Helena (amostra 11 da Tabela IV.1).

Fotomicrografia 3- Granito Maraboa (amostra coletada no depósito Maraboa).

Fotomicrografia 4- Tonalito Nene (amostra 10 da Tabela IV.1).

PRANCHA II :

Fotomicrografia 5- Xisto da SMVSPL mostrando a ocorrência de duas fases de deformação.

Fotomicrografia 6- Textura milonítica em rocha do Grupo Aguapeí (depósito Nenê).

Fotomicrografia 7- Amostra orientada com indicador cinemático mostrando movimento dextral (depósito Nenê).

Fotografia 8- Foliação de cavalgamento com lineação frontal (depósito Japonês).

PRANCHA III:

Fotomicrografia 9- Pirita da paragênese monossulfetada (depósito Pombinha).

Fotomicrografia 10- Ouro incluído em pirita limonitizada (depósito Lavrinha).

Fotomicrografia 11- Paragênese polissulfetada: galena (cinza claro), esfalerita (cinza escuro), pirita (branco) e calcopirita (amarelo).

Fotografia 12- Veio de quartzo com halo de sericita e sulfeto (testemunho de sondagem de 3 '' obtida no depósito Ernesto).

CAPÍTULO I

ASPECTOS GERAIS

I.1 INTRODUÇÃO

As mineralizações auríferas da região de Pontes e Lacerda estão localizadas na porção sudoeste do Cráton Amazônico, entre as bacias dos rios Guaporé e Jauru, estado de Mato Grosso.

Historicamente inúmeras ocorrências auríferas têm sido exploradas na região do Alto Guaporé, datando as primeiras descobertas do século XVIII, quando foram fundadas as primeiras vilas e povoados, entre elas Vila Bela da Santíssima Trindade, primeira capital do estado. Na década de 80 houve novo surto de atividade garimpeira, com a descoberta de novas ocorrências, tendo como polo de atividades a cidade de Pontes e Lacerda. Estas ocorrências estão distribuídas por uma faixa de aproximadamente 200 km de extensão e 40 de largura de direção NW. Nesta faixa duas áreas de ocorrência se destacam. A primeira, distante 70 km ao norte de Pontes e Lacerda, comporta a Mina Santa Elina, descrita por Souza (1988). A segunda área importante, objeto deste estudo, localiza-se próxima a cidade de Pontes e Lacerda e apresenta mais de duas dezenas de ocorrências catalogadas. Avaliações preliminares executadas pelas empresas detentoras dos direitos minerários na região indicam uma reserva mínima de 19 t de Au.

A localização desta área esta indicada na Figura I.1 e compreende o município de Pontes e Lacerda, SW do Estado de Mato Grosso. A distância de Cuiabá é de aproximadamente 440 km e o principal acesso é a rodovia pavimentada BR-364.

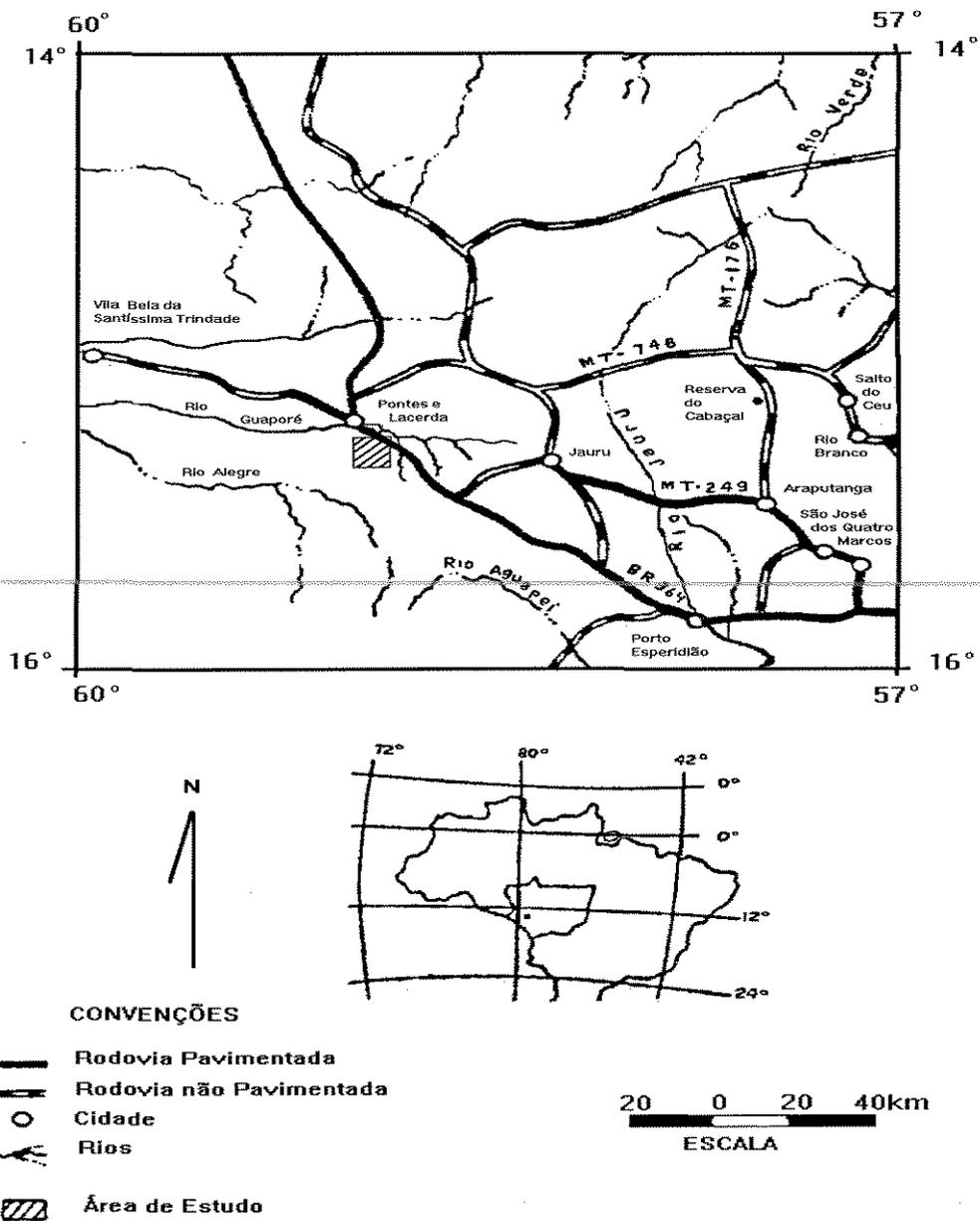


Figura I.1 Mapa de localização e vias de acesso da área estudada na região de Pontes e Lacerda (MT).

I.2 JUSTIFICATIVAS E OBJETIVOS

A região de Pontes e Lacerda produziu, segundo dados do DNPM (1995), com base em pagamento de impostos, cerca de 5,0 t de ouro no período de 1990 a 1994.

Apesar de importantes economicamente, as mineralizações auríferas da região de Pontes e Lacerda são ainda pouco conhecidas. Não há trabalhos que analisem detalhadamente os tipos de minérios, suas idades, suas relações com as encaixantes, controles estruturais, o tipo de alteração hidrotermal e outros aspectos que constituem parâmetros importantes para a formulação de um modelo conceitual e de exploração mineral para a região.

Esta pesquisa foi formulada com o objetivo de contribuir para a caracterização dos depósitos auríferos da região de Pontes e Lacerda através da realização de trabalhos de campo e de laboratórios para a obtenção de dados geoquímicos e isotópicos sobre a mineralização, rochas hospedeiras e alteração hidrotermal que possam ser utilizados como subsídios para a elaboração de um modelo conceitual e exploratório válido para a região.

Inicialmente foi realizada uma compilação bibliográfica e elaborado um mapa geológico e a coluna estratigráfica a partir dos trabalhos publicados sobre a geologia da região, apresentados no Capítulo II. Tendo em vista os objetivos propostos, no Capítulo III são descritos os materiais e os métodos empregados. A partir do Capítulo IV são apresentados os resultados, como o mapeamento geológico 1:20.000 realizado na região de maior quantidade de depósitos, a petrografia e a geoquímica dos litotipos aflorantes nessa área e a caracterização das estruturas. No Capítulo V são descritos os depósitos além da química mineral das paragêneses metálicas. No Capítulo VI são apresentados os estudos geoquímicos da alteração hidrotermal. O capítulo VII contém os resultados geocronológicos das encaixantes da mineralização e no Capítulo VIII são analisados os dados isotópicos da mineralização. Finalmente no Capítulo IX são apresentadas as principais conclusões e recomendações deste trabalho.

CAPÍTULO II

GEOLOGIA REGIONAL, MINERALIZAÇÕES E SÍNTESE GEOCRONOLÓGICA

II.1 UNIDADES GEOLÓGICAS

Uma revisão estratigráfica da região de Pontes e Lacerda apresenta algumas dificuldades, considerando as dimensões da área e as poucas informações disponíveis.

A área abrangida por esta revisão localiza-se na porção W do Estado de Mato Grosso entre os meridianos 58°00' e 59°30' e paralelos 15°00' e 16°17' (Figura II.1). Os primeiros mapeamentos sistemáticos realizados foram o Projeto Alto Guaporé (Figueiredo et al., 1974) e o Projeto RADAMBRASIL (Barros et al., 1982). Ainda pela CPRM foi mapeada a Folha Pontes e Lacerda (Menezes et al., 1993). De forma complementar, outros autores pesquisaram a área abordando aspectos específicos e locais.

Tectonicamente a área pode ser posicionada na Província Tapajós (Almeida et al. 1978), Cinturão Rio Negro-Juruena (Tassinari, 1981), Cinturão Móvel Rondoniense (Amaral, 1974) e Cinturão Sunsás-Aguapeí (Litherland et al., 1989).

As unidades geológicas e mineralizações são descritas a seguir.

II.1.1 COMPLEXO BASAL

O Complexo Basal foi tomado como indiviso inicialmente, porém no decorrer do tempo ele foi descrito em diferentes regiões e com diferentes denominações como exposto a seguir.

O termo Complexo Xingu foi utilizado para denominar rochas do embasamento indiferenciado por Barros et al. (1982). Inicialmente referia-se a unidades polideformadas arqueanas na porção leste do Cráton Amazônico no trabalho de Silva et al. (1974). Trabalhos subsequentes sugeriram a subdivisão dessa unidade.

Menezes et al. (1993) denominaram Complexo Metamórfico Alto Guaporé (CMAG) as rochas da porção norte de Pontes e Lacerda, cujas características principais são feições estruturais e litotipos que evidenciam sua evolução em ampla mobilidade, incluindo processos de fusão parcial acompanhados de migmatização e milonitização. Nesta unidade foram descritos ortognaisses e paragnaisses com anfibolitos e metabásicas e ortognaisses porfiróides com composição granodiorítica.

Matos (1994) identificou esta unidade nas margens do Rio Aguapeí, onde está representada por biotita-gnaisses e migmatitos, além de rochas cataclásticas com composição modal predominante de tonalitos e granodioritos. Nas proximidades, Pinho (1990) cita termos tonalítico-trondhjemíticos predominantes, passando para composição granodiorítica, monzonítica e quartzo diorítica. Mais ao sul desta área, Matos e Ruiz (1991) citam a ocorrência de gnaisses e migmatitos pertencentes a esta unidade.

Quimicamente as rochas ácidas do CMAG apresentam caráter aluminoso, tendendo a calcioalcalino, enquadradas nos granitos tipo I, de derivação mantélica e influência crustal sugerida pelas anomalias negativas de Eu.

Na região de São José dos Quatro Marcos, Carneiro et al. (1992) obtiveram a idade isocrônica Rb/Sr de 1971 ± 70 Ma para gnaisses correlacionáveis, segundo Menezes et al. (1993), a esta unidade.

Ferreira Filho e Bizzi (1985) descreveram o Complexo Granulítico Anfibolítico Santa Bárbara (CGASB) na área a leste de Pontes e Lacerda com gabros noríticos, olivina-noritos, leucogabros e anortositos com reações metamórficas da fácies granulito. Figueiredo et al. (1974) já haviam identificado anfibolitos, os quais Barros et al. (1982) incluíram na Suíte Intrusiva Rio Alegre. Menezes et al. (1993) descrevem estas rochas como mesocráticas, caracterizadas por textura granoblástica,

granulação fina a média, discreto *fabric* planar e coloração cinza-esverdeada. Os anfibolitos exibem forte anisotropia, resultado da disposição orientada dos anfibólios. São rochas meso a melanocráticas, cinza escuras, com granulação fina a média e revelam bimodalidade composicional compostas de enderbítos e norítos. Ainda segundo Menezes et al. (1993) a composição indica anfibólio e plagioclásio; apatita, zircão e sulfetos são acessórios. O padrão de terras raras horizontalizado sugere a origem a partir de MORB's ou tholeiítos arqueanos. Granulitos do Complexo Granulítico Lomas Maneches, provavelmente correlacionáveis a esta unidade, apresentam uma idade de 1961 Ma., conforme citado por Litherland et al. (1989).

O Complexo Gnáissico-Migmatítico Brigadeirinho (CGMB) foi definido por Saes et al. (1984) na região de Jauru. Os tipos petrográficos registrados nesta unidade correspondem a gnaisses leucocráticos a mesocráticos, anfibolitos e subordinadamente migmatitos, granada muscovita-xistos e muscovita quartzitos. As paragêneses enquadram-se na fácies anfibolito, sendo localmente observados retrometamorfismo à fácies epidoto-anfibolito. Os gnaisses leucocráticos apresentam intensa foliação e bandamento e a composição é granítica (quartzo, feldspato alcalino, oligoclásio, quantidades variáveis de biotita, granada, muscovita, zircão, esfeno, rutilo e magnetita). Os anfibolitos são rochas fortemente foliadas e constituídos de hornblenda e andesina. As texturas mais comuns são granoblástica, nematoblástica e porfiroblástica. Os migmatitos ocorrem como manchas irregulares dentro dos gnaisses, com estrutura estromática. O paleossoma é composto por anfibolito e gnaisse leuco a mesocrático e o neossoma é granítico. Granada-gnaisse/xisto e quartzito ocorrem como faixas alongadas NW, apresentando contatos bruscos com os outros litotipos. São rochas de granulação grossa, fortemente xistosas apresentando crenulação bem desenvolvida. A textura pode ser lepidoblástica e porfiroblástica.

Monteiro et al. (1986) excluíram os xistos do CGMB desta unidade e os incluíram nas rochas vulcano-sedimentares do Greenstone Belt do Alto Jauru. Ruiz (1992) propôs a divisão do CGMB em três unidades litoestatigráficas distintas: Gnaisses São Domingos e Aliança (ortoderivados) e Suíte Intrusiva Santa Cruz. Segundo ainda este autor, a relação de contato entre as rochas vulcano-sedimentares e o CGMB evidencia a precocidade das supracrustais. Os inúmeros enclaves centimétricos, métricos e quilométricos de anfibolitos finos, homogêneos ou bandados

e metagabros no interior dos gnaisses ortoderivados e dos granitos colaboram com esta hipótese.

O Complexo Metamórfico Jauru foi proposto por Carneiro (1985) e por Carneiro et al. (1992), agrupando o Gnaiss São José dos Quatro Marcos (GSJQM) e o Gnaiss Santa Fé (GSF). O GSJQM ocorre próximo da cidade homônima e é representado por gnaisses cinzas, leucocráticos, de composição tonalítica a granodiorítica com feições deformacionais complexas. Segundo Carneiro (1985) essas rochas são de granulação fina a média e o bandamento gnáissico definido pelas bandas félsicas e mesocráticas, esta última enriquecida em biotita e/ou hornblenda. São observadas duas foliações e um episódio de migmatização. No diagrama QAP (quartzo-feldspato alcalino-plagioclásio) estes gnaisses caem no campo dos tonalitos e apresentam razão inicial $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ de 0,7017 característico de material primitivo (granito tipo I), direta ou indiretamente derivado do manto por diferenciação de magmas basálticos ou fusão parcial de crosta basáltica pré-existente.

Leite et al. (1986) individualizaram uma unidade ao norte de Jauru, denominada como Complexo Gnáissico Rio Vermelho (CGRV) reunindo associação de gnaisses e migmatitos polideformados. De composição tonalítico-granodiorítica, os gnaisses apresentam granulação grossa à média e coloração cinza. O bandamento é evidenciado por bandas quartzo-feldspáticas e bandas com hornblenda e biotita. As estruturas do migmatito são do tipo estromático com granulação média e coloração cinza-esbranquiçada. Dados estruturais indicam ação de quatro episódios de deformação dúctil, com dobramentos e figuras de interferência tipo domo e bacia e bumerangues. Embora não se tenha dados geocronológicos disponíveis, o número de deformações impostas a esta unidade tem sido usada por Leite et al. (1986) como parâmetro para defini-la como anterior às outras unidades menos deformadas.

II.1.2 ROCHAS VULCANO-SEDIMENTARES

Compreende unidades supracrustais compostas por rochas vulcânicas de composições variadas e rochas sedimentares associadas, todas metamorfisadas, descritas por diferentes autores em diferentes regiões como exposto a seguir.

A Sequência Vulcano Sedimentar Quatro Meninas (SVSQM) foi proposta por Saes et al. (1984) e compreende um conjunto de rochas básicas e ultrabásicas,

vulcânicas e plutônicas metamorfisadas na facies xisto verde, associada a metassedimentos terrígenos e químicos, de coloração variando de verde a preto e granulometria afanítica a fanerítica. As estruturas são maciças nos corpos plutônicos e maciças ou bandadas nos vulcânicos. Observa-se ainda estruturas de almofadas, e textura porfiróide a amigdaloidal em lavas basálticas komatiíticas. Os litotipos mais frequentes são metagabros, metanortositos, metabasaltos e xistos magnesianos. Pinho e Fyfe (1994) e Leite et al. (1986) estudaram as rochas vulcânicas básicas da Faixa Quatro Meninas do Greenstone Belt Alto Jauru, identificando basaltos tholeiíticos de alto ferro e sugerindo que o ambiente tectônico de formação para estas rochas é do tipo Arco de Ilha.

O Greenstone Belt Alto Jauru (GBAJ) corresponde a SVQM de Saes et al. (1984), tendo sido proposto por Monteiro et al. (1986) como resultado do mapeamento regional executado na região entre Jauru e Araputanga. Compreende uma sequência vulcano-sedimentar arqueana constituída de três faixas de trend N-NW/S-SE separadas pelo embasamento granítico-gnáissico. Denominadas de leste para oeste de Cabaçal, Araputanga e Jauru, estas três faixas têm composição variável de rochas ultrabásicas, lavas ácidas a intermediárias, rochas básicas com estruturas almofadadas e tufáceas, vulcanoclásticas, sedimentos químicos e clásticos intercalados.

Monteiro et al. (1993) dividiram ainda o Greenstone Belt Alto Jauru em três unidades: Formação Mata Preta (unidade basal de composição básico-tholeiítica), Formação Manuel Leme (lavas e tufos dacíticos e riodacíticos) e Formação Rancho Grande (metassedimentar). Toledo (1996) apresenta uma datação Sm/Nd para as vulcânicas básicas da Formação Mata Preta de 1988 ± 72 Ma.

Ruiz (1992), em trabalhos de detalhe próximo ao Rio Cabaçal e na Faixa Cabaçal do GBAJ de Monteiro et al. (1986), denominou uma faixa de rochas vulcânicas individualizada nessa área como Grupo Alto Jauru, caracterizada como um cinturão estreito e alongado de direção aproximada de N20°W. Os litotipos observados são: biotita-musovita-granada-gnaiss, tremolita-clorita-xisto, tremolita-actinolita-anfibolito, muscovita-quartzo-xisto e granada-muscovita-silimanita-biotita-xisto. Apresentam ainda três fases superimpostas de deformação com geração de novas texturas e estruturas.

A Sequência Metavulcano-Sedimentar Pontes e Lacerda (SMVSPL) foi descrita por Menezes et al (1993) no mapeamento da Folha Pontes e Lacerda (1:100.000), compreende rochas vulcânicas e sedimentares químicas e clásticas, fortemente transpostas e metamorfisadas no intervalo das facies xisto verde alta a anfibolito baixa. A SMVSPL é dividida nas formações São José do Rio Branco (composta por espessos pacotes de anfibolitos e metassedimentos químico exalativos), Paumar (rochas vulcânicas) e Triângulo (unidades essencialmente clásticas, psamo-pelíticas com caráter vulcânico subordinado).

Esta sequência ocorre a leste das três faixas descritas no GBAJ por Monteiro et al (1986), e apresenta forma mais alongada, com o mesmo trend NW-SE (Figura I.1). As feições estruturais mais proeminentes estão relacionadas a um evento deformacional (cisalhamento simples, dúctil), responsável pela foliação milonítica e pela lineação mineral. Através de correlações estratigráficas com o Granito Gnaiss Santa Helena, os proponentes desta unidade sugerem a idade de 1.350 Ma.

Matos (1994) denominou o conjunto de litotipos vulcânicos mapeados na região de Pontes e Lacerda de Sequência Vulcano-Sedimentar Rio Alegre (SVSRA), denominada por Menezes et al. (1993) como SMVSPL. Estas rochas têm composição que variam de basaltos até tufos ácidos, associados a rochas sedimentares químicas e têm continuidade física com a SMVSPL. Matos (1994) dividiu a SVSRA em Formação Minouro (metabasaltos de granulação fina associados a metassedimentos químicos como cherts e BIF's), Formação Santa Isabel (metavulcânicas e metapirocláticas de natureza riodacítica) e Formação São Fabiano (intercalações de sedimentos clásticos e químicos metamorfizados como metacherts, BIF e metavulcanoclásticas). Estas rochas apresentam, segundo Matos e Ruiz (1991), foliação principal com direção N20W subvertical e duas secundárias (foliação de transposição e clivagem de crenulação).

II.1.3 INTRUSIVAS BÁSICAS E ULTRABÁSICAS

As rochas intrusivas básicas e ultrabásicas descritas pelos diversos autores são de ampla distribuição geográfica e apresentam características distintas que dificultam correlações, de forma que preferiu-se a apresentação dessas unidades na sequência temporal em que foram publicadas.

Intrusivas Básico-Ultrabásicas (IBU). Inicialmente estudadas no Projeto Alto Guaporé por Figueiredo et al (1974), incluíam gabros, metagabros, biotita-uralita-gabros, microgabros anfibolitizados e serpentinitos.

Suíte Intrusiva Rio Alegre (SIRA). Barros et al (1982) no relatório do Projeto RADAMBRASIL, propõem a denominação acima para uma unidade litoestratigráfica composta por uma associação básica-ultrabásica com gabros, gabros anfibolitizados, anfibolitos e serpentinitos.

Suíte Intrusiva Figueira Branca (SIFB). Saes et al (1984) utilizaram o termo SIFB para designar a sequência de rochas básico-ultrabásicas não metamórficas, caracterizada por uma associação de litotipos tais como dunitos, anortositos, troctolitos e noritos, correlacionáveis a uma sucessão ígnea básico-ultrabásica diferenciada de natureza tholeiítica. Datação K/Ar em um gabro forneceu a idade de 2,8 Ga (Monteiro et al. 1986), porém não confirmada por Toledo (1996), que obteve uma idade isocrônica Sm/Nd de 1688 ± 45 Ma.

Complexo Ígneo Rio Cágado (CIRC). Menezes et al (1993) definem este complexo como rochas efusivo-plutônicas, básicas a intermediária, com discretas intercalações ácidas cujas relações de campo, aliadas aos aspectos petrotectônicos, sugerem afinidades comagmáticas. São basaltos, andesitos, tonalitos e granodioritos com evidências de metamorfismo na facies xisto-verde. O CIRC foi datado (K/Ar em muscovita) em 1142 ± 44 Ma.

Intrusivas Máfico-Ultramáficas Metamorfisadas (IMUM). Matos (1994) cita a presença de corpos intrusivos máficos e ultramáficos metamorfisados representado por serpentinitos, gabros e tonalitos. A granulação grosseira atesta seu caráter plutônico, sendo que os gabros e serpentinitos apresentam textura cumulática, caracterizando diferenciação. Os termos constituintes de gabros variam de peridotito-harzburgíticos até gabros e leuco-gabros. Os termos serpentinitos variam de peridotitos e dunitos a harzburgitos.

II.1.4 INTRUSIVAS ÁCIDAS A INTERMEDIÁRIAS

Foram agrupadas neste ítem as unidades de composição ácida a intermediária com idade anterior ao do Grupo Aguapeí e que foram individualizadas do Complexo Basal pelos autores que estudaram a região.

Tonalito Cabaçal (TC). Foi descrito originalmente por Monteiro et al. (1986). Ocorre na porção leste da Figura I.1, apresentando coloração rosa acizentada, equigranular e granulação fina, geralmente foliado com alinhamento dos minerais máficos, textura hipidiomórfica a xenomórfica. Enclaves de gnaisses e anfibólitos, além de veios de granito rosa são frequentes. A mineralogia é composta de plagioclásio, quartzo, raramente microclínio, biotita, hornblenda, apatita, zircão e clorita com composição calcio-alcalina tonalítica-trondhjemítica.

A idade proposta para esta unidade é de 1710 ± 70 M.a., obtida a partir de uma isócrona Rb/Sr. Carneiro et al. (1992) interpretam esta idade como final de uma diferenciação magmática, iniciada com tonalitos e finalizada com litotipos mais diferenciadas como os granitos.

Granodiorito Água Clara (GAC). Esta denominação foi proposta por Saes et al. (1984) para individualizar um maciço de dimensões batolíticas aflorante ao sul da Folha Jauru. Em 1986, Monteiro et al. prolongaram esta unidade para o sul da área inicial, o que foi confirmado por Leite (1989).

Caracteriza-se pela coloração cinza, granulometria média a fina, ocasionalmente porfirítica. O aspecto maciço é dominante, sendo observadas foliações em zonas de falhas e próximo aos contatos. Acha-se intrudido pelos gabros e noritos da Suíte Figueira Branca e mostra relações de intrusão com o Complexo Gnáissico-Migmatítico Brigadeirinho. Essa unidade não apresenta posição estratigráfica definida, tendo sido apenas indicado por Saes et al. (1984) seu caráter intrusivo no Complexo Basal.

Granito Alvorada (GA). São englobados sob esta denominação vários corpos graníticos, subordinadamente granodioríticos, alongados, homogêneos, granulação

média a grossa, localmente porfiríticos, rosados a cinza claros, fracamente foliados nas bordas (Monteiro et al., 1986). A mineralogia principal dessa unidade contém quartzo, microclínio, biotita, anfibólio, muscovita e clorita e apresenta uma composição de alkali-riolito.

Foi obtida uma isócrona de referência (Rb/Sr) com idade de 1505 ± 20 M.a, segundo Carneiro et al. (1989). Toledo (1996) obteve uma idade Rb/Sr para esta unidade de 1523 ± 278 Ma.

Granito-Gnaise Santa Helena (GGSH). A designação Granito Santa Helena foi introduzida por Saes et al. (1984) na Folha Jauru. Durante o mapeamento da Folha Pontes e Lacerda, Menezes et al. (1993) renomearam-no como Granito-Gnaise Santa Helena. São rochas com tendência alaskíticas, sempre foliadas, cinza avermelhada ou róseas e granulação média a grossa, francamente porfirítica. Feldspato alcalino, quartzo e subordinadamente plagioclásio constituem a mineralogia essencial, enquanto biotita, magnetita e hornblenda são acessórios.

Estas rochas são ricas em SiO_2 , pobres em Al_2O_3 e CaO e podem ser caracterizadas como granitos do tipo A. A idade obtida por uma isócrona Rb/Sr de 4 pontos é 1308 ± 12 M.a. segundo Menezes et al. (1993).

II.1.5 GRUPO AGUAPEÍ

Figueiredo et al. (1974), descreveram-na inicialmente como Unidade Aguapeí. Souza e Hildred (1980) propuseram sua elevação ao status de Grupo Aguapeí e dividiram-no em Formação Fortuna (correspondente ao pacote basal constituído de metarenitos ortoquartzíticos intercalados com metaconglomerados oligomíticos); Formação Vale da Promissão (formada por uma sequência pelítica, constituída de metassiltitos, filitos, ardósias e metapsamitos finos) e Formação Morro Cristalino (formada por metarenitos, intercalações de metaconglomerados e finos leitos de metassiltitos). Saes e Frago Cesar (1994) propuseram, a partir de estudos faciológicos, que a bacia de deposição do Grupo Aguapeí passou por três estágios: Estágio Rift; Estágio Marinho com subsidência; e Estágio de Inversão com retrabalhamento. O aulacógeno Aguapeí e o Cinturão Sunsás são correlacionáveis cronologicamente e estão geograficamente lado a lado. A SW do Grupo Sunsás

foi identificada uma zona de subducção, com as conseqüentes associações de sedimentação, magmatismo, mineralizações, deformação e metamorfismo, com idades do Proterozóico Médio, segundo Litherland et al. (1989). Estes autores propuseram o início de deposição do Grupo Sunsás a 1300 Ma. e final a 950 Ma.

II.1.6 GRANITOS JOVENS

Neste estudo são chamados Granitos Jovens os corpos intrusivos ácidos presumivelmente contemporâneos ou posteriores ao Evento Sunsás-Aguapeí.

Granito São Domingos (GSD). Esta denominação é utilizada para definir um conjunto de granitos granadíferos, associado a um pequeno corpo de aproximadamente 50 km², na Folha Pontes e Lacerda, segundo Menezes et al. (1993).

Nas zonas de contato observam-se xenólitos das rochas vulcânicas encaixantes. Apresenta caráter hololeucocrático, coloração cinza avermelhada e mais raramente cinza esbranquiçada, textura isotrópica, localmente orientada, granulação fina a média, tendo como principais constituintes o feldspato alcalino, quartzo e plagioclásio; acessoriamente biotita e caracteristicamente granada.

Ainda segundo Menezes et al. (1993), o caráter hololeucocrático da rocha aliado a sua peculiar paragênese mineral, permite concluir sobre sua composição córindon-normativa, peraluminosa e por conseguinte, sua caracterização como granito tipo S, derivado de fusão crustal de rochas metassedimentares, sob condições hidratadas na fácies anfíbolito.

Não se dispõem até o momento de estudos geocronológicos, mas considerando a natureza intrusiva no Granito Gnaiss Santa Helena e o seu aspecto *tardi a pós* deformacional, segundo Menezes et al. (1993), indicam que esta unidade apresenta posição estratigráfica *pós* Grupo Aguapeí.

Suíte Intrusiva Guapé (SIG). O termo Suíte Guapé foi empregado por Barros et al (1982) e reúne maciços ácidos compostos por biotita-hornblenda-granitos e microgranitos porfíricos segundo Saes et al. (1984).

Mapeado por Menezes et al. (1993), foi dividido em duas associações principais, uma de composição sieno- e monzo-granítica a alaskítica e outra, bastante

subordinada, quartzo-monzonítica. As primeiras são leucocráticas, avermelhadas a róseas, isotrópicas, via de regra inequigranulares, granações finas, médias e frequentemente grossas. A mineralogia é simples à base de feldspato alcalino e quartzo com biotita acessória. A segunda associação compreende tipos microgranulares, eventualmente subvulcânicos, com tendência a composições intermediárias; estas rochas são mesocráticas, cinza escuras, apresentam cristais arredondados de quartzo e feldspatos manteados por finas películas de plagioclásio (textura rapakivi).

Análises químicas de rocha total apresentadas por Menezes et al. (1993) sugerem uma tendência alcalina e confirmam cabalmente o caráter aluminoso. Variedades mais ácidas situam-se no campo dos granitos e adamelitos, enquanto as variedades intermediárias ocupam o campo dos quartzo-monzonitos.

A isocrona Rb/Sr de 5 pontos da Suíte Guapé indica uma idade de 950 ± 40 M.a. (Menezes et al., 1993).

Granito Lages (GL). Rochas de composição granítica (*strictu sensu*) com coloração variando de rosa a cinza, granação média a grossa (esta última predominante) segundo Matos e Ruiz (1991).

O seu caráter intrusivo é demonstrado pela presença de enclaves de anfibolito, augen-gnaisses e biotita-gnaisses em seu corpo de dimensões batolíticas. Há uma incipiente foliação metamórfica, orientada na direção N/S (direção local do Cinturão Aguapeí).

Estas rochas mostram texturas granoblásticas a granolepidoblásticas e os minerais essenciais são quartzo, microclínio e plagioclásio; os acessórios são muscovita, clorita, biotita, epidoto, zircão, sericita e opacos. A classificação modal no diagrama QAP (quartzo-feldspato alcalino-plagioclásio) caem nos campos 3A e 3B (granitos), segundo Matos e Ruiz (1991). Não há dados geocronológicos para esta unidade.

II.2 MINERALIZAÇÕES

Os trabalhos existentes sobre as mineralizações auríferas da região de Pontes e Lacerda tiveram por objetivo o reconhecimento regional (Saes et al., 1991; Geraldês e

Costa Neto, 1994; e Silva e Rizzoto, 1994) e a avaliação dos depósitos aluvionares (Souza, 1988).

Souza (1988) estudando os principais depósitos de ouro do Estado de Mato Grosso, interpretou as mineralizações da Região da Serra de São Vicente (incluindo a Mineração Santa Elina) como depósitos aluvionares e/ou lateríticos, provavelmente oriundos de veios de quartzo mineralizados, encaixados no Grupo Aguapeí.

Saes et al. (1991) descreveram o Grupo Aguapeí como do Proterozóico Médio e representado por sequência quartzítico-pelítica. Além de formar um cinturão dobrado com direção NW que invade o território boliviano, essas rochas sobrepoem-se a rochas vulcano-sedimentares, terrenos gnáissico-migmatíticos e batólitos graníticos. O Grupo Aguapeí está diretamente ligado aos depósitos auríferos que podem ser de 3 tipos: (i) laterítico, (ii) placer e (iii) hidrotermal; sendo que neste último haveria duas gerações de quartzo mineralizado possivelmente gerado durante o Evento Aguapeí.

Geraldes e Costa Neto (1994) descreveram as mineralizações auríferas da região de Pontes e Lacerda com origem ligada a processos hidrotermais relacionados a falhamentos de direção preferencial NW. De provável idade proterozóica, estas mineralizações atingem tanto o embasamento granítico-tonalítico como a sequência vulcano-sedimentar e os sedimentos clásticos do Grupo Aguapeí.

Silva e Rizzoto (1994) propõem a "Província Aurífera Guaporé", localizada na região que se estende de Ariquemes (RO) a Pontes e Lacerda (MT), com uma extensão aproximada de 600 km. A Província está associada a importante feição tectônica, denominada de Cinturão de Cisalhamento Guaporé (resultado da tectônica colisional ocorrida no Proterozóico Médio) caracterizada por cavalgamentos oblíquos a frontais com direções que variam de NNW-SSE a WNW-ESE, além de foliação milonítica S_n desenvolvida em alto grau metamórfico e S_{n+1} reflexo tardio da tectônica colisional.

II.3 SÍNTESE DOS DADOS GEOCRONOLÓGICOS

O levantamento dos dados geocronológicos teve por objetivo primeiramente a elaboração da coluna estratigráfica da região, apresentada na Figura II.1. Um segundo objetivo deste levantamento foi o de auxiliar na definição dos litotipos a serem datados, especificamente as unidades encaixantes das mineralizações auríferas na área mapeada durante este estudo.

Hasui e Almeida (1970) publicaram os primeiros dados geocronológicos da região. As datações foram realizadas em amostras coletadas entre o Rio Guaporé e o Rio Jauru. Foram datados um pegmatito (K/Ar em muscovita) com 875 Ma., um granito (K/Ar em biotita) com 698 Ma., um granito (K/Ar em anfibólio) com 966 Ma e um gnaisse (K/Ar em anfibólio) com 1144 Ma. Os autores interpretaram estas idades como representando as unidades do embasamento da Plataforma do Guaporé afetadas no Ciclo Brasileiro.

Barros et al (1982), em trabalho publicado pelo PROJETO RADAMBRASIL, Folha Cuiabá, apresentam duas análises realizadas no CPGeo-USP. A primeira foi um microgranito com idade Rb/Sr de 1241 ± 37 com razão inicial $RI = 0,705$ (estimada). A segunda amostra corresponde a um granito com idade Rb/Sr de 1414 ± 33 e razão inicial $RI = 0,705$. Os autores sugerem que estas rochas pertenceriam ao Complexo Basal.

~~Monteiro et al (1986), em complementação aos trabalhos de mapeamento e~~ prospecção mineral dataram um gabro (K/Ar em plagioclásio) com 2830 ± 70 Ma e 2800 ± 360 Ma. A interpretação destas datações do Gabro Indiavaí foram utilizadas para se determinar a idade mínima para o Greenstone Belt Alto Jauru.

Litherland et al (1989) em mapeamento do pré-Cambriano da Bolívia datou um granito intrudido no Grupo Sunsás (correlacionável ao Grupo Aguapeí) com 1.300 Ma. Outro granito plutônico tipo anatético (método Rb/Sr com isócrona com três pontos) resultou em uma idade de 1.021 Ma. Um *sill* ultramáfico intrudido entre o Grupo Sunsás e o Grupo Vibosi (mais recente) apresentou a idade de 992 Ma. A datação do Grupo Sunsás na Bolívia, utilizando o método K/Ar em filitos e pegmatitos intrusivos, resultaram em idades entre 1.300 e 950 Ma. Este conjunto de idades permitiu a Menezes et al. (1993) concluírem que o Grupo Aguapeí, por correlação, teve o seu início de deposição a 1300 Ma e final a 950 Ma.

Carneiro et al (1989) estudaram vários litotipos ácidos a intermediários na região de São José dos Quatro Marcos. A datação realizada em granitos e gnaisses individualizados do Complexo Xingu resultou na idade Rb/Sr de 1472 ± 19 Ga (Granito Alvorada) com razão inicial de $RI = 0,703$. Uma outra datação realizada em tonalito resultou na idade (Rb/Sr) de 1505 ± 20 Ma. com razão inicial de $RI = 0,704$. A utilização de todos os pontos em uma isócrona final de 9 pontos resultou em uma

idade de 1505 ± 20 Ma. Concluíram os autores que as intrusões iniciaram-se com os tonalitos e evoluíram para granitos.

Carneiro et al (1992) complementando as análises do trabalho anterior dataram um gnaiss tonalítico que forneceu uma idade Rb/Sr de 1971 Ma. com razão inicial $RI = 0,707$. Outro gnaiss tonalítico forneceu a idade Rb/Sr próximo de 1700 Ma e K/Ar de 1500 Ma. A interpretação para estes resultados foi de que houve um evento térmico em 1500 Ma. e os gnaisses tonalíticos de 1971 Ma. corresponderiam aos "Gnaisses São José dos Quatro Marcos". Os autores sugerem ainda que o magmatismo granítico de 1,5 Ga é correlacionável aos granitóides sin-cinemáticos do Ciclo San Inacio na Bolívia, definidos por Litherland et al (1989).

Menezes et al. (1993) executaram o mapeamento da Folha Pontes e Lacerda 1 : 100.000 publicada pela CPRM. Neste trabalho foram datados o Complexo Granítico-Anfibolítico Santa Bárbara (K/Ar em anfibolito) com idade de 1330 ± 33 Ma. O Granito-Gnaiss Santa Helena foi analisado gerando uma isócrona Rb/Sr de 1308 ± 44 Ma. e razão inicial $RI = 0,7145$. O Complexo Ígneo Rio Cágado foi datado (K/Ar em muscovita) em 1142 ± 44 Ma. A Suíte Intrusiva Guapé apresentou a idade Rb/Sr de 950 ± 40 Ma com razão inicial $RI = 0,703$ e a idade K/Ar (em biotita) de 852 ± 14 Ma.

Toledo (1996) apresentou uma datação Rb/Sr para o granito Alvorada com 1523 ± 278 Ma. com $RI = 0,703$ e duas datações Sm/Nd com 1988 ± 72 Ma e 1688 ± 45 Ma para vulcânicas básicas da Formação Maia Preta (Greenstone Belt Alto Jauru) e para o Gabro Indiavaí (Suíte Intrusiva Figueira Branca), respectivamente.

CAPÍTULO III

MATERIAIS E MÉTODOS

Para se atingir os objetivos propostos neste trabalho executou-se inicialmente o mapeamento geológico e a análise petrográfica das rochas encaixantes e do minério. Em uma segunda fase foram realizados os estudos litogeoquímicos e em sequência os estudos isotópicos. A seguir são descritos os materiais e métodos utilizados em cada um destes estudos.

III.1 MAPEAMENTO GEOLÓGICO

Na presente pesquisa foram realizadas duas campanhas de campo visando a elaboração um mapa geológico ao sul da cidade de Pontes e Lacerda onde há grande concentração de depósitos. Foi utilizado método convencional de mapeamento geológico com estudos bibliográficos, fotointerpretação, análise de afloramentos e depósitos, coleta de amostras, delimitação de litotipos, estruturas, localização de ocorrências, etc.; além da integração de todos os resultados laboratoriais dos métodos utilizados neste trabalho. Das amostras coletadas nestas campanhas de campo foram selecionadas 61 para a confecção de lâminas delgadas e de seções polidas. Posteriormente foi realizada a análise petrográfica dessas amostras no laboratório do Instituto de Geociências da UNICAMP, utilizando-se microscópios CARLZEISS-JENAPOL

III.2 QUÍMICA MINERAL

Um total de 13 seções polidas foram selecionadas para a realização de análises químicas de sulfetos e de ouro em Microsonda Eletrônica CAMECA SX50 no Instituto de Geociências da UnB. As seções polidas foram metalizadas com C em vaporizador automático Bendix/CVC.

O procedimento analítico adotado foi o de rotina do laboratório, com a utilização de sistema semiautomatizado constando de um microcomputador instalado *on line*. As condições instrumentais para as análises foram as seguintes:

potencial de aceleração	15	kV
corrente de amostra	0,026	mA
tempo de integração de contagens	5 ou 10s	
diâmetro do feixe eletrônico	1 a 40	micras

Em cada amostra foram escolhidos entre dois e cinco grãos de cada fase mineral e, nestes, foram realizadas dois ou três pontos. Os elementos analisados estão apresentados na Tabela.III.1

minerais	elementos analisados											
esfalerita e galena	Zn	Pb	Cu	Fe	Bi	S	As	Sb	Ag	Se	Te	Au
pirita e calcopirita	Fe	Co	Ni	Cu	S	As	Sb	Ag	Se	Te	Au	
ouro	Ag	Au	Pb	Bi	Sb	S	Se	Te	Cu	Fe	As	

Tabela.III.1 Minerais e respectivos elementos analisados por microsonda eletrônica.

III.3 ESTUDOS LITOGEOQUÍMICOS

Foram selecionadas vinte amostras para análises químicas em rocha total. Os litotipos selecionados foram metabasalto, metabasaltos alterados e metandesitos alterados (da Sequência Metavulcanossedimentar Pontes e Lacerda), tonalito (Tonalito Pau a Pique) e granito (Granito-Gnaiss Santa Helena).

Frações de rocha com 1 a 2 kg foram cominuídas em britador de aço (< 5mm) e quarteadas até a extração de alíquotas com 100g. Em seguida estas alíquotas foram moídas a uma granulometria menor do que 200 *mesh* em moínhos de ágata. A granulometria final do pó foi controlada através de testes prévios para o tempo ideal de moagem. No caso de alíquotas moídas em duas ou mais etapas, as diferentes frações do pó foram homogeneizadas manualmente. Alíquotas de 100g foram encaminhadas ao Geolab.

Os elementos maiores analisados foram (em óxidos): SiO₂, Al₂O₃, Fe₂O₃, FeO, CaO, Na₂O, MgO, K₂O, TiO₂, MnO e P₂O₅. Os elementos traços foram: Cr, NiO, Rb, Sr, Ba, Zr, Y, Nb, Hf, Th e U. Os elementos terras raras foram: La, Ce, Nd, Sm, Eu, Gd, Dy, Ho, Er, Yb, Lu.

As técnicas analíticas empregadas incluíram Fluorescência de Raio-X (FRX) para Si, Al, Ca, Fe_{total} (pastilhas fundidas com tetraborato de Li) e P, S, Cl, Rb, Sr, Ba e Zr (pastilhas de pó prensado); Espectrometria de absorção atômica para Mn, Mg, Na, K, Cu, Mo, Sn e Pb; Espectrometria óptica para Nb, Y, Ni e V; Espectrometria de emissão com plasma induzido (ICP) para terras raras; eletrodo de íon específico, após fusão alcalina para F e titulação com KMnO₄ para Fe²⁺.

Os erros esperados para as principais metodologias situam-se em torno de 2% (FRX em pastilhas fundidas), 5% (FRX em pastilhas prensadas), 2% (absorção atômica), 10% (espectrometria óptica) e entre 5% e 10% (ICP).

O tratamento dos dados geoquímicos foi efetuado com o auxílio de diversos programas aplicativos, destacando-se o NEWPET e o Excel (da Microsoft).

III.4 ESTUDOS ISOTÓPICOS

As análises isotópicas foram realizadas no Centro de Pesquisas Geocronológicas (CPGeo) do Instituto de Geociências da USP após as análises petrográficas e litogeoquímicas. As quantidades de análises estão apresentadas na Tabela.III.2, que resume o programa isotópico executado neste estudo.

UNIDADE	MATERIAL	MÉTODO	ANÁLISES
GRANITO MARABOA	GRANITO RT	Rb/Sr	6
GRANITO-GNAISSE SANTA HELENA	GRANITO RT	Rb/Sr	2
SEQUÊNCIA META- VULCANOSSEDIMENTAR PONTES E LACERDA	METABASALTO RT	Sm/Nd	3
MINERALIZAÇÃO	SERICITA	K/Ar	3
	GALENA	Pb/Pb	3
TOTAL			17

Tabela. III.2 Programa de análise isotópica.

Foram realizadas 17 análises utilizando-se os métodos isotópicos K/Ar, Rb/Sr, Sm/Nd e Pb/Pb. Para cada um destes métodos foi analisado um material coletado especialmente. Desta forma a preparação e separação das amostras, os procedimentos dos ataques químicos, os procedimentos de medição, os brancos e padrões, além das constantes utilizadas e formas de cálculos são descritos separadamente.

O MÉTODO K/Ar

O método K/Ar é baseado no decaimento do isótopo instável ^{40}K para o ^{40}Ar . Minerais que apresentam K na sua composição química podem ser analisados utilizando-se este método.

No presente estudo este método foi utilizado para a análise de sericita presente nos veios hidrotermais das mineralizações auríferas. As amostras foram britadas em pilão manual e cominuídas até atingir a granulometria máxima de 60 *meshs*. O material com granulometria inferior a 100 *meshs* foi descartado. Em sequência lavou-se o material em água e secou-se em lâmpadas por duas vezes. As amostras passaram posteriormente pelo separador isomagnético Frantz em duas etapas com ângulos de 10 e 15 graus. Obtida assim uma amostra de alta pureza em sericita, foi separada uma alíquota para a coleta de argônio e outra alíquota para a análise de concentração de potássio.

As análises radiométricas foram efetuadas conforme as técnicas descritas por Amaral et al.(1966), com algumas modificações. As dosagens de potássio foram feitas por fotometria de chama em aparelho Micronal modelo B262, utilizando-se o lítio como padrão. O argônio foi extraído da amostra em unidades de ultra-vácuo, com pressões inferiores a 2×10^{-7} mmHg e purificado em fornos de Cu-CuO e titânio.

Para as análises espectrométricas utilizou-se o espectrômetro de massa Reynolds, Tipo Nuclide, de fonte gasosa. Os resultados finais foram tratados em microcomputador PC486 da IBM, utilizando-se o programa ISOPLOT.

As constantes utilizadas no cálculo das idades K/Ar foram as recomendadas por Steiger e Jaeger (1978) sendo λ_{β} o decaimento da partícula β e λ_{tot} o decaimento total:

$$\lambda_{\beta} = 4,962 \times 10^{-10} \text{ a}^{-1}$$

$$\lambda_{\text{tot}} = 5,543 \times 10^{-10} \text{ a}^{-1}$$

$$\% \text{ atom. de } \text{K}^{40} \text{ em } \text{K}^{\text{tot}} = 0,01167$$

$$\text{Ar}^{40} / \text{Ar}^{36} = 295,5$$

$$\text{K}^{39} = 93,258 \%$$

O branco para o potássio foi de 0,0037 µg em recipiente analisado simultaneamente à bateria de amostras.

O MÉTODO Rb/Sr

O rubídio apresenta o isótopo instável ^{87}Rb que decai para o ^{87}Sr que, juntamente com o ^{88}Sr e ^{86}Sr , constituem os isótopos de estrôncio. Minerais e rochas que apresentem Rb em sua composição química podem ser analisados por este método.

Suítes de rochas ígneas comagmáticas podem ter razões Rb/Sr suficientemente variadas para produzir isócronas cujas inclinações indicam o tempo de cristalização inicial ou de rehomogeneização isotópica posterior. A partir de diagramas isocrônicos, além de se obter uma idade representativa do evento geológico atuante, é possível determinar a razão inicial $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ dos agrupamentos de amostras cogenéticas, parâmetro genético importante na caracterização da evolução geológica regional.

As amostras foram selecionadas a partir da relação Rb/Sr, tendo sido escolhidas as amostras que proporcionaram os valores mais distribuídos possíveis (com maior espalhamento). A dosagem de Rb e de Sr foi efetuada por Fluorescência de Raio-X, utilizando-se de um aparelho Philips com tubo de Mo (tendo-se como padrões internacionais PCC1, GSP1 e DTS1). Os valores Sr obtidos se enquadraram abaixo do limite de 50 e 500 ppm, onde os erros estimados são da ordem de 2%. Para valores fora deste intervalo é utilizada a técnica de diluição isotópica (com *spikes* enriquecidos em ^{87}Rb e ^{87}Sr).

Após a seleção, as amostras foram atacadas quimicamente em “beckers” de teflon, com HF e HClO₄ a quente, durante 12 horas. O Rb e o Sr foram, então, separados por filtração em resinas do tipo Dowex 50W-X8, 200-400 *mesh* em meio clorídrico. As análises espectrométricas foram obtidas a partir da deposição em monofilamento e com a adição de H₃PO₄ utilizando-se um aparelho Varian MAT tipo TH5 de fonte sólida acoplado *on line* a microcomputador.

As constantes utilizadas foram as indicadas por Steiger & Jäger (1978):

$$\begin{aligned} {}^{86}\text{Sr} / {}^{88}\text{Sr} &= 0,1194 \\ \lambda_{\text{Rb}} &= 1,42 \times 10^{-11} \text{ ano}^{-1} \end{aligned}$$

$$^{85}\text{Rb} / ^{87}\text{Rb} = 2,593 \pm 0,0004$$

Nos diagramas isocrônicos foi calculada a variância média quadrática ponderada (MSWD, mean square of weighted deviates) que fornece o grau de colinearidade das amostras analisadas. Os erros foram calculados levando-se em consideração o desvio dos pontos em relação a melhor reta calculada.

No período de realização das análises apresentadas, a média dos resultados obtidos no laboratório para as razões $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ atuais do padrão NBS-987 foi de $0,71026 \pm 0,00012$. O branco de Sr para o mesmo período da análise foi de $0,004 \mu\text{g}$ a $0,0004 \mu\text{g}$.

MÉTODO Sm/Nd

O método Sm/Nd é normalmente aplicado em rocha total de suítes cogenéticas de amostras cujas razões Sm/Nd variem suficientemente para definir uma isócrona em diagrama $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ e $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ ou para efeito de cálculo de idades modelo. Os procedimentos para a construção dos diagramas isocrônicos do sistema Rb/Sr são igualmente aplicáveis ao sistema Sm/Nd.

No presente estudo o ataque químico envolveu a adição de *spike* combinado do Sm-Nd e digestão química usando a mistura ácida HF-HNO₃ na proporção de 2:1. Os ácidos HNO₃ e HCl são bidestilados em destiladores de quartzo e o HF é destilado pelo método de duas garrafas de teflon.

No aquecimento e evaporação das amostras utiliza-se lâmpadas de infravermelho e evaporadores de teflon com entrada de ar filtrado. Maiores detalhes do procedimento do ataque químico, com a passagem na coluna de troca iônica primária (que concentra os terras raras) e as colunas com pó de teflon (concentradoras de Sm e Nd) estão descritos em Sato et al (1995). Para três amostras analisadas para Sm/Nd foram obtidos também dados isotópicos de Sr, coletados da solução nas colunas de troca iônica. Encerrado o ataque químico o concentrado de Sm e Nd foi analisado espectrômetro VG 354 Micromass.

Para os cálculos de razões isotópicas, do parâmetro ϵ_{Nd} e de idade modelo T_{DM} foram utilizadas as seguintes constantes (DePaolo, 1988; Faure, 1986):

$$\begin{aligned}
^{146}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} &= 0,7219 \\
\lambda_{\text{Sm}} &= 0,654 \times 10^{-11} \text{ ano}^{-1} \\
(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_{\text{CHUR},0} &= 0,512638 \\
(^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd})_{\text{CHUR},0} &= 0,1967 \\
(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_{\text{DM},0} &= 0,513078 \\
(^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd})_{\text{DM},0} &= 0,219
\end{aligned}$$

O MÉTODO Pb/Pb

Os estudos dos isótopos de Pb demonstraram que a idade dos minerais e sua evolução na crosta terrestre condicionam os valores das razões isotópicas. Os três isótopos de Pb estudados são o ^{206}Pb , o ^{207}Pb e o ^{208}Pb , resultantes do decaimento, respectivamente do ^{238}U , do ^{235}U e do ^{232}Th . Além do ^{204}Pb que é estável.

No presente trabalho este método foi utilizado para a análise de galenas do minério aurífero do depósito do Onça. Três amostras foram britadas em pilão manual, e passadas nas peneiras de 2 e 1mm. O material retido na peneira de 2mm continha grãos de galena e pirita juntos, de forma que foram remoídos até a liberação dos grãos de galena e separadas com pinça. Posteriormente as frações foram reagrupadas, obtendo-se amostras puras de galenas com aproximadamente 0,2g.

Cada amostra foi atacada quimicamente com ácido clorídrico concentrado (9,0N, destilado) em becker de teflon a quente. Após a dissolução dos grãos, a solução foi evaporada em ar filtrado para a concentração do Pb. Após esta fase o Pb foi depositado juntamente com ácido fosfórico e sílica gel em microfilamentos de Rênio para análises espectrométricas que foram feitas em um espectrômetro de massa VG-354 Micromass com multicoletor conectado *on line* com microcomputador.

Os padrões internacionais utilizados durante as análises no laboratório e os seus resultados estão na Tabela III.3

Padrões	$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$
NBS981	16,9371	15,49175	36,7213
NBS982	36,7390	17,19971	36,7449

Tabela III.3 Padrões internacionais de isótopos de Pb utilizados no CPGeo da USP.

CAPÍTULO IV

GEOLOGIA DA REGIÃO DE PONTES E LACERDA

Os dados de campo com a identificação dos litotipos, mapa geológico, dados de laboratórios como a petrografia, litogeoquímica e medidas estruturais são apresentados neste capítulo.

A área mapeada (Figura IV.1), de aproximadamente 200 km², foi escolhida para um maior detalhamento geológico em função do grande número de depósitos nela localizados. As unidades delimitadas nesta escala de trabalho são a Sequência Metavulcano Sedimentar Pontes e Lacerda, o Granito-Gnaiss Santa Helena, o Granito Maraboa, o Grupo Aguapeí (dividido em Formação Vale da Promissão e Formação Fortuna) e o Tonalito Nenê.

Os resultados dos estudos petrográficos e geoquímicos apresentados neste capítulo compreendem, respectivamente, a descrição petrográfica (com exceção do grupo Aguapeí) com as propriedades texturais e composicionais dos diversos tipos litológicos e as análises químicas de amostras representativas desses tipos (Tabela IV.1). No presente capítulo constam ainda os resultados obtidos nos estudos isotópicos para fins de interpretação petrogenética:

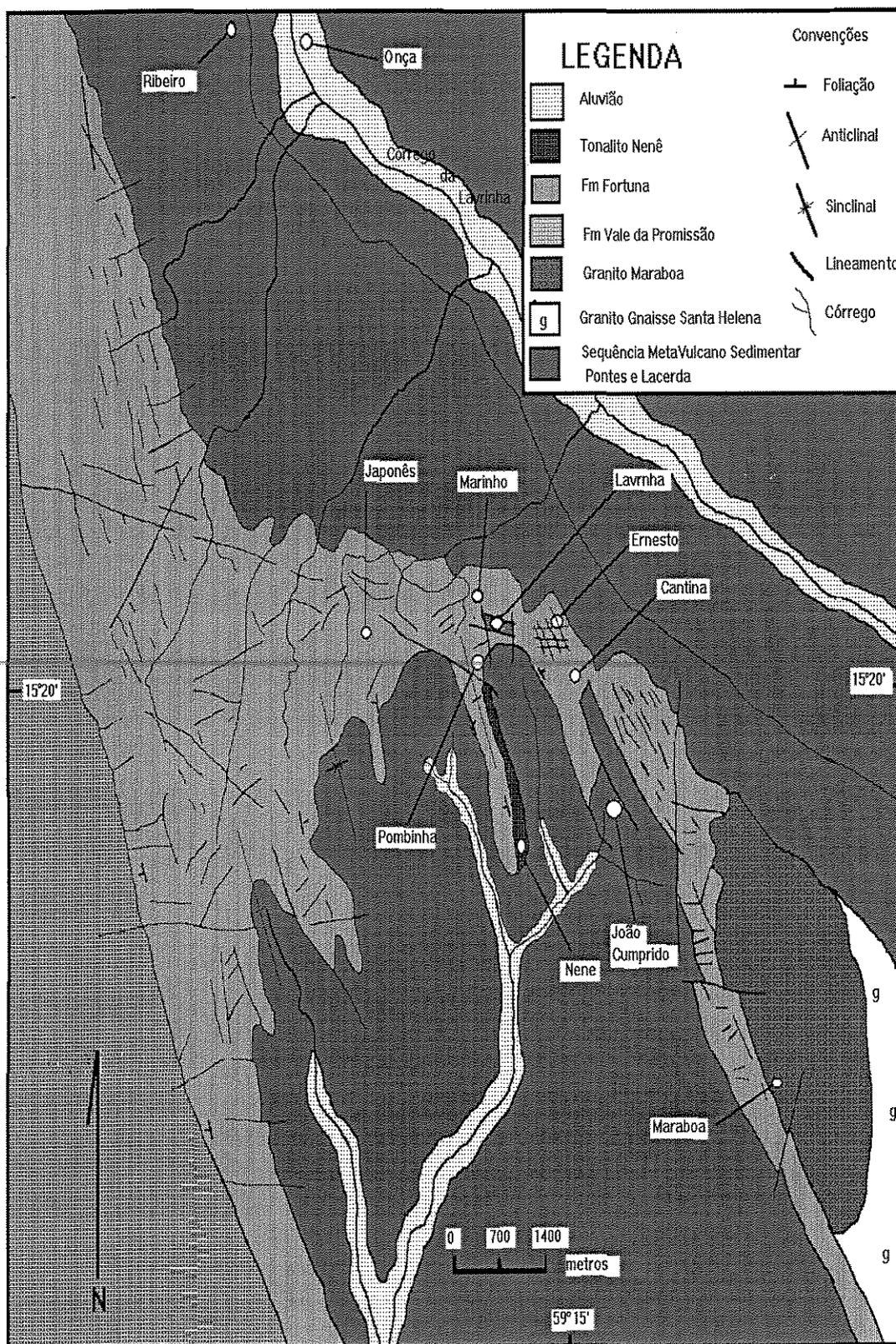


Figura. IV.1 Mapa geológico com a localização dos principais depósitos auríferos da região ao sul de Pontes e Lacerda.

Amostra	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
Elementos maiores e menores (% em peso)											
SiO ₂	50	53,7	57,6	39,4	39,5	45	36,5	41,5	71,5	50,5	77,4
Al ₂ O ₃	13,9	26,4	15,4	19,9	19,7	32,2	24,6	24,2	12,6	19	11,7
Fe ₂ O ₃	5,4	4,5	13,9	24,8	24,7	5,8	25	17,2	5,4	6,4	1
FeO	7,4	0,28	0,42	0,71	0,85	0,28	0,57	0,28	0,42	2,6	0,42
CaO	10,1	0,05	0,05	0,05	0,05	0,05	0,05	0,05	0,05	7,1	0,42
Na ₂ O	1,65	0,17	0,08	0,1	0,11	0,47	0,3	0,15	0,06	2,3	3,1
MgO	7,2	0,91	1,9	1,7	1,7	0,51	0,52	1,2	1,7	4	0,1
K ₂ O	0,03	9,4	6,8	8,4	8,2	9,7	7,4	9,4	5,5	3,5	5,3
TiO ₂	0,96	0,62	0,73	1,3	1,4	0,97	0,94	1,8	0,35	1,5	0,13
MnO	0,2	0,01	0,03	0,04	0,03	0,01	0,01	0,01	0,02	0,21	0,02
P ₂ O ₅	0,095	0,05	0,05	0,05	0,12	0,05	0,56	0,061	0,05	0,1	0,05
P.F.	2,98	3,81	2,77	3,32	3,32	4,71	3,93	3,98	2,28	2,01	0,31
total	99,91	99,9	99,9	99,77	99,68	99,75	100,38	99,83	99,93	99,22	99,95
Elementos traços (ppm)											
F	100	790	450	660	840	770	390	630	390	300	1300
Cr	183	21	267	96	96	137	178	260	21	21	4
Ni	110	24	24	24	24	24	24	79	24	24	20
Rb	8	179	119	168	167	306	150	141	120	75	206
Sr	297	52	63	32	140	163	72	80	26	736	31
Ba	55	1643	1451	1362	1858	1902	1242	2141	1183	2070	315
Zr	78	277	66	63	72	188	144	198	154	44	240
Y	17	28	8	19	26	45	32	25	9	3	113
Nb	10	21	10	9	13	18	20	9	5	5	22
Hf	8	8	8	8	8	8	8	8	8	8	8
Th	5	5	5	5	5	14	6	5	5	5	18
U	10,00	10,00	10,00	10,00	10,00	10,00	10,00	10,00	10,00	10,00	10,00
Elementos do Grupo dos Terras Raras (ppm)											
La	5	38	24	16	59	88	80	61	8	9	68
Ce	16	88	61	188	838	190	1479	908	23	21	184
Nd	10	42	29	29	56	100	99	77	14	11	89
Sm	3	8	6	8	11	18	20	15	4	3	20
Eu	1	2	1	2	3	2	3	3	1	1	1
Gd	2	4	3	5	10	7	15	11	5	2	14
Dy	2	3	2	6	8	4	9	9	6	2	15
Ho	1	1	1	1	2	1	2	2	1	1	3
Er	1	1	1	3	4	2	5	5	3	1	7
Yb	1	1	1	0.20	3	0.20	4	5	2	1	5
Lu	0.10	0.10	0.10	0.20	0.40	0.20	0.50	0.50	0.20	0.10	1

Tabela IV.1 Composição química das rochas da Região de Pontes e Lacerda. Basalto não alterado (1); andesitos alterados (2 e 3); basaltos alterados (4, 5, 6, 7 e 8); tufo ácido (9); tonalito (10); granito (11).

IV.1 LITOTIPOS

IV.1.1 Sequência Metavulcano Sedimentar Pontes e Lacerda (SMVSPL).

A unidade se distribui em toda a área mapeada e compreende rochas vulcânicas variando desde basaltos até tufos ácidos, associadas a rochas sedimentares clásticas e químicas. As rochas mais representativas são as vulcânicas básicas, porém ocorrem vulcânicas e piroclásticas de natureza riolítica-dacítica de forma mais restrita.

Os litotipos desta unidade encontram-se distribuídos em duas subunidades (definidas por Menezes et al. 1993) não separadas na escala de trabalho escolhida. A primeira subunidade é constituída por rochas metavulcânicas (com metassedimentos subordinados) e supostamente basal. A segunda subunidade abrange basicamente metassedimentos pelítico-psamíticos com variações de mica-xistos a metapelitos. A passagem para os metassedimentos superiores sugere ser gradativa, marcada pelo desaparecimento dos níveis vulcânicos e das unidades químicas paralelamente à maior frequência das sequências detríticas. O grau metamórfico varia da facies xisto-verde (predominante) a facies anfíbolito (observado somente ao sul do limite da área estudada).

Os filitos podem ser divididos em sericita-filitos e quartzo-sericita-filitos cinzas, que apresentam a coloração branca avermelhados nas variedades alteradas. De maneira subordinada ocorrem quartzitos, filitos carbonosos e talco-filitos. Os quartzitos apresentam granulação fina a média e notável estrutura laminada resultado da variação de níveis mais finos e pelíticos com outros mais quartzosos.

Subordinados na unidade, os metatufos e os metandesitos ocorrem intercalados em bandas centimétricas a métricas boudinadas. São rochas foliadas com granulação muito fina, mostrando uma matriz silicosa microcristalina, com forte impregnação de hidróxidos de ferro.

Os metabasaltos apresentam granulação muito fina. A mineralogia inclui plagioclásio, anfíbólio e epidoto, além da clorita e titanita. Eventualmente observam-se evidências de arranjos magmáticos dados pelo fenocristais de plagioclásio. A matriz é constituída por agregados de clorita, anfíbólio, epidoto e plagioclásio. Quartzo, titanita e apatitas, além de opacos, são os principais acessórios.

Os metabasaltos exibem textura granoblástica, com orientação incipiente de cristais de clorita (Fotomicrografia 1). A composição mineralógica do metabasalto analisado é descrita a seguir.

O plagioclásio ocorre parcialmente saussuritizado. Geralmente os grãos apresentam contornos irregulares, porém conferindo às rochas, às vezes, textura microporfirítica.

O quartzo, quando ocorre, é de forma subordinada. Os grãos tendem a ser anedrais e frequentemente se agrupam em leitos.

O epidoto, incluindo a zoisita, sericita, titanita e clorita são os minerais de alteração mais frequentes, sendo a clorita em maior proporção. Estes minerais são resultantes de reações retrometamórficas oriundas das alterações de plagioclásio, piroxênio e anfibólio. Os minerais acessórios mais comuns são opacos e apatita.

A composição química de uma amostra do metabasalto (amostra 1) consta da Tabela IV.1. Segundo o diagrama proposto por Jensen (1976), estas rochas apresentam composição tholeiítica de alto ferro (Figura IV.2).

Três amostras de metabasaltos foram também analisadas para isótopos de Nd e Sr com o objetivo de se avaliar o ambiente tectônico e o tipo de fonte do magma (Tabela IV.2). Na Figura IV.3 está apresentada um diagrama de correlação isotópica $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ x $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ que permite investigar as relações entre pares de isótopos e reservatórios do manto. Os reservatórios mantélicos geradores de crosta oceânica, segundo Zindler e Hart (1986), podem ser divididos em Manto Empobrecido (DM), Composição Silicática Total da Terra (BSE), Manto Enriquecido I e II (EMI e EMII), Composição Média do Manto (PREMA) e Reservatório com Alta Razão U/Pb (HIMU).

A faixa denominada de arranjo mantélico representa a sequência de diferenciação entre os isótopos de Nd e Sr. As composições isotópicas das três amostras analisadas enquadram-se no arranjo mantélico, entre o campo do PREMA (Composição Média do Manto) e BSE (Composição Silicática Total da Terra), apresentada na Figura IV.3.

O padrão dos valores de terras raras da mesma amostra (Figura IV.4) é característico de basaltos tipo T (transicional) de assoalhos oceânicos entre N-MORB e P-MORB (segundo Saunders, 1984).

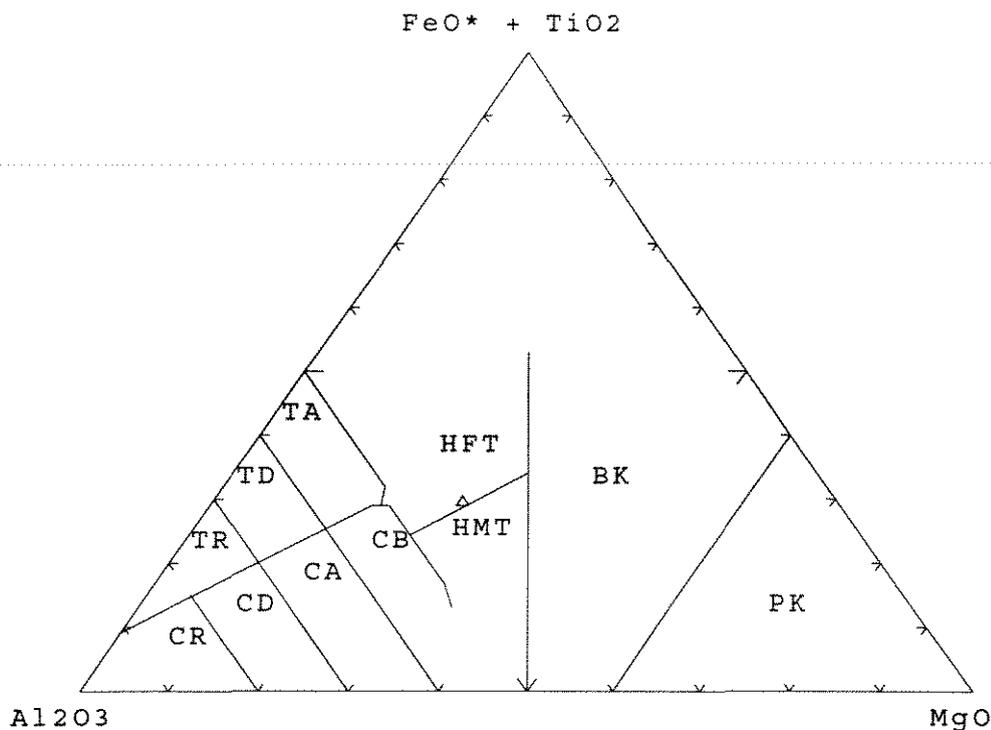


Figura IV.2 Diagrama Al_2O_3 - MgO - $(\text{FeO}^* + \text{TiO}_2)$, segundo Jensen (1976). HFT (Tholeiíto de alto ferro); HMT (Tholeiíto de alto magnésio). Os campos TR, TD e TA correspondem, respectivamente, a riolitos, dacitos e andesitos de tendência tholeiítica. Os campos CR, CD, CA e CB correspondem, respectivamente, a riolitos, dacitos, andesitos e basaltos de composição calcio alcalina. BK são basaltos komatiíticos e PK peridotitos komatiíticos.

isótopos\amostras	ba.01	ba.02	ba.03
$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	0,70369	0,70392	0,70392
$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	0,51271	0,51274	0,51288

Tabela IV.2 Composição isotópica de Sm e Nd de basaltos não alterados da região de Pontes e Lacerda. Valores atuais.

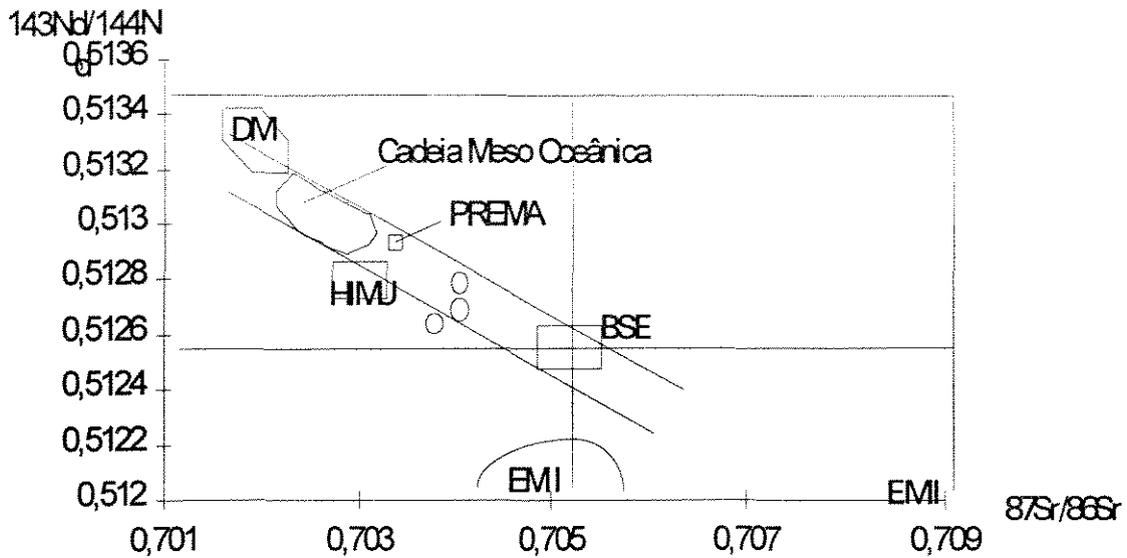


Figura IV.3 Diagrama $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ x $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ mostrando os reservatórios geradores de magmas mantélicos com os resultados (em círculos) enquadrando-se no arranjo mantélico. O ϵ_{Nd} foi calculado para a idade atual. Adaptado de DePaolo (1988).

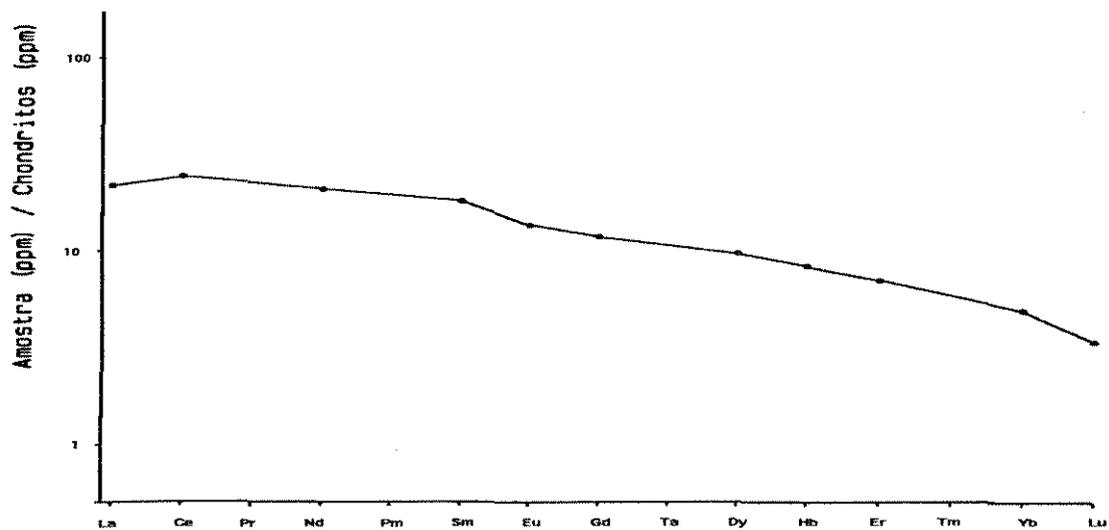


Figura IV.4 Padrão de terras raras do metabasalto da Sequência Metavulcano-Sedimentar Pontes e Lacerda. Os valores estão normalizados pelo condrito de Evensen et al. (1978).

IV.1.2 Granito-Gnaiss Santa Helena (GGSH).

Regionalmente este granito apresenta dimensões batolíticas, apesar de surgir de forma limitada apenas no extremo leste na área mapeada. Sua área de ocorrência atinge as Folhas Jauru (a leste, onde foi definida a unidade) e Santa Bárbara (ao sul).

Na área estudada limita-se com o Granito Maraboa a oeste; ao sul com o Grupo Aguapeí e ao Norte com a SMVSPL. Seus contatos com a SMVSPL mostram-se concordantes e bruscos. Localizadamente, são sugestivos os contatos tectônicos, feição creditada principalmente ao cisalhamento do evento Aguapeí que atuou intensamente nas áreas de contato entre estes litotipos gerando reflexos nas rochas graníticas que aparecem bastante cisalhadas.

Litologicamente, esta unidade apresenta pouca variação e está representada por granitos foliados, cinza-avermelhados a róseos, com granulometria média a grossa. Compreendem granito-gnaisses, biotita-gnaisses e magnetita-gnaisses. Estes litotipos são frequentemente equigranulares, contendo os seguintes minerais essenciais: microclínio, quartzo, plagioclásio e biotita (Fotomicrografia 2).

O microclínio apresenta-se com extinção ondulante, estirado, podendo estar sericitizado e fraturado. O ortoclásio ocorre em grãos menores comparado com o microclínio.

O quartzo apresenta forte extinção ondulante, ocorrendo grãos estirados, além de textura de recristalização indicada pela presença de junções poligonais.

O plagioclásio apresenta-se como grãos idiomórficos com frequente intercrescimento mirmequítico, quase sempre tendo sido atingido por processo de saussuritização. Nas porções mais deformadas ocorrem clastos estirados com contornos irregulares ou fragmentados.

A biotita ocorre como lamelas finas e alongadas com pleocroísmo variando de marrom a verde-amarronzado. Grãos deformados e fragmentados são frequentes.

Zircão, apatita e opacos (principalmente a magnetita) são os acessórios. Sericita ocorre como resultado da alteração dos feldspatos.

Os resultados das análises químicas (Tabela IV.1) quando lançados no diagrama $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}) \times \text{SiO}_2$, sugere que o GGSH se enquadra nos termos sub-alcalinos (Figura IV.5) segundo a classificação proposta por Irvine e Baragar (1971).

Na distribuição de elementos terras raras (Figura IV.6), cujos teores foram normalizados pelo condrito de Evensen (1978), observa-se um padrão caracterizado pela forte anomalia negativa de Európio. Este resultado pode indicar a origem deste granito a partir de um magma que sofreu diferenciação bimodal de forma a gerar uma suíte granítica e uma suíte anortosítica (Henderson, 1984). Nesta diferenciação o plagioclásio cristalizado se concentra na suíte anortosítica (incorporando Eu) e a suíte granítica torna-se empobrecida neste elemento.

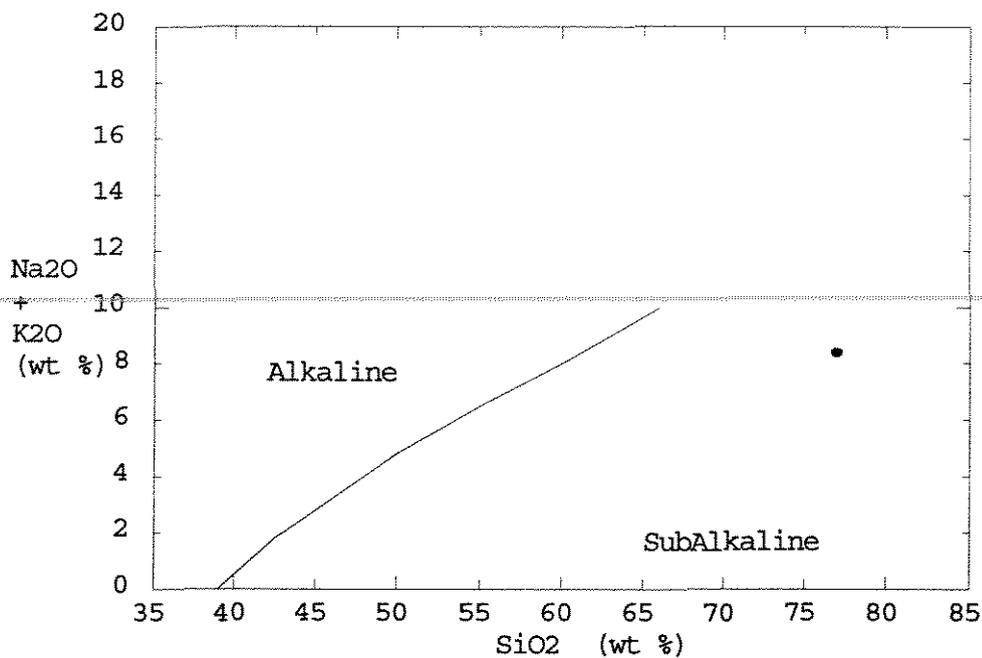


Figura IV.5 A amostra do GGHS analisada indica composição subalcalina no diagrama proposto por Irvine e Baragar (1971).

IV.1.3 Granito Maraboa

Neste estudo o Granito Maraboa foi desmembrado do que até então estava mapeado como Granito-Gnaisse Santa Helena na Folha Pontes e Lacerda. É representado por um pequeno corpo grosseiramente alongado, com cerca de 10 km² de área, situado junto ao limite SE da área estudada. Diferentemente do GGSH, não exhibe estruturas que denunciem a transposição do cisalhamento dúctil regional, o que

lhe confere um caráter pós-cinematóico. Suas relações com as unidades vizinhas são basicamente de intrusão.

Essa unidade compreende granitos róseo-avermelhados, porfiróides, granulação grossa, isótopos, inequigranulares pela presença de fenocristais de microclínio. A composição mineralógica é microclínio, quartzo e, mais subordinadamente, plagioclásios e biotita (Fotomicrografia 4). Como acessórios aparecem zircão, apatita e principalmente fluorita.

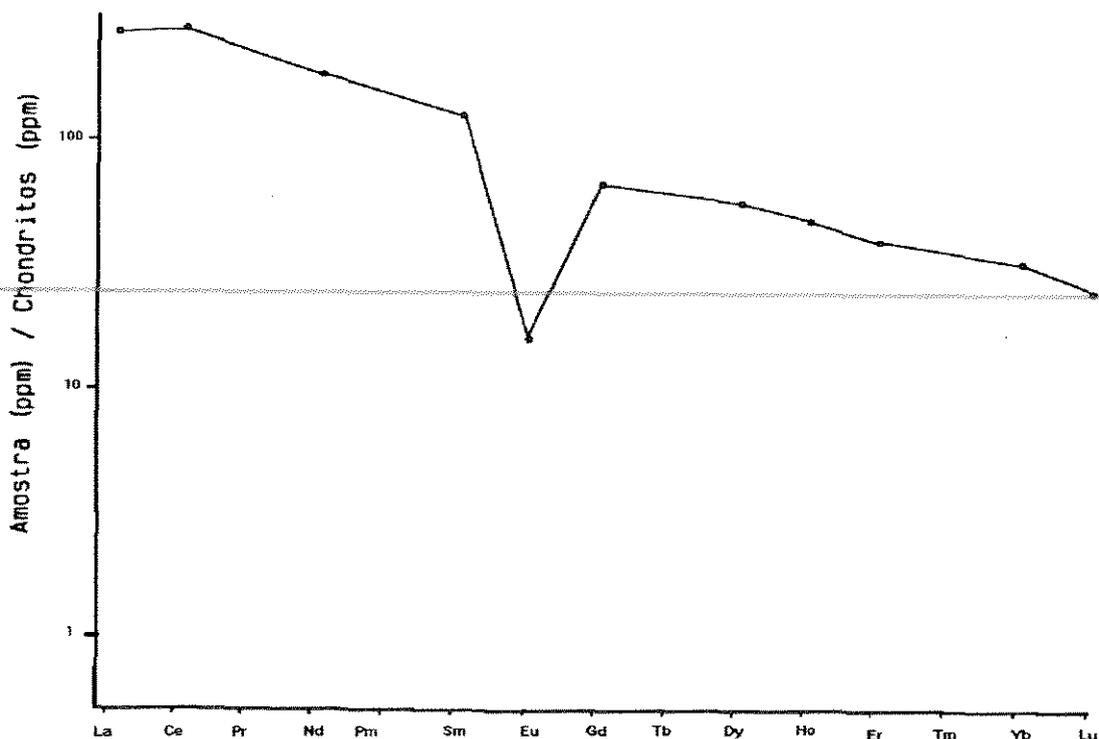


Figura IV.6 Resultado da análises para elementos terras raras para uma amostra do GGS (amostra 11, Tabela IV.1). Normalização feita segundo Evensen et al. (1978).

A presença de sericita originada pela saussuritização de plagioclásios pode estar indicando a ação da alteração hidrotermal associada à origem dos depósitos auríferos da região, o que sugere, por sua vez, um caráter tardi-cinematóico para esta unidade.

O microclínio constitui a maior parte da lâmina, ocorrendo com intercrescimento pertítico. Fraturas com deslocamento visíveis atingem vários grãos.

O quartzo ocorre em cristais subarredondados com extinção única e, subordinadamente, ondulante.

Os plagioclásios existentes exibem severa saussuritização, proporcionalmente mais intensa do que a sericitização dos feldspatos potássicos.

Os cristais de biotita não obedecem a nenhuma orientação, e ocorrem preponderadamente nos espaços existentes entre os grandes grãos de microclínio e quartzo.

IV.1.4 Grupo Aguapeí

Na área a unidade está representada principalmente pela Formação Fortuna e Vale da Promissão, sendo que a Formação Morro Cristalino, descrita na região, não foi observada.

A Formação Fortuna ocorre na parte basal e sustenta o sistema de serras que se destaca na geomorfologia da área. Compreende metarenitos, metaconglomerados oligomíticos, secundados por metassiltitos. Os metarenitos são essencialmente ortoquartzíticos, em geral micáceos. Possuem cor branca com variações para cinza-claro a vermelho, granulometria fina a conglomerática, grãos com seleção moderada e cimento silicoso e, mais raramente, ferruginoso.

Os metaconglomerados ocorrem com maior frequência na base da sequência. Seus seixos são preponderantemente de quartzo e mais restritamente de quartzitos; são subarredondados, possuindo dimensões entre 0,5 e 3,0 cm. A matriz é quartzosa de granulação média, com grãos subangulosos a subarredondados cimentados por sílica.

Os metassiltitos foram observados preferencialmente nos níveis superiores, possuem coloração avermelhada a arroxeada e fina laminação dada pela alternância de finas camadas de diferentes granulometrias.

A Formação Vale da Promissão é interpretada como de posição intermediária e tem caráter essencialmente pelítico. Compreende metassiltitos, metargilitos, ardósias, e, mais raramente metarenitos. A coloração é variada, com tons de branco, vermelho, amarelo e verde. Exibem um bandamento com alternância de finas camadas, as quais individualmente mostram discreta laminação plano-paralela. O contato com a Formação Fortuna sugere ser gradacional. As estruturas sedimentares observadas

nessa unidade são preferencialmente estratificações cruzadas a acaneladas. Mais raramente foram identificadas estratificações cruzadas tipo espinha de peixe.

Os litotipos a Formação Fortuna indicam ambientes fluviais com retrabalhamento em planícies de marés. Os litotipos da Formação Vale da Promissão apresentam características de sedimentos depositados em ambiente possivelmente lagunar afetados esporadicamente por correntes de turbidez.

Em função de escaparem dos objetivos dessa dissertação não foram realizados estudos petrográficos e geoquímicos dessas rochas sedimentares, o que está sendo feito através de outros projetos de pesquisa em andamento na região.

IV.1.5 Tonalito Nenê.

Esta unidade foi estudada em três corpos de composição básico-intermediária localizados nos depósitos do Nene, da Lavrinha e do Pau-a-Pique, este último fora dos limites da Figura IV.1.

As rochas são de coloração cinza-escura a esverdeada, isotrópicas ou orientadas com estruturas de fluxo, granulação média a grossa. As texturas mais comuns são do tipo intergranular e idiomórfica. A mineralogia é composta por plagioclásio, anfibólio e quartzo (Fotomicrografia 4). Sericita, biotita, clorita, epidoto e titanita são resultados de alterações hidrotermais.

As alterações metamórficas observadas incluem saussuritização dos plagioclásios e a associação anfibólio + biotita + titanita + clorita + epidoto. São tonalitos e anfibólio-tonalitos a dioritos porfiríticos, de modo geral denunciando sinais metamórficos com intensidade máxima atingindo a facies xisto-verde, zona da clorita.

Os dioritos são mesocráticos, cinza-esbranquiçado, isotrópicos, com elevado conteúdo em máfico, principalmente anfibólio. De forma geral a mineralogia observada nesta unidade se resume a plagioclásio, hornblenda, biotita, quartzo e clorita, enquanto que como mineral secundário ocorre o epidoto e como acessórios titanita, zircão, apatita e opacos.

O plagioclásio (50% da rocha) ocorre em fenocristais ou na matriz, com lamelas de geminação. Os grãos encontram-se inteiramente saussuritizados.

A hornblenda tem cor verde e apresenta alteração para a biotita e esta, por sua vez, moderado estado de cloritização.

O quartzo é anédrico, com contatos cortados e com deformações intracristalinas como extinção ondulante e recristalização.

Epidoto, clorita e sericita são minerais de alteração e são gerados pela transformação de plagioclásios e anfibólios.

Uma amostra (amostra 10 tabela IV.1) de tonalito, coletada no depósito do Pau-a-Pique foi analisada quimicamente. O padrão dos terras raras do tonalito analisado (Figura IV.7) é caracterizado pelo enriquecimento nos TR leves e empobrecidos nos TR pesados, e por uma anomalia positiva de Eu o que pode ser resultado de processo diferenciação magmática, onde o plagioclásio foi um dos primeiros minerais a se cristalizar, enriquecendo em Eu o sólido residual e empobrecendo o líquido restante nesse elemento (Haskin, 1984).

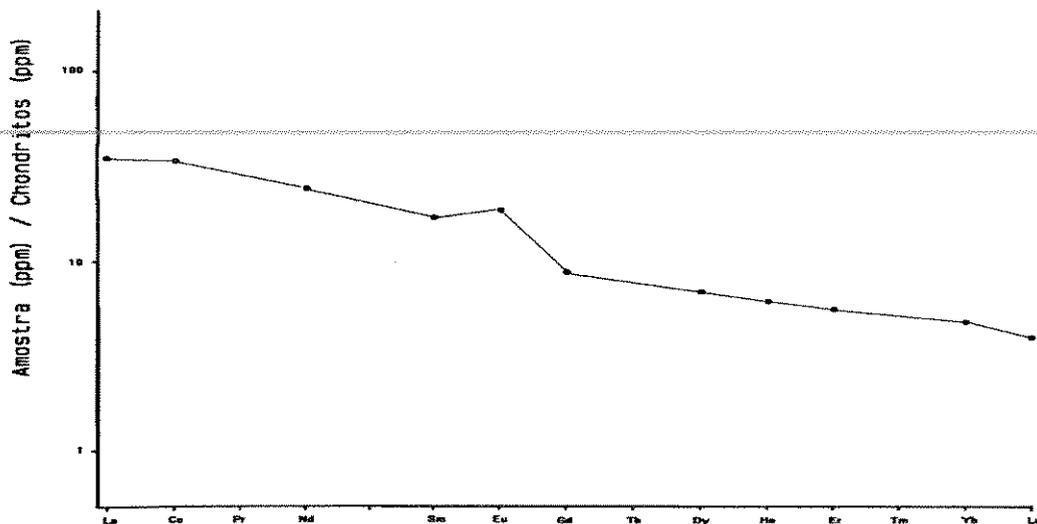
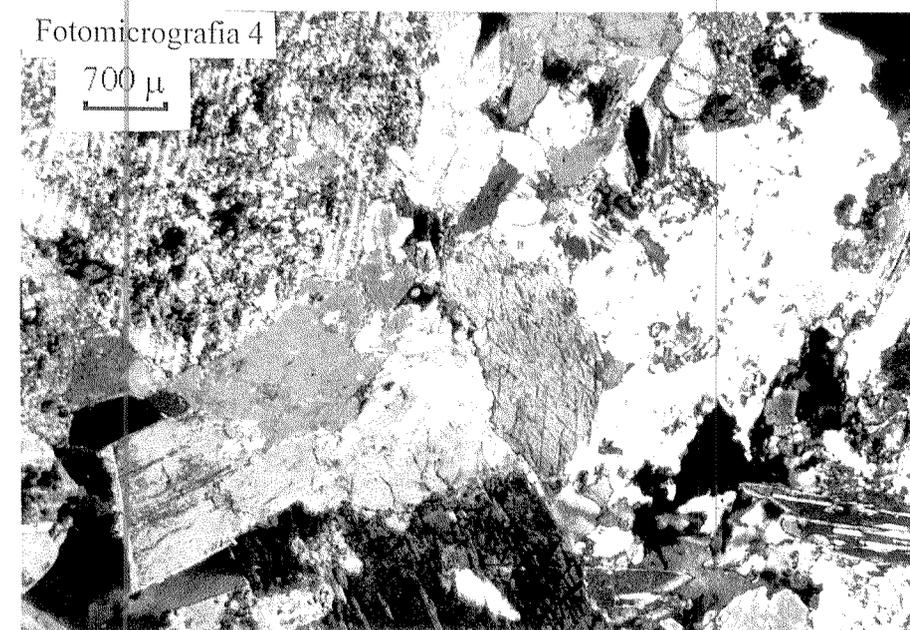
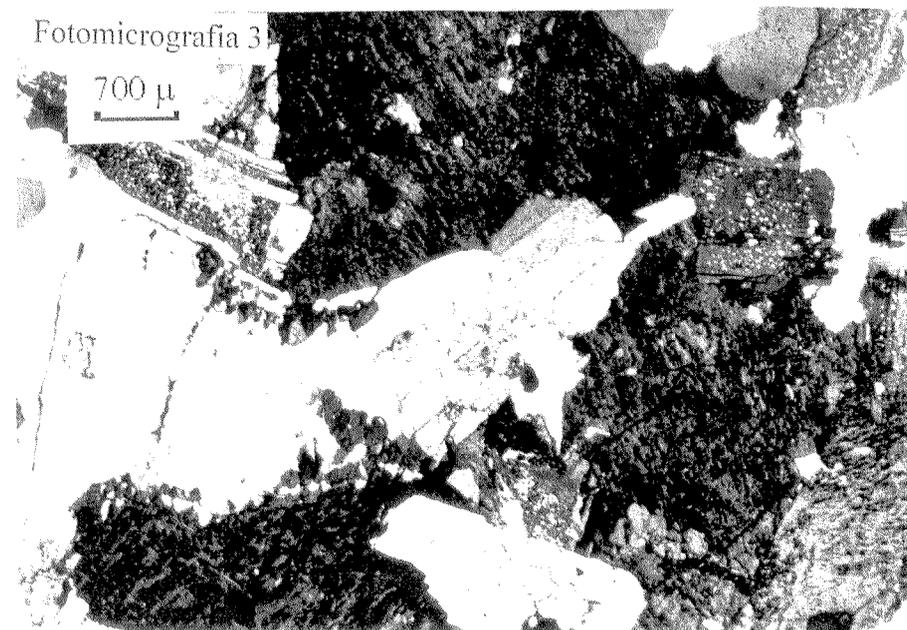
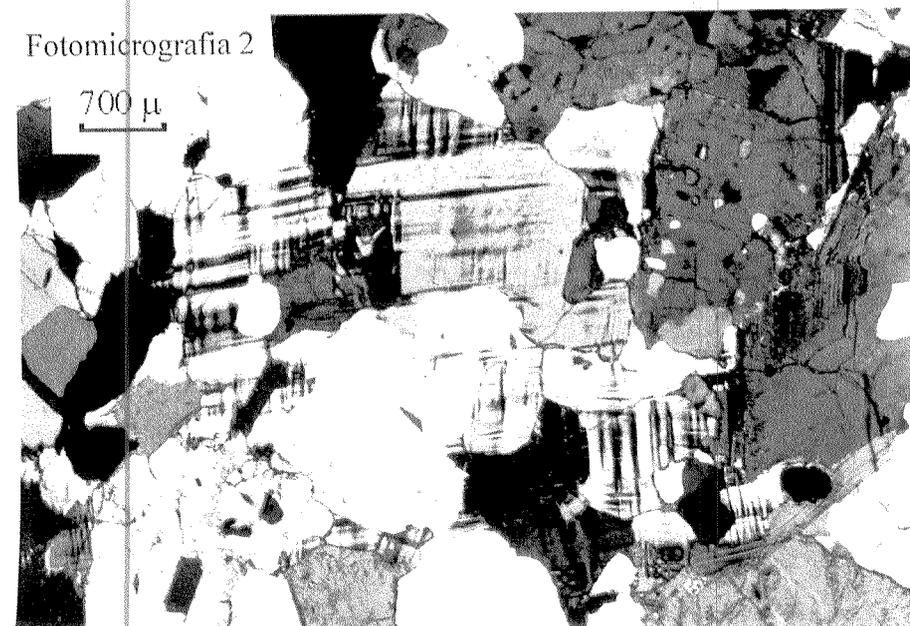
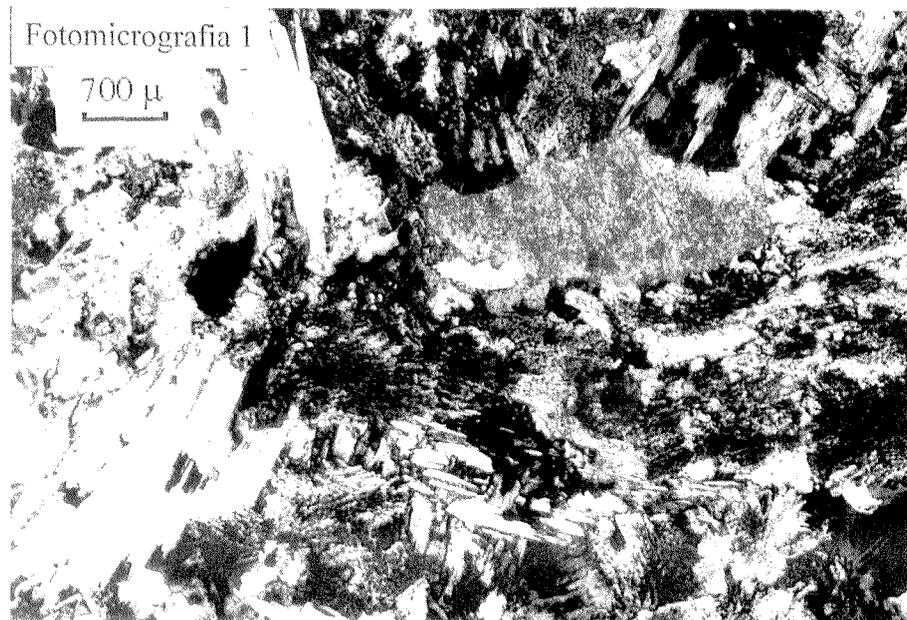


Figura.IV.7 Padrão de terras raras para a amostra coletada no depósito Pau-a-Pique. (amostra 10 da Tabela IV.1). Normalização segundo Evensen et al. (1978).



PRANCHA I : Fotomicrografia 1- Metabasalto da SMVSPL (amostra 1 da Tabela IV.1).
Fotomicrografia 2- Granito Gnaiss Santa Helena (amostra 11 da Tabela IV.1).
Fotomicrografia 3- Granito Maraboa (amostra coletada no depósito Maraboa).
Fotomicrografia 4- Tonalito Nene (amostra 10 da Tabela IV.1).

IV.2 ESTRUTURAS

IV.2.1 Generalidades

A análise estrutural foi realizada a partir da integração de elementos mesoscópicos, definidos através de perfis realizados ao longo das etapas de campo, dados de sondagem e megascópicos, obtidos em fotografias aéreas e cartografia geológica. Foram também realizados estudos de microtectônica em lâminas delgadas confeccionadas a partir de amostras orientadas.

Nos trabalhos de campo foram levantadas aproximadamente 240 medidas, sendo 185 planares, 40 lineares e 15 de veios intrusivos. Os dados foram tratados em microcomputador IBM 486 utilizando-se o programa STEREO, com apresentação em diagramas Schimidt-Lambert, hemisfério inferior. Os dados de foliação são apresentados na forma de pólos de planos.

A área estudada tem a estruturação de seus litotipos marcadamente relacionada a dois importantes eventos de deformação não progressivos entre si e com intensidade e alcance bastantes distintos.

O mais antigo é de natureza dúctil e suas estruturas são observadas na Sequência Metavulcanossedimentar Pontes e Lacerda e foi responsável pelo desenvolvimento de foliações (Fotomicrografia 5) aparentemente evoluídas de deformações direcionais e tangenciais.

O evento posterior (Evento Aguapeí) compreendeu o desenvolvimento de foliação milonítica subhorizontal a partir de uma tectônica de baixo ângulo de sentido NE para SW em regime dúctil a dúctil-rúptil e atingiu a Sequência Metavulcano-Sedimentar Pontes e Lacerda, Grupo Aguapeí e corpos graníticos. Localmente observam-se feições planares de direção NNW verticalizadas e feições lineares horizontalizadas, caracterizando zonas de cisalhamento transcorrente de alto ângulo, de caráter dextral. Os reflexos mais notáveis do cavalgamento encontram-se registrados na Formação Fortuna (Grupo Aguapeí) que sustenta as cristas de serras na região.

IV.2.2 DOMÍNIOS TECTÔNICOS

A descrição e estudo da geometria das diversas estruturas encontradas na área permitiu separá-las em domínios tectônicos. Cada domínio é relacionado a um evento tectônico caracterizado por um conjunto de estruturas desenvolvidas durante uma deformação progressiva (Ramsay, 1967). Quando esta deformação atingiu litotipos de diferentes reologias e gerou feições estruturais distintas, preferiu-se a separação em sub-domínios.

Como resultado dois domínios tectônicos foram individualizados. O primeiro, denominado de Domínio Pré-Aguapeí agrupa sub-domínios que não registraram sinais do Evento Sunsás-Aguapeí. O segundo, denominado de Domínio Sin-Aguapeí reúne os sub-domínios afetados pelo Evento Aguapeí e compreende a área onde localizam-se os depósitos auríferos.

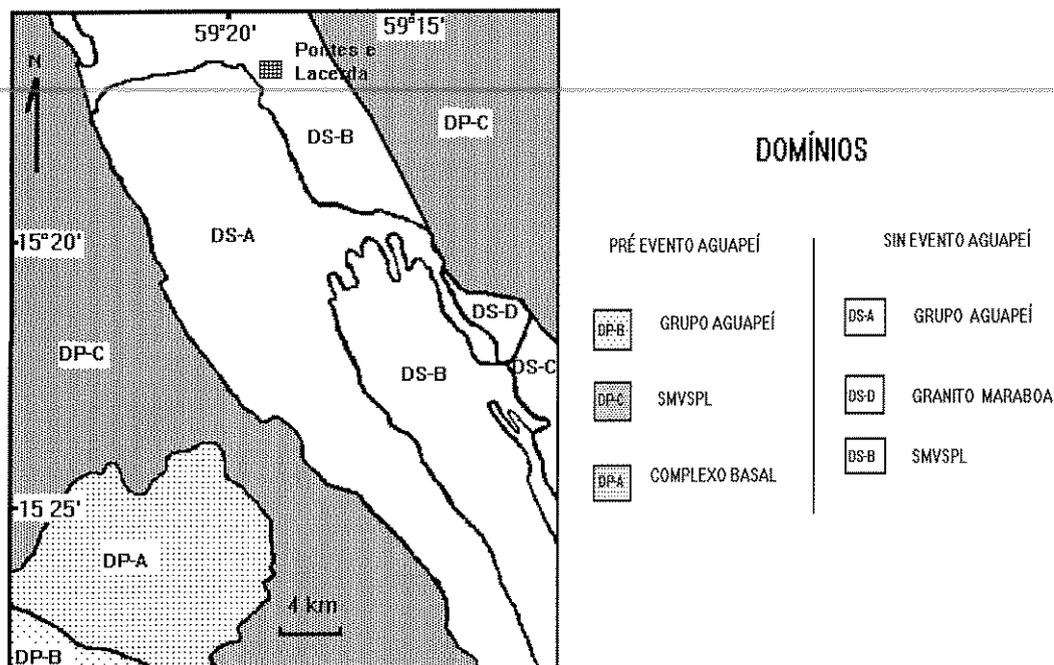


Figura IV.8 Domínios tectônicos na região sul da cidade de Pontes e Lacerda.

IV.2.2.1 DOMÍNIOS PRÉ-EVENTO AGUAPEÍ

Localizam-se a leste e a oeste da faixa mineralizada (Figura IV.8) e engloba: (A) granulitos, gnaisses e migmatitos do Complexo Basal; (B) os metarenitos e metassiltitos do Grupo Aguapeí; e (C) xistos, quartzitos, pelitos e vulcânicas da SMVSPL.

DOMÍNIO DP-A

Nos trabalhos de campo este domínio foi analisado de forma sumária em função de sua complexidade e de não fazer parte do escopo deste trabalho. Observou-se, porém rochas anfibolíticas e granulíticas polideformadas com veios de quartzo boudinados e dobrados. A petrografia dos granulitos indicou a orientação de anfibólios e piroxênios, cortados por veios de quartzo também dobrados. Este domínio corresponde à área de ocorrência das unidades Granulito-Anfibolito Santa Bárbara e do embasamento Gnáissico-Migmatítico (Figura IV.8).

DOMÍNIO DP-B

Neste domínio os sedimentos do Grupo Aguapeí não registraram sinais da deformação e as camadas estão subhorizontais (Figura IV.9) com estruturas primárias (So) preservadas. Observam-se estratificações cruzadas e acaneladas, além de acamamento com granodecrescência. Nos siltitos e filitos há alternância de lentes de diferentes granulometrias.

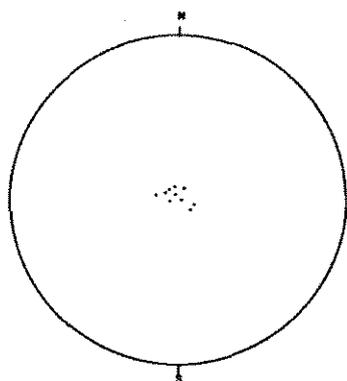


Figura IV.9 Projeção estereográfica de pólos do bandamento sedimentar sub-horizontal do Grupo Aguapeí no domínio DP-A, onde não houve deformação (10 medidas).

DOMÍNIO DP-C

O evento deformacional que atingiu este domínio caracteriza-se por sua natureza dúctil, ser progressivo e apresentar cinemática caracterizada por feições planares de baixo ângulo com lineação oblíqua (Sub-domínio tangencial) e por feições planares de alto ângulo com lineações sub-horizontais (sub-domínio direcional). As projeções estereográficas de foliação (polo) e lineação desses dois sub-domínios estão apresentados na Figura IV.10.

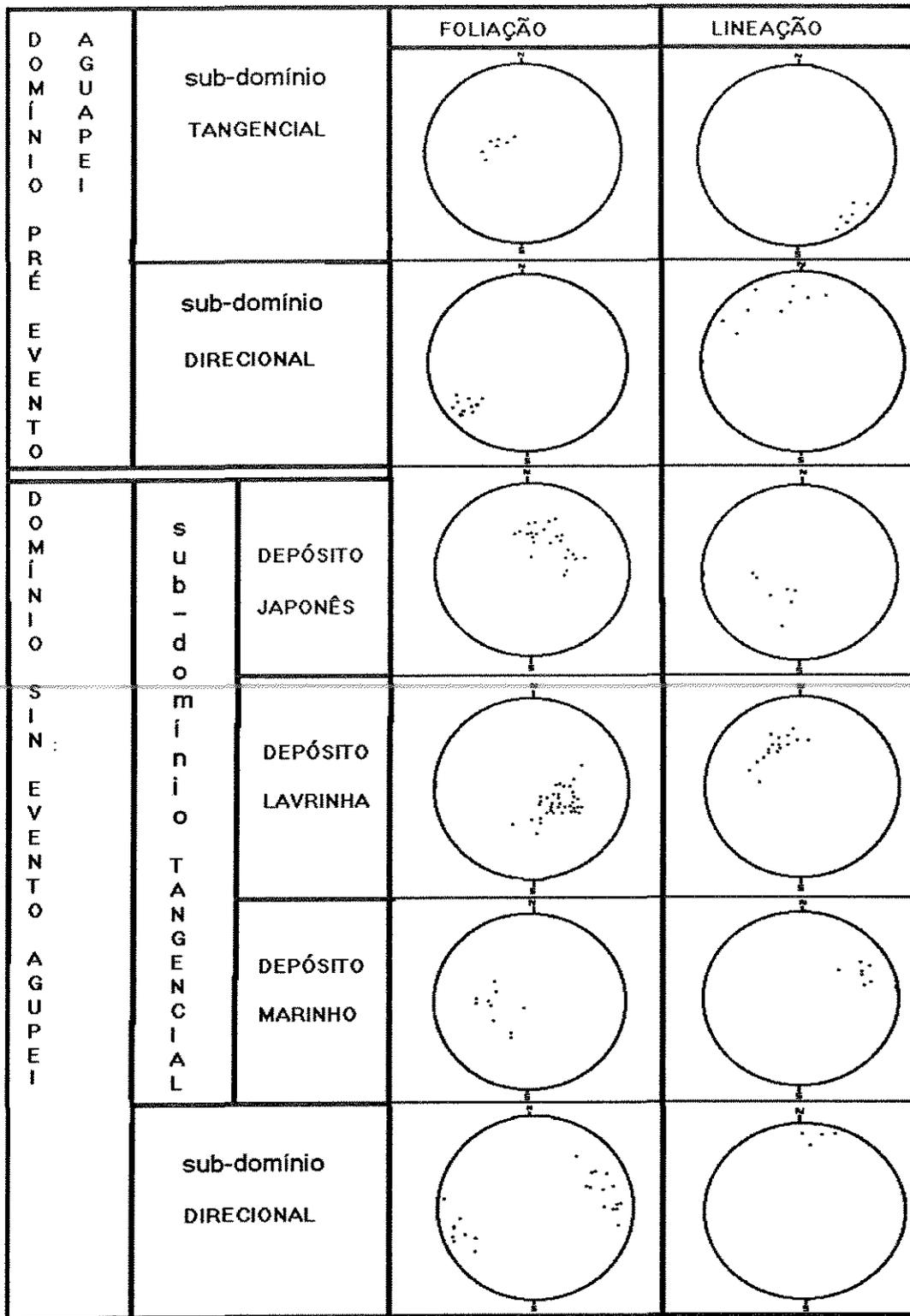


Figura IV.10 Projeções estereográficas de foliações (pólos) e lineações dos domínios tectônicos pré- e sin- evento Aguapeí.

Sub-domínio Tangencial

Nesse Sub-domínio observa-se o acamamento So paralela à foliação de baixo ângulo. A lineação de estiramento é subhorizontal, praticamente frontal à foliação. Esses dados sugerem que a esse sub-domínio está associado a uma tectônica tangencial oblíqua de baixo ângulo.

Sub-domínio Direcional

As estruturas observadas nesse sub-domínio constam de uma foliação de alto ângulo (Figura IV.10) e de uma lineação de estiramento *down-dip*. Localmente ocorrem dobras isoclinais e intrafoliais de dimensões submilimétricas, com plano axial subparalelo à foliação de alto ângulo. A tectônica que atingiu esse sub-domínio pode ser caracterizada como direcional transcorrente de alto ângulo.

IV.2.2.2 DOMÍNIO SIN - EVENTO AGUAPEÍ

Os terrenos afetados pelo evento Aguapeí apresentam a forma de uma faixa alongada com direção N-NW, onde ocorrem litotipos das unidades Granito Maraboa, Sequência Metavulcano-sedimentar Pontes e Lacerda e Grupo Aguapeí. Todavia estas unidades encontram-se alteradas pelo hidrotermalismo que acompanhou a deformação e/ou ainda milonitizadas (Fotomicrografia IV.6). As projeções estereográficas de foliações (polos) e lineações estão apresentadas na Figura IV.10.

Sub-domínios Tangenciais (de baixo ângulo).

Este sub-domínio caracteriza-se pela foliação com mergulhos suaves, assumindo localmente caráter milonítico. A lineação de estiramento mineral é geralmente frontal. A apresentação das medidas estruturais desse sub-domínio foi feita separadamente em três áreas (depósitos Japonês, Lavrinha e Marinho) com o objetivo de se identificar variações na geometria das estruturas em escala regional.

A foliação de cavalgamento encontra-se dobrada em escala regional além de estar acompanhada por veios de quartzo e sulfetos mineralizados (paralelos à esta foliação) e cortada por veios de quartzo e sulfetos não mineralizados (discordantes tipo N). Ocorrem também dobras de dimensões decimétricas, abertas, com eixo de direção NW-SE. Apesar de apresentar caimento variando de NE, SW e NW, os

indicadores cinemáticos como o mostrado na Fotomicrografia IV.7 indicam o sentido do movimento de NE para SW e sugerem que as dobras se originaram nos pulsos finais da deformação.

No depósito do Japonês a foliação apresenta caimento para NE e lineação frontal, como pode-se observar na Figura IV.10. No depósito da Lavrinha o caimento também é para NE e a foliação está invertida, apresentando, neste local, caimento para NW. No depósito do Marinho a foliação tem caimento para SW e a lineação é frontal (Fotomicrografia 8).

Sub-domínio Direcional

É representado por zonas de cisalhamento transcorrente de caráter dúctil a dúctil-rúptil, na sua maioria de médio a alto ângulo, com lineação de estiramento direcional. Estas zonas de cisalhamentos controlam a geometria dos corpos rochosos no interior deste sub-domínio (direção de drenagens e serras), constituindo um controle para a geomorfologia da área. O rejeito dextral neste domínio pode ser observado nas fotografias aéreas e nas imagens de radar, onde dobras de arrasto kilométricas indicam o movimento.

Veios concordantes (mineralizados)

Paralelo à foliação principal (de cavalgamento) ocorrem lentes de espessuras centimétricas a métricas de quartzo remobilizado, que estão associados à mineralização. Fracas lineações e estria paralelas às lineações de cavalgamento registram de forma suave a mesma direção de deformação. A deformação posterior (dobramento), bem desenvolvida nas encaixantes, também afeta estes veios que estão associados à criação de espaços interfoliais, de forma que é possível posicioná-los nos pulsos finais da deformação com características extencionais.

Veios discordantes (não mineralizados)

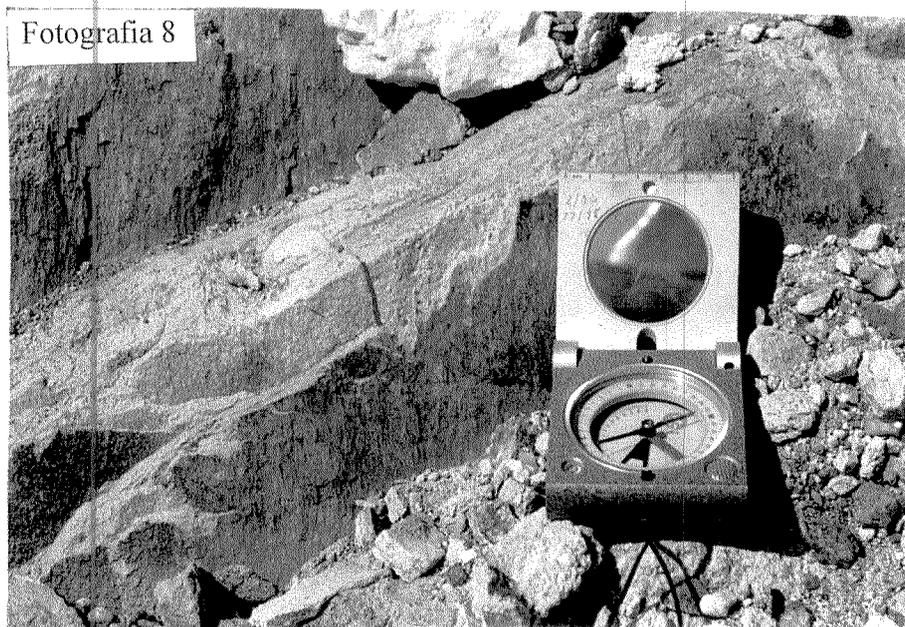
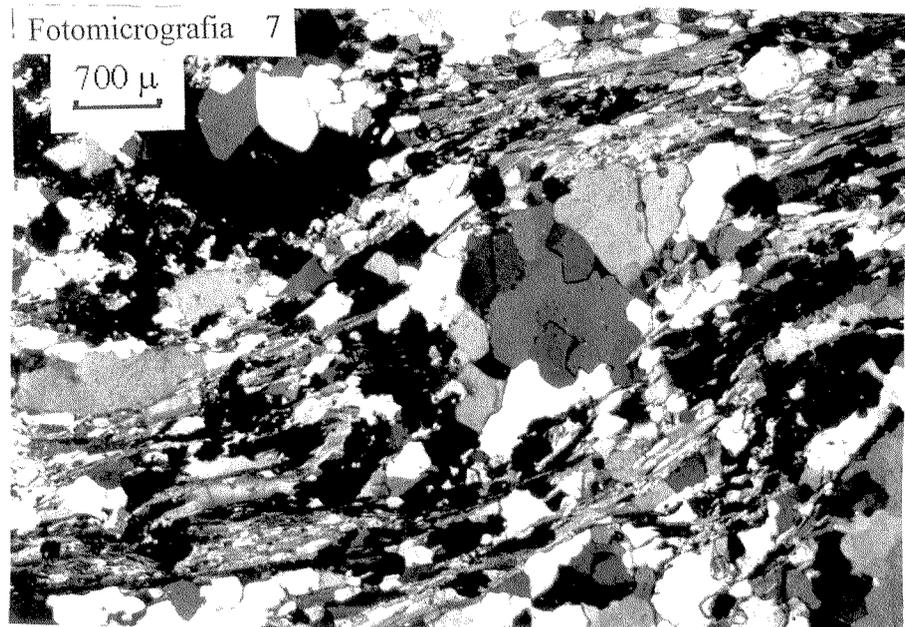
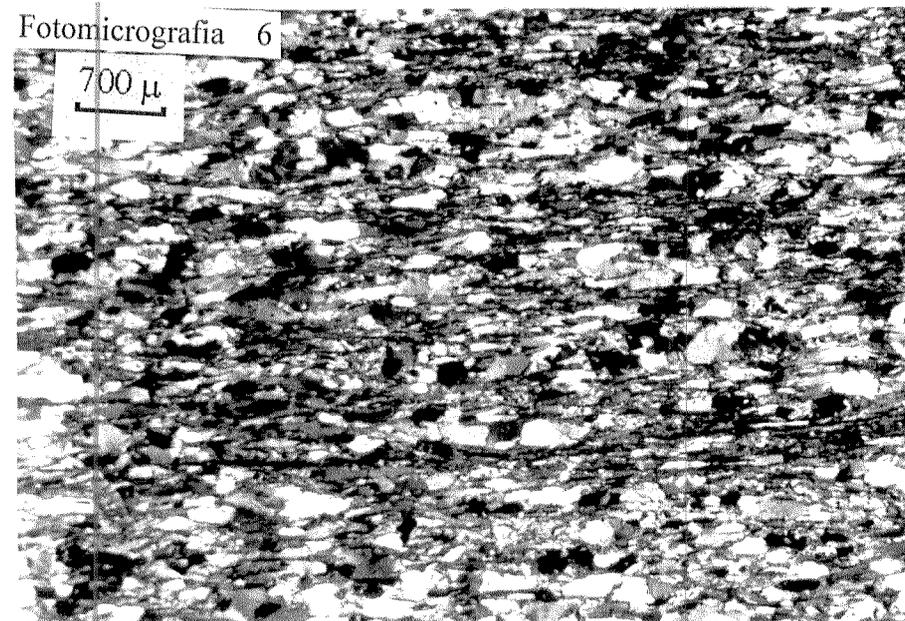
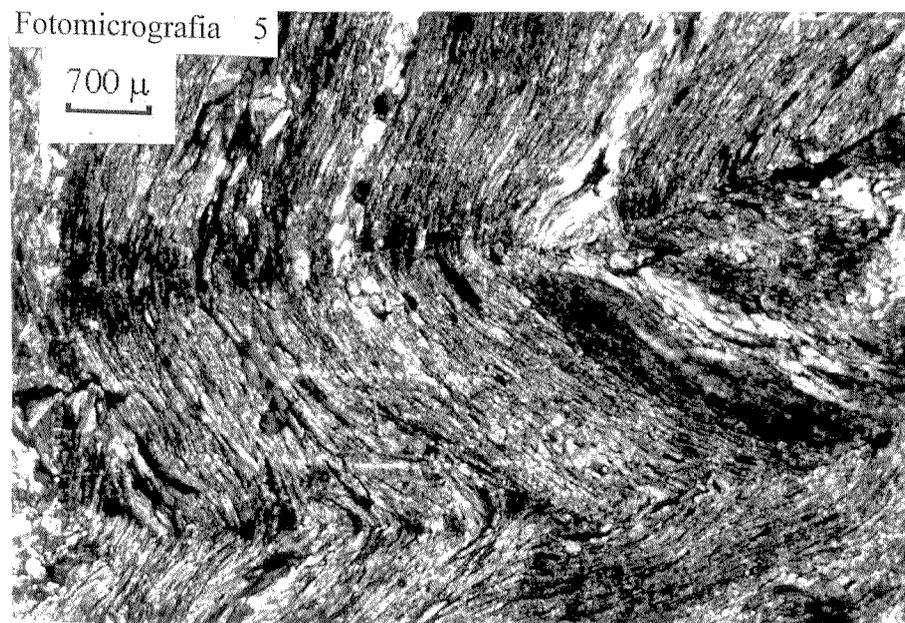
Na composição destes veios observou-se quartzo e sulfetos, por vezes sericita, mas pobremente auríferos e as espessuras nunca ultrapassam a 10 cm. As atitudes NW-SE apresentadas por esses veios são compatíveis com as fraturas distencionais que podem ter sido preenchidas pelos últimos impulsos do hidrotermalismo.

V.2.3 Comentários sobre a análise estrutural

O resultado da análise estrutural permite concluir a existência de dois domínios principais. Um relacionado ao evento Aguapeí e outro, mais antigo, resultado de eventos deformacionais de pouco interesse para o presente estudo. O planejamento do estudo dos dois domínios através de perfis longitudinais aos seus limites foi necessário para se determinar quais as variações do tipo e forma das feições estruturais desenvolvidas diferentemente nesses dois domínios.

O domínio tectônico relacionado ao evento Aguapeí é de grande importância para o presente estudo em função de que a geometria das feições das estruturas relacionadas a esse evento são determinantes para o posicionamento dos corpos mineralizados em metais preciosos, uma vez que ambos (deformação e mineralização) são cogenéticos.

Outro aspecto importante a salientar da análise estrutural é a distinção da fase compressional ocorrida durante o cavalgamento e a fase extensional resultado do relaxamento da deformação que permitiu a instalação dos veios de quartzo e sericita juntamente com a paragênese metálica composta de sulfetos e ouro.



PLANCHETA II: Fotomicrografia 5- Xisto da SMVSPL mostrando a ocorrência de duas fases de deformação.
Fotomicrografia 6- Textura milonítica em rocha do Grupo Aguapeí (depósito Nene).
Fotomicrografia 7- Amostra orientada com indicador cinemático mostrando movimento dextral (depósito Nene).
Fotografia 8- Foliação de cavalgamento com lineação frontal (depósito Japonês).

CAPÍTULO V

CONTROLES GEOLÓGICOS DAS MINERALIZAÇÕES AURÍFERAS E SUAS CARACTERÍSTICAS QUÍMICAS E MINERALÓGICAS

Os depósitos auríferos de Pontes e Lacerda contêm uma mineralização constituída por quartzo, pirita e ouro sendo que a zona de alteração hidrotermal apresenta quartzo, sericita, magnetita (alterada para hematita) e pirita (alterada para limonita). No depósito do Onça ocorrem ainda calcopirita, galena e esfalerita. Estes depósitos estão associados a uma zona de cisalhamento de direção NW e distribuídos por uma faixa de aproximadamente 200 km de extensão e 40 de largura.

A zona de cisalhamento (gerada durante o cavalgamento) atingiu as várias unidades litológicas que serviram de encaixantes para os veios mineralizados. Entre elas encontram-se a Sequência Metavulcano-Sedimentar Pontes e Lacerda, rochas intrusivas de várias composições (granitos, tonalitos e granito-gnaisses alaskíticos) e sedimentos clásticos do Grupo Aguapeí. A gênese dos depósitos é correlacionável à deformação do Cinturão Aguapeí.

V.1 CONTROLES GEOLÓGICOS

O principal controle geológico das mineralizações auríferas é estrutural, resultado da facilidade de percolação de fluídos criada pelas superfícies de descolamento originadas durante o evento Aguapeí, caracterizado do capítulo anterior.

Outro importante controle é o litológico, de forma que dos 23 depósitos catalogados, 2 são encaixados em granitos; 6 nos metassedimentos do Grupo Aguapeí; 3 na SMVSPL; e 12 estão no contato entre a SMVSPL e o Grupo Aguapeí (Figura V.1). Sem considerar as duas minas em operação (Mina de São Vicente e São Francisco), a área mais promissora para pesquisas está representada na Figura IV.1, onde estão indicados os depósitos Lavrinha, Japonês, Ernesto, Marinho, Cantina, João Cumprido, Pombinha, Nenê, Maraboa, Onça e Ribeiro. Os 23 depósitos catalogados nesse trabalho com suas respectivas encaixantes estão apresentados na Tabela.V.1.

A superfície de contato entre o Grupo Aguapeí e a SMVSPL revela-se muito propícia ao estabelecimento de concentrações metálicas resultado da reatividade que o fluído mineralizante demonstra ter com as rochas vulcânicas, onde a zona alterada apresenta-se com maiores dimensões. A passagem do fluído através do Grupo Aguapeí e por rochas graníticas demonstram pouca reatividade, resultando em corpos mineralizados estreitos e, quase sempre, restringindo a presença dos metais aos veios de quartzo sulfetados.

Um exemplo de zona mineralizada de maiores dimensões encontra-se no do depósito da Lavrinha (Figura V.1), onde observam-se variações na zona mineralizada. A partir do contato com as rochas do Grupo Aguapeí encontra-se uma faixa de quartzo-xisto pouco mineralizado e caracterizada por uma coloração cinza esbranquiçada. Esta faixa apresenta a forma anastomosada atingindo até 15 metros de espessura. Em contato com essa faixa ocorre uma camada de magnetita-quartzo-xisto com 1 a 2 metros de espessura, também irregular e anastomosada. Em seguida aparece a principal faixa mineralizada variando de 10 a 40 metros de espessura, representada pelo sericita-quartzo-xisto, de coloração cinza e muito foliada. Veios decimétricos com sulfetos e ouro são abundantes e

acompanham a foliação. Na base encontra-se um quartzito com intercalações de sericita-xisto também mineralizado, com espessuras variando de 10 a 15 metros pouco mineralizados.

Na base de alguns furos em linha mais ao norte da malha de sondagem no depósito da Lavrinha e do Ernesto foi observada a presença de corpos plutônicos de caráter intermediário (de composição tonalítica) alterados hidrotermalmente. No depósito Pau-a-pique (ao sul da área estudada) e Nenê esses tonalitos estão aflorando e apresentam relações de contato concordantes com os corpos mineralizados, indicando sua contemporaneidade com a gênese dos depósitos e caracterizando um controle litológico importante.

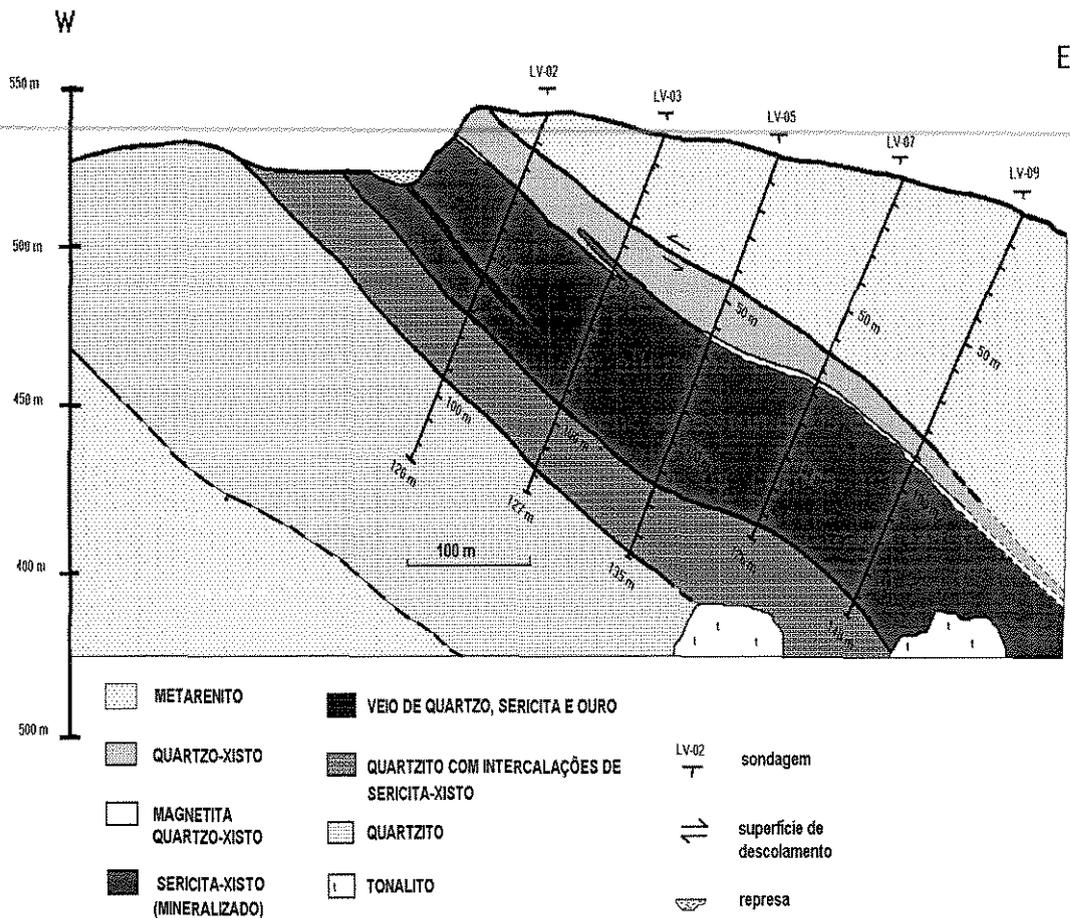


Figura V.1 Perfil do depósito da Lavrinha.

DEPÓSITOS	ENCAIXANTES	UNIDADE ESTRATIGRÁFICA
1. LAVRINHA	XISTO , METARENITO E TONALITO	SMVSPL, GRUPO AGUAPEÍ E SUÍTE INTRUS. RIO CÁGADO
2. MARINHO	METARENITO	GRUPO AGUAPEÍ
3. JAPONÊS	XISTO E METARENITO	SMVSPL E GRUPO AGUAPEÍ
4. CANTINA	VUCÂNICAS FÉLSICAS A BÁSICAS E METARENITO	SMVSPL E GRUPO AGUAPEÍ
5. ERNESTO	METABASALTO, METARENITO TONALITO	SMVSPL E GRUPO AGUAPEÍ SUÍTE INTR. RIO CÁGADO
6. POMBINHA	METACONGLOMERADO	SMVSPL E GRUPO AGUAPEÍ
7. NENÊ	METABASALTO, METARENITO TONALITO	SMVSPL, GRUPO AGUAPEÍ SUÍTE INTR. RIO CÁGADO
8. PAULO	METABASALTO METARENITO E TONALITO	SMVSPL, GRUPO AGUAPEÍ E SUÍTE INTR. RIO CÁGADO
9. MARABOA	GRANITO	GRANITO MARABOA
10. MORRINHO	XISTO	SMVSPL E GRUPO AGUAPEÍ
11. TORRE	METARENITO	GRUPO AGUAPEÍ
12. ONÇA	METASSEDIMENTOS	SMVSPL
13. RIBEIRO	XISTO E METARENITO	SMVSPL E GRUPO AGUAPEÍ
14. INCRA	METASSEDIMENTO	SMVSPL E GRUPO AGUAPEÍ
15. BANANAL	METARENITO	GRUPO AGUAPEÍ
16. PAU-A-PIQUE	XISTO, METARENITO E TONALITO	SMVSPL , GRUPO AGUAPEÍ, SUÍTE INTR. RIO CÁGADO
17. MINEIROS	METARENITOS	GRUPO AGUAPEÍ
18. ELLUS	GRANITO	GRANITO ELLUS
19. JOÃO CUMPRIDO	METASSEDIMENTOS	SMVSPL
20. RIO ALEGRE	METARENITO E GRANITO	SMVSPL, GRUPO AGUAPEÍ E SUÍTE INTR. RIO CÁGADO
21. PAPAGAIO	METASSEDIMENTOS	SMVSPL
22. SÃO VICENTE	METARENITOS E METASSILTITOS	GRUPO AGUAPEÍ
23. SÃO FRANCISCO	METARENITO	GRUPO AGUAPEÍ

Tabela V.1 Relação dos depósitos auríferos da região de Pontes e Lacerda catalogados durante este trabalho e suas respectivas encaixantes.

V.2 PETROGRAFIA E QUÍMICA MINERAL DA MINERALIZAÇÃO

As análises petrográficas da mineralização dos depósitos auríferos da região de Pontes e Lacerda foram realizadas em amostras coletadas no minério exposto a céu aberto pelos trabalhos de lavra garimpeira. Os trabalhos consistiram em análises petrográficas a luz refletida e transmitida. Também foram realizadas análises em microsonda eletrônica após a realização dos estudos petrográficos.

O minério analisado é constituído principalmente de pirita. Em menor quantidade ocorrem ainda a calcopirita, galena e esfalerita. Esta paragênese sulfetada ocorre em rocha intensamente deformada e alterada hidrotermalmente e em veios de quartzo e sericita e pode ser caracterizado como de ambiente mesotermal.

Esses minerais apresentam relações texturais que indicam uma origem a partir de soluções hidrotermais que penetraram nos espaços criados pela deformação. O estudo petrográfico da mineralização permitiu a definição de duas paragêneses sulfetadas. A primeira é composta somente por pirita e ouro; a segunda é composta por pirita, calcopirita, galena, esfalerita e ouro.

V.2.1 PARAGÊNESE MONOSSULFETADA (I)

A paragênese metálica I é composta por pirita (total ou parcialmente limonitizada) e ouro, sendo que ocorre ainda, de forma dissociada a magnetita (substituída por hematita). A zona de alteração hidrotermal em que aparece a pirita não contém a magnetita. Esta aparece em auréolas mais afastadas dos veios de quartzo que serviram de conduto para as soluções sulfetadas. Esta disposição indica a provável pré-existência da magnetita e a percolação do fluido sulfetado pode ter provocado a reação do enxofre com o ferro gerando a pirita. Outra textura indicativa das relações temporais é a presença de cristais de magnetita com sombras de pressão constituídas de quartzo. Ainda ocorre quartzo e fluorita substituindo a magnetita e pirita, sugerindo a ação de uma fase tardia da alteração hidrotermal.

Os cristais de pirita podem alcançar até 5 cm de aresta e, apesar de apresentarem hábito cúbico nas seções polidas, são raras as piritas frescas (Fotomicrografia 9), sendo a maioria limonitizada. O ouro ocorre sempre associado a pirita e geralmente no interior (Fotomicrografia 10), sendo raramente vista na borda

dos cristais de pirita. A magnetita também encontra-se alterada por limonitização, preservando ainda a forma euhedral.

As composições químicas de pirita e ouro da paragênese I estão apresentadas na Tabela V.2 e indicam teores altos de Se para as piritas, com valores de até 3600 ppm, além de traços de As, Sb, Ni e Co. A razão S/Se apresenta valores próximos de 150.

Foram realizadas 40 análises de grãos de ouro que, de forma geral apresentaram pouca variação. Os teores de Au variam de 92,1 a 97,5 % em peso. A prata varia de 3,6 a 7,6 %, indicando uma relação Au/Ag alta. Outros elementos que se destacam são o Cu e o Bi com médias de 1240 ppm e 3760 ppm, respectivamente. Enriquecimento em bismuto no minério aurífero foi observado em outros depósitos mesotermiais e ralecionado com contribuição magmática (plutonismo), segundo Pulz et al. (1991).

elem. analisados	pirita (n = 6)		ouro (n = 16)	
	% em peso	% atômica	% em peso	% atômica
Fe	46,044	33,24	0,014	0,049
Co	0,008	0	-	-
Ni	0,01	0,006	-	-
Cu	0,023	0,015	0,124	0,367
S	52,954	66,596	-	-
As	0,028	0,015	0,009	0,023
Sb	0,013	0,003	0,018	0,029
Se	0,359	0,103	0	0
Te	0	0	0,027	0,04
Au	0,009	0	93,87	89,89
Ag	-	-	5,304	9,24
Bi	-	-	0,376	0,34
TOTAL	99,448	99,978	99,742	99,98

Tabela V.2 Composição química média de pirita e ouro da paragênese monossulfetada (I). Os valores em branco significam elementos não analisados. Amostras coletadas nos depósitos da Lavrinha, Pombinha e Ernesto.

V.3.1.2 PARAGÊNESE POLISSULFETADA (II)

A paragênese metálica II é constituída por pirita (60 %), calcopirita (20 %), galena (10 %) e esfalerita (10 %). Foi identificada somente no depósito do Onça, onde ocorre relacionada a um potente veio de quartzo de 8 a 10 metros de largura, que às vezes pode boudinar e desaparecer, e cerca de 400 metros de comprimento, encaixado em metassedimentos da SMVSPL, com direção N20W e 50° de caimento para SW. Os sulfetos, juntamente com o ouro, concentram-se nos dois primeiros metros da lapa, parte esta explorada por lavra a céu aberto e subterrânea. O veio de quartzo apresenta sericita em lentes milimétricas paralelas ao contato com a encaixante. A magnetita está ausente neste depósito.

A pirita é o sulfeto predominante e está totalmente preservada nas amostras analisadas. Os grãos são subhedrais, com intercrescimento com a calcopirita. Grãos de galena e esfalerita ocorrem nas bordas e no contato com a calcopirita (Fotomicrografia 11). Apesar de ser o único depósito, entre os 23 catalogados, que apresenta paragênese polissulfetada, o depósito do Onça permitiu a utilização do método radiométrico Pb/Pb em galenas, o que contribuiu de forma fundamental para os estudos de idade e, principalmente, de origem dos fluidos mineralizantes apresentados no capítulo VIII.

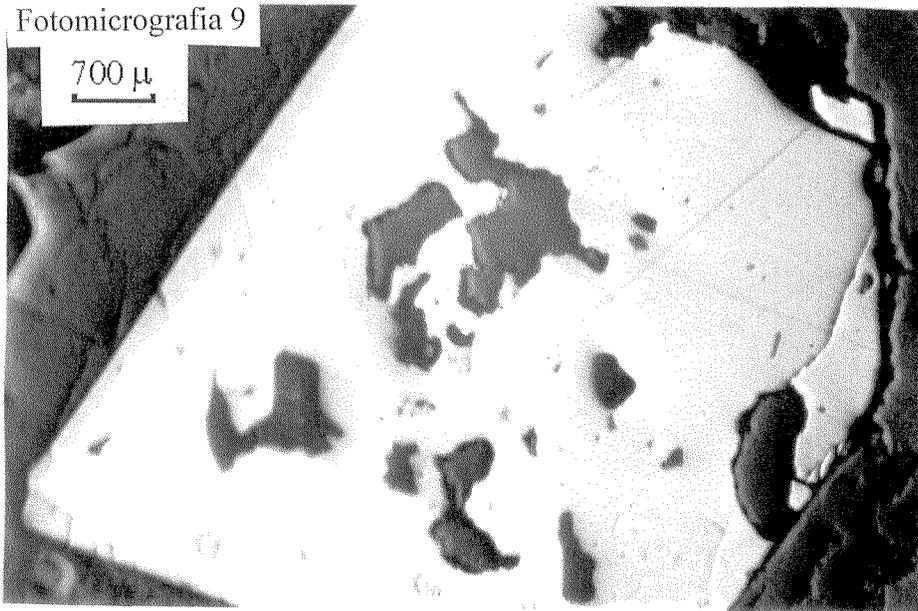
Os sulfetos desta paragênese foram analisados em microsonda e os resultados estão na Tabela IV.3. Nas piritas desta paragênese observa-se valores de As (570 ppm) e Sb (390 ppm) mais altos em relação às piritas da paragênese monossulfetada, porém teores mais baixos de Se (340 ppm). As calcopiritas apresentam teores altos de Se (960 ppm) de Se. As galenas também apresentam valores altos de Se (2190 ppm), Te (1080 ppm) e Cd (1250 ppm). Da mesma forma as esfaleritas contém altos teores de Se (2480 ppm) e Cd (1690 ppm). As razões S/Se são baixas para todos os sulfetos, com valores de 1550 (pirita), 360 (calcopirita), 60 (galena) e 130 (esfalerita) quando comparadas com os valores de S/Se em sulfetos de ferro, apresentadas por Kerrich (1989), para os depósitos mesotermiais de ouro. Para esse autor, razões baixas de Se/S indicam contribuição magmática (razões S/Se em rochas ígneas derivadas do manto). Valores da razão S/Se em piritas de depósitos de sulfeto maciço formado através de processos hidrotermais de assoalho oceânico (apresentados por Huston et al., 1995) indicam valores da ordem de 1×10^6 , muito acima dos valores encontrados no presente trabalho.

indicam valores da ordem de 1×10^6 , muito acima dos valores encontrados no presente trabalho.

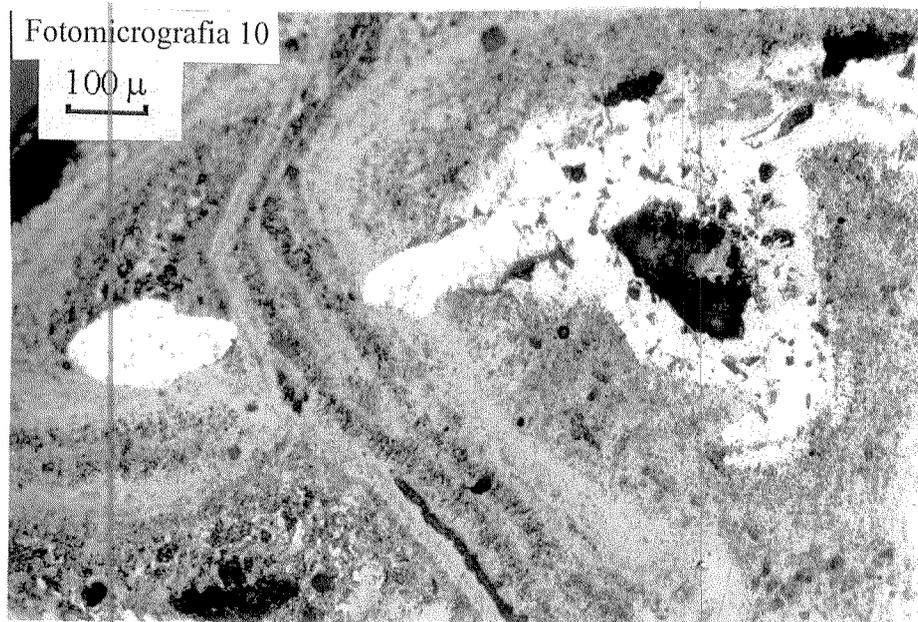
elem. analisados	pirita		calcopirita		galena		esfalerita	
	(n = 5)		(n = 4)		(n = 11)		(n = 4)	
	% p.	% a.	% p.	% a.	% p.	% a.	% p.	% a.
Fe	45,799	33.170	30.491	25.053	0.048	0.25	6.535	5.702
Co	0,009	0.006	0.007	0.005	-	-	-	-
Ni	0,022	0.008	0.007	0.005	-	-	-	-
Cu	0.010	0.010	34.351	24.807	0.018	0.034	0.135	0.102
S	52.780	66.464	34.887	50.060	13.010	44.631	32.672	49.667
As	0.570	0.304	0.010	0.007	0.007	0.032	0.009	0.005
Sb	0.390	0.006	0	0	0.053	0.145	0.007	0.002
Se	0.034	0.016	0.096	0.055	0.219	0.121	0.248	0.152
Te	0.022	0.002	0.022	0.010	0.108	0.038	0	0
Au	0.014	0.002	0.011	0	0.027	0.017	0.036	0.007
Zn	-	-	-	-	0.082	0.052	58.491	43.610
Pb	-	-	-	-	86.086	50.241	0	0
Bi	-	-	-	-	0	0	0.025	0.005
Ag	-	-	-	-	0.051	0.160	0.006	0.002
Cd	-	-	-	-	0.125	0.117	1.699	0.737
SOMA	99.650	99.988	99.988	100.00	99.631	100.00	99.866	99.995

Tabela IV.5 Composição química média dos sulfetos da paragénese polissulfetada.

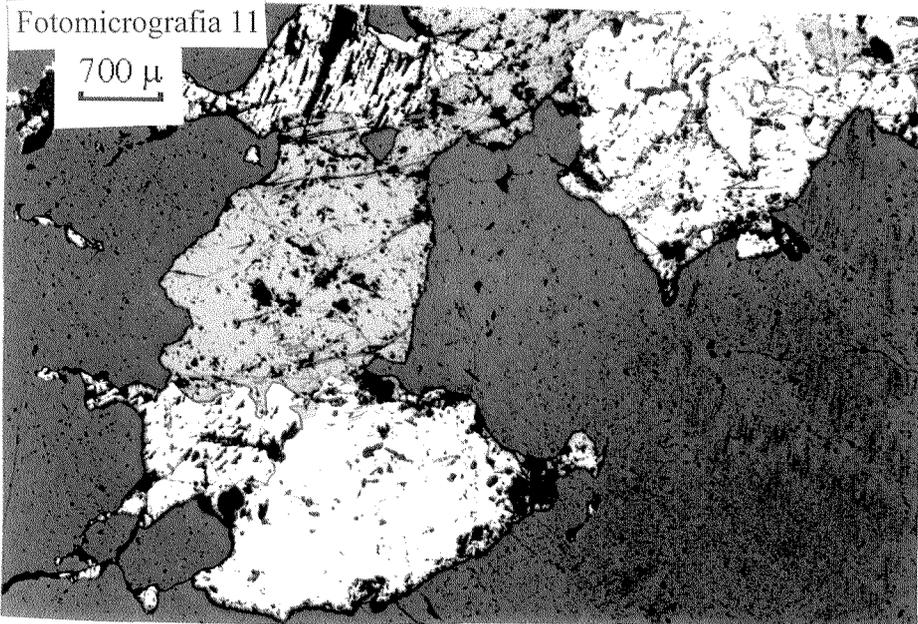
Fotomicrografia 9



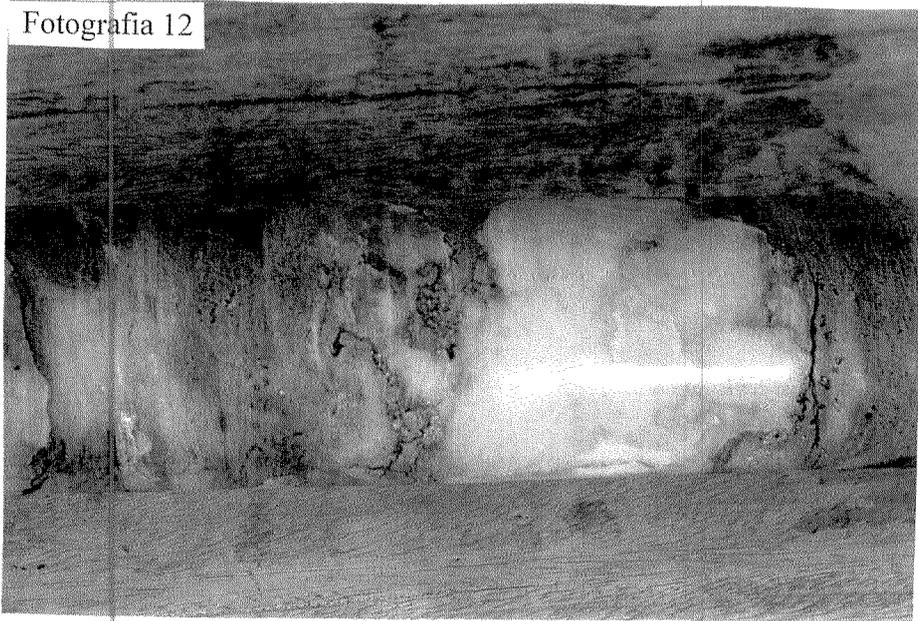
Fotomicrografia 10



Fotomicrografia 11



Fotografia 12



PRANCHA III: Fotomicrografia 9- Pirita da paragênese monossulfedada (depósito Pombinha).
Fotomicrografia 10- Ouro incluído em pirita limonitizada (depósito Lavrinha).
Fotomicrografia 11- Paragênese polissulfetada: galena (cinza claro), esfalerita (cinza escuro), pirita (branco) e calcopirita (amarelo).
Fotografia 12- Veio de quartzo com halo de sericita e sulfeto (testemunho de sondagem de 3 '' obtida no depósito Ernesto).

CAPÍTULO VI

GEOQUÍMICA DA ALTERAÇÃO HIDROTHERMAL ASSOCIADA ÀS MINERALIZAÇÕES

Este capítulo tem por objetivo analisar a geoquímica da alteração hidrotermal que afetou as rochas vulcânicas encaixantes dos corpos mineralizados a ouro e caracterizar as transformações provocadas pelos fluídos geradores destes depósitos.

As variações químicas resultantes do hidrotermalismo em rochas vulcânicas associadas aos depósitos auríferos da região de Pontes e Lacerda são analisadas neste estudo com o objetivo de subsidiar futuros trabalhos de exploração mineral.

VI.1 Caracterização petrográfica das rochas

As amostras de rochas vulcânicas foram coletadas em afloramentos e testemunhos de sondagens, nos depósitos Lavrinha, Cantina, Ernesto e Nenê. Para este estudo evitou-se a coleta de material com veios quartzosos como pode ser visto na Fotografia 12. A W da faixa mineralizada foi coletado uma amostra de um metabasalto não alterado, apresentado no capítulo IV (item IV.1.1) e caracterizado como de composição tholeiítica, gerado em ambiente de assoalho oceânico.

VI 1.1 Metabasaltos alterados

Foram estudadas 5 amostras de metabasaltos alterados, coletadas nas proximidades dos depósitos de ouro (amostra 4 na Lavrinha, amostra 5 na Cantina, amostra 6 no Ernesto e amostras 7 e 8 no Nenê; vide Tabela IV.1).

Os metabasaltos hidrotermalizados apresentaram valores de perda ao fogo compreendidos entre 3% e 5%. São rochas de cor cinza apresentando textura milonítica e constituídas fundamentalmente de quartzo, sericita e opacos, além de relíctos de plagioclásio e biotita.

As amostras coletadas nos depósitos da Lavrinha e do Nene variam de quartzo-sericita-xisto a sericita-xisto. Os cristais de sericita podem ser individualizados apenas microscopicamente, apesar de em lâmina apresentarem grande variação de tamanho. O quartzo apresenta também grande variação, podendo ocorrer em pequenos grãos de forma estirada acompanhando a foliação ou em grandes grãos fraturados com preenchimento de muscovita. Lâminas obtidas de amostras coletadas em camadas mais escuras acusam a presença de grande volume de opacos estirados, alongados e reunidos em lentes que acompanham a foliação. Disseminados nestas rochas ocorrem cristais euhedrais de magnetitas, frequentemente apresentando textura de substituição por quartzo e fluorita.

De grande importância para este estudo, os acessórios ocorrem de forma dispersa tendo sido observados, em quantidade decrescente, a fluorita, turmalina, zircão e rutilo.

VI 1.2 Metandesitos alterados

Foram analisadas duas amostras de meta-andesitos coletadas nos depósitos do Ernesto e Cantina (amostras 2 e 3, respectivamente, da Tabela IV.1). Essas rochas apresentaram valores de perda ao fogo de 2% a 4%. A composição mineralógica é bastante similar a dos metabasaltos hidrotermalizados porém apresentando-se mais enriquecida em quartzo.

A amostra coletada no depósito do Ernesto apresenta composição variando de quartzo-sericita-xisto a sericita-biotita-xisto. O quartzo ocorre em aglomerados de grãos pequenos ou em grandes cristais sempre fraturados e preenchidos por sericita. A biotita apresenta coloração castanho-esverdeado com bordas às vezes irregulares. É usual também a ocorrência de opacos em lentes, resultando em colorações mais escuras para as rochas. Foram também observados cristais euhedrais de magnetita disseminados e fluorita ocupando espaços intersticiais na matriz ou substituindo parcialmente a magnetita.

VI. 2 Alteração hidrotermal

Os resultados das análises químicas das rochas hidrotermalizadas foram normalizados em relação à amostra do metabasalto coletada fora da zona mineralizada. Esta normalização não foi corrigida quanto à variação de volume das rochas. De acordo com os estudos de Gresens (1967), quando a sericitização é o processo de alteração predominante, as relações texturais e composicionais indicam que as transformações das rochas ocorrem sem variação significativa de volume.

A amostra de tufo ácido (amostra 9 da Tabela IV.1) não foi utilizada na normalização pelo metabasalto. Não foram identificados metavulcânicas ácidas para efeito de comparação com esta amostra que apresenta teores de elementos maiores, traços e terras raras comparáveis aos metandesitos.

VI 2.1 Elementos maiores e traços

As perdas e ganhos em elementos maiores e traços estão indicadas na Figura VI.1. Nessa figura os pontos que estão acima da linha horizontal apresentaram ganhos e os pontos abaixo dessa linha apresentaram perdas. Os elementos e óxidos que sofreram enriquecimento relativo foram em ordem decrescente: K_2O , Rb, Ba e Fe_2O_3 . Aqueles que sofreram empobrecimento relativo foram, em ordem decrescente: CaO, FeO, Na_2O , MnO, MgO, Sr, Cr (meta- andesitos) e Ni. Entre os óxidos e elementos que apresentaram menor variação encontram-se SiO_2 , Al_2O_3 , TiO_2 , Cr (metabasaltos), Zr e Y.

Os teores de K_2O e Rb também foram comparados (Figura VI.2) com os conteúdos de Zr (pela sua pouca mobilidade). Como indicado, o K_2O sofreu enriquecimento acentuado e o Rb, comparativamente ao Zr, um leve enriquecimento. Ambos são indicadores úteis de mineralizações hidrotermais segundo Scherckenback e Noble (1984).

Entre os demais elementos que sofreram enriquecimento durante o hidrotermalismo, o do Ba é explicado, segundo Kerrich & Fyfe (1981), pela sua afinidade aos metais preciosos, podendo ser adicionado tanto nos veios como nas rochas encaixantes. O Fe_2O_3 e o Fe total apresentam ganho significativo nas rochas alteradas hidrotermalmente, através do aparecimento da magnetita, o que demonstra o caráter oxidante dos fluídos.

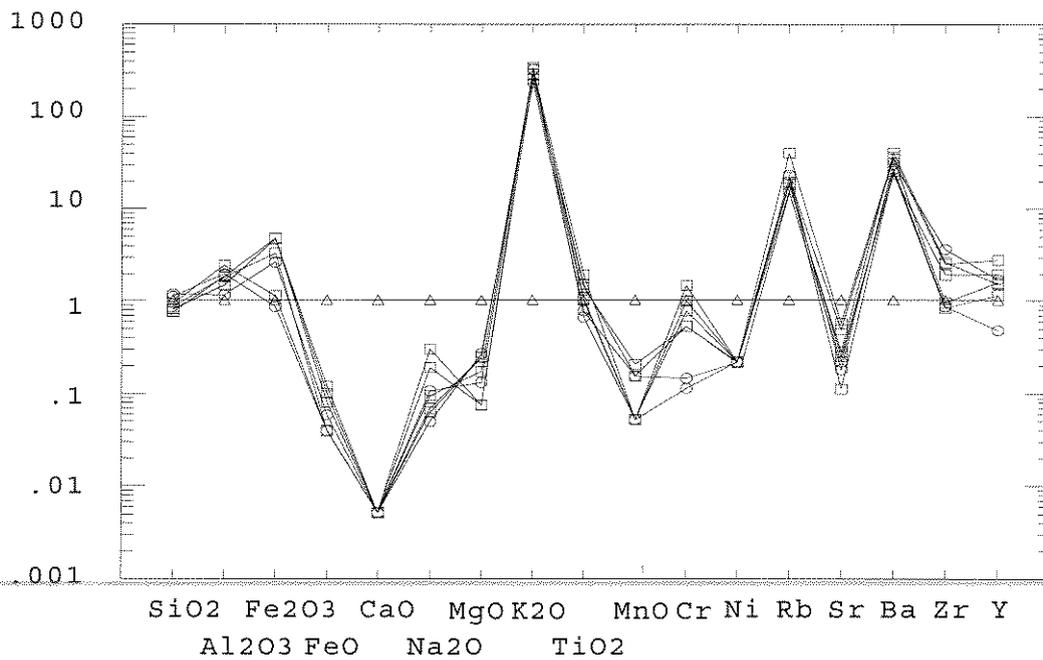


Figura VI.1 Teores de óxidos e elementos traços das rochas hidrotermalizadas normalizados pelo metabasalto não alterado (linha horizontal). Metabasaltos (quadrados); metandesitos (círculos).

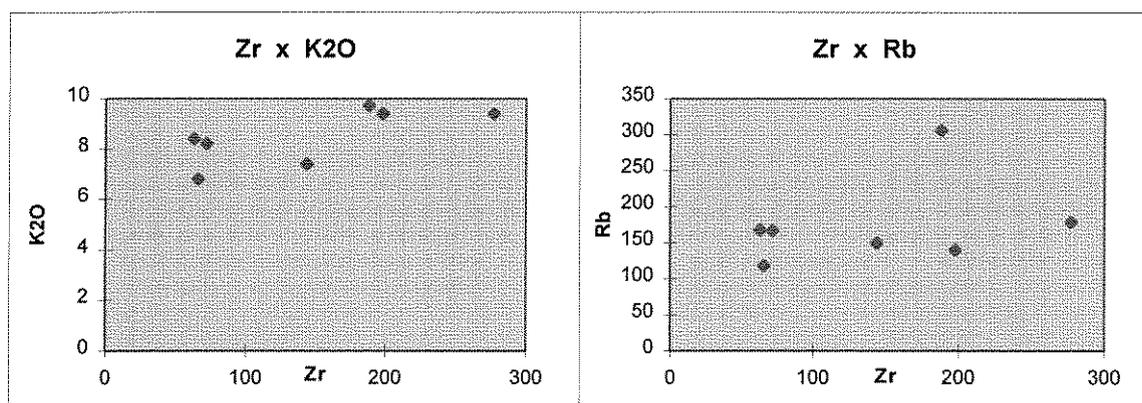


Figura VI.2 Diagramas Zr x K₂O e Zr x Rb. Zr e Rb em ppm; K₂O em % em peso.

O CaO e o Sr apresentam comportamentos geoquímicos semelhantes. São empobrecidos provavelmente como produto da reação do plagioclásio com o fluido. Kerrich e Fyfe (1981) estudando as mineralizações auríferas carbonatadas de Yellowknife (Canadá) constataram o enriquecimento de CaO e Sr como resultado da geração de veios de carbonatos, fato não observado no presente estudo. Os teores de MgO e MnO foram comparados (Figura VI.3) com o de Zr (pela sua baixa mobilidade) e apresentam perdas provavelmente como consequência da reação da clorita e da biotita. O FeO teve a concentração diminuída em função da oxidação promovida pelos fluidos hidrotermais, de forma a se alterar para Fe_2O_3 .

O empobrecimento em Na_2O é comum de processos hidrotermais em depósitos auríferos mesotermiais segundo Marquis et al. (1990), e é resultado da desestabilização do plagioclásio. Cr e Ni sofreram perdas provavelmente como resultado da reação do epidoto e da titanita, apesar de acompanharem os metais preciosos, segundo Kerrich e Fyfe (1981).

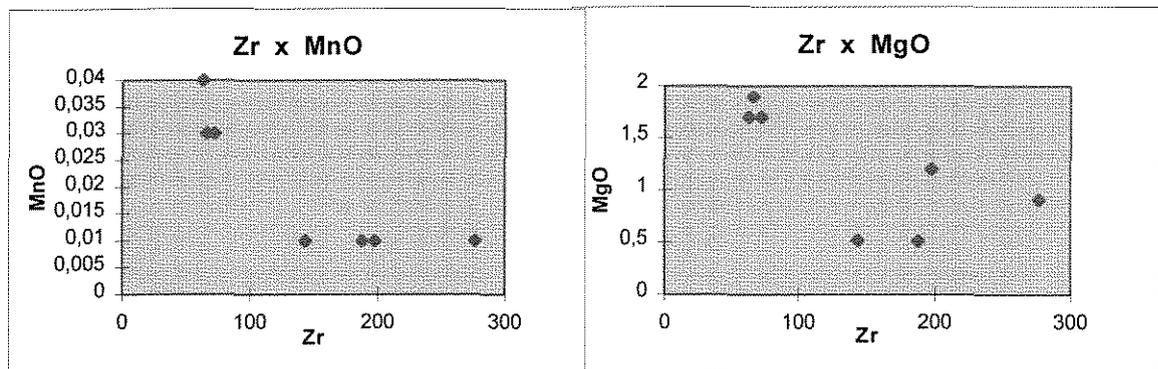


Figura VI.3 Diagramas MnO x Zr e MgO x Zr. MnO e MgO em % em peso; Zr em ppm.

A concentração de SiO_2 se manteve praticamente inalterada, apesar do aumento de quartzo dado pelos veios mineralizados indicando remobilização e leve empobrecimento nas rochas básicas. Os valores de Al_2O_3 descrevem um leve enriquecimento, o qual, segundo Gresens (1967), pode ser resultado do aumento de Al exigido na passagem de plagioclásio à sericita. Zr, Y e TiO_2 tendem a permanecer imóveis, em concordância com os estudos de Kerrich e Fyfe (1981).

VI 2.2 Elementos terras raras

As rochas vulcânicas alteradas que ocorrem na região de Pontes e Lacerda também foram analisadas para os elementos do grupo dos terras raras. A distribuição dos ETR no basalto não alterado já revela um fracionamento dos elementos leves em relação aos pesados e uma tênue anomalia negativa de Eu, relacionadas possivelmente aos processos primários de diferenciação magmática e cristalização fracionada dos plagioclásios (Figura VI.4). As vulcânicas alteradas apresentam teores mais elevados em ETR que o basalto não alterado. Na Figura VI.5 estão indicados os teores de ETR das rochas hidrotermalizadas em relação ao basalto não alterado. O enriquecimento relativo em ETR dessas rochas ocorre para todos os elementos nos basaltos alterados e se restringem aos terras raras leves (La-Gd) nos andesitos. Esse enriquecimento relativo indica que estas rochas interagiram com soluções hidrotermais com características físico-químicas propícias ao transporte de ETR, principalmente dos mais leves. Padrões semelhantes de enriquecimento em ETR durante os processos de alteração hidrotermal e formação de mineralizações metálicas já foram descritos em depósitos porfíricos por Taylor e Fryer (1982).

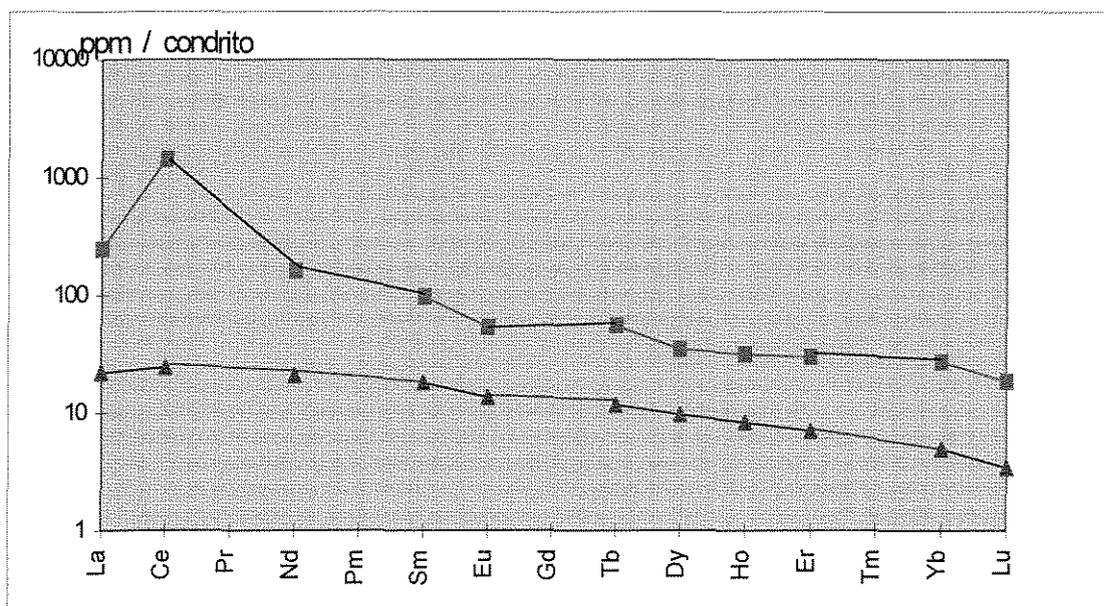


Figura VI.4 Comparação entre os padrões de ETR do basalto não alterado (em triângulos) e um basalto alterado (amostra 7, quadrados). Valores normalizados pelo condrito de Evensen et al. (1978).

Quatro amostras de basaltos alterados (amostras 4, 5, 7, e 8 da Tabela IV.1) apresentam anomalias positivas de Ce semelhantes à indicada na Figura VI.4. Essa anomalia não está presente nos andesitos e em uma amostra de basalto alterado (amostra 6) que é a que apresenta o teor de SiO₂ mais alto e o teor de Fe₂O₃ mais baixo entre as amostras analisadas de basaltos alterados.

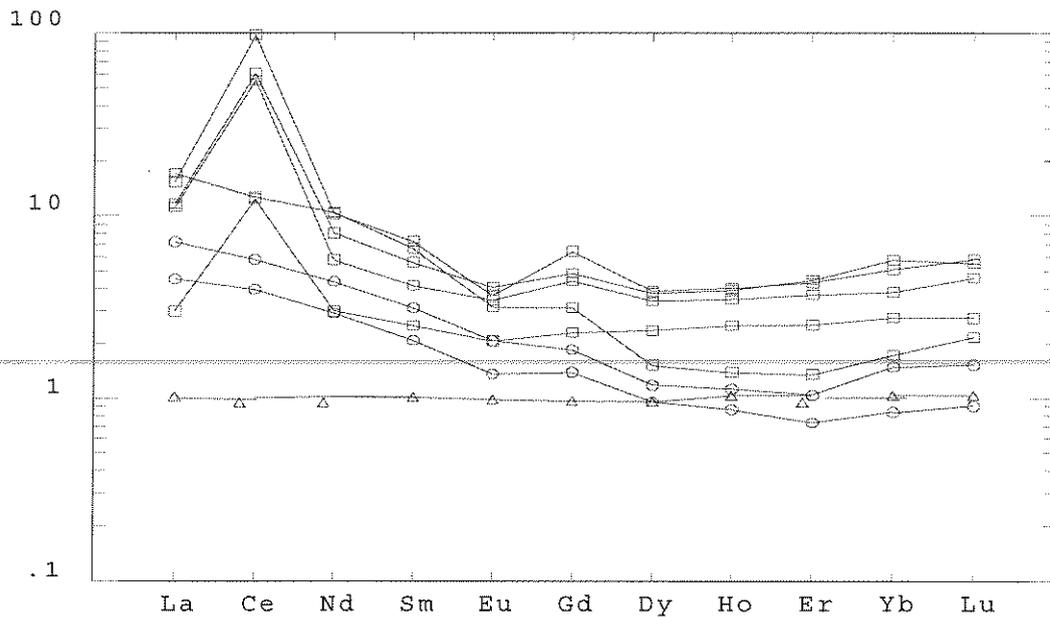


Figura VI.5 Teores de ETR das rochas hidrotermalizadas normalizadas em relação ao basalto não alterado (triângulos); metabasaltos (quadrados); metandesitos (círculos).

Como foi mencionado anteriormente, a fluorita está presente entre as fases tardias da assembléia de alteração. A presença de F⁻ nos fluídos hidrotermais aumenta significativamente a mobilidade dos ETR (Humphris, 1984). Os dados experimentais de Wood (1990), para temperaturas até 350° C, indicam que os complexos de F⁻ representam a forma mais eficiente de transporte de ETR, predominando sobre os demais (Cl⁻, CO₃²⁻, etc.) em um amplo intervalo de pH e para a atividade de F⁻ esperada em fluídos hidrotermais. É provável que o enriquecimento em ETR das rochas vulcânicas alteradas da região de Pontes e Lacerda seja devido às fases mais tardias do hidrotermalismo que promoveu o aumento dos teores em F⁻ das rochas. Nessas condições a fluorita tenderia a concentrar todos os ETR enquanto a muscovita tenderia a

concentrar preferencialmente os elementos terras raras leves na rocha alterada (Burt, 1989). Apesar de existir referência na literatura sobre a ocorrência de fluorita com até 14% de Ce (Clark, 1984), não foi observada uma clara correlação entre os teores de Ce e F das amostras analisadas (Figura VI.6), no presente estudo. A melhor correlação, por outro lado, foi obtida entre os teores de Ce e Fe_2O_3 (Figura VI.6), o que é sugestivo de retenção de pelo menos parte do Ce na sua forma oxidada Ce^{4+} , no material resultante da alteração das magnetitas, presentes nas vulcânicas hidrotermalizadas. Nessas figuras foi utilizada a razão Ce/La para efeito de representar, aproximadamente, o valor da anomalia de Ce. As anomalias positivas de Ce podem ser devidas à fixação deste elemento através da oxidação de Ce^{3+} a Ce^{4+} e à sua estabilização na forma de CeO_2 (em mistura de óxidos e hidróxidos) como descrita anteriormente em doleritos intemperizados (Marsh, 1991), perfis lateríticos (Braum et al., 1990) e em nódulos de manganês (Ludden et al., 1978).

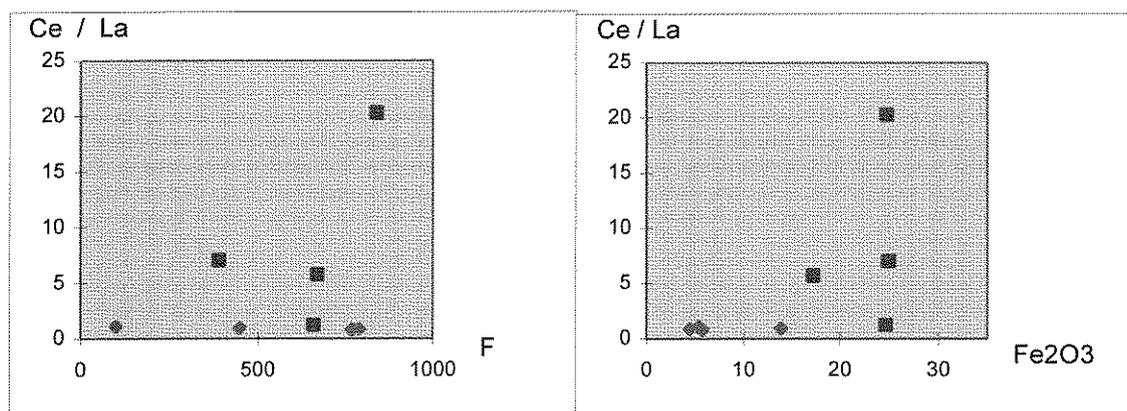


Figura VI.6 Razões Ce/La em função dos teores de F (ppm) e Fe_2O_3 das vulcânicas básicas de Pontes e Lacerda. As amostras com anomalias positivas de Ce em quadrados.

CAPÍTULO VII

CONTRIBUIÇÃO À GEOCRONOLOGIA DA REGIÃO DE PONTES E LACERDA

As análises isotópicas descritas neste ítem foram realizadas com o objetivo de se obter idades isocrônicas ou modelos das unidades litológicas encaixantes das mineralizações auríferas. Desta forma foi escolhido a Sequência Metavulcano-Sedimentar Pontes e Lacerda (utilizando-se o método Sm/Nd), o Granito-Gnaiss Santa Helena (utilizando-se o método Rb/Sr), o Granito Maraboa (utilizando-se o método Rb/Sr).

VII.1 Metabasalto da Sequência Metavulcano Sedimentar Pontes e Lacerda

Foram analisadas três amostras de metabasalto da SMVSPL com o objetivo de se efetuar estudos geocronológicos e petrogenéticos a partir de dados isotópicos de Sm e Nd. Os resultados estão apresentados na Tabela VII.1

A primeira tentativa de se avaliar a idade das amostras foi através da construção da isócrona a partir dos dados da Tabela VII.1. O resultado, apresentado na Figura VII.1 indica a idade de 1921 ± 387 Ma. e a isócrona caracteriza-se pelo pouco espalhamento dos pontos e pelo alto valor do erro, devido a composição química do metabasalto ser bastante homogênea. Este resultado é concordante com a idade apresentada por Toledo

(1996) para as vulcânicas básicas da Formação Mata Preta (greenstone belt do Alto Jauru) de 1988 ± 72 Ma. e pode sugerir que as rochas vulcânicas da Faixa Pontes e Lacerda aqui denominadas de SMVSPL são contemporâneas com o greenstone belt Alto Jauru.

A segunda tentativa foi através do cálculo da idade modelo. Este cálculo é feito para cada uma das amostras e pode-se utilizar de dois modelos a partir do princípio de que a razão $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ da Terra tem aumentado como um todo no decorrer do tempo geológico pelo decaimento do ^{147}Sm para ^{143}Nd .

Nº de campo	Nº de laborat.	Sm (ppm)	Nd (ppm)	$^{147}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	$^{143}\text{Sm}/^{144}\text{Sm}$	ϵ_{Nd}	T_{DM} (Ga)
Ba-01	SPS 455	4,3	15,1	0.174566 ± 0.000369	0.512711 ± 0.000030	0,5127	1,30
Ba-02	SPS 456	3,9	13,5	0.177144 ± 0.000114	0.512740 ± 0.000021	0,5127	1,27
Ba-03	SPS 457	4,5	14,5	0.188218 ± 0.000339	0.512881 ± 0.000025	0,5128	1,05

Tabela.VII.1 Dados isotópicos de Sm e Nd do metabasalto.

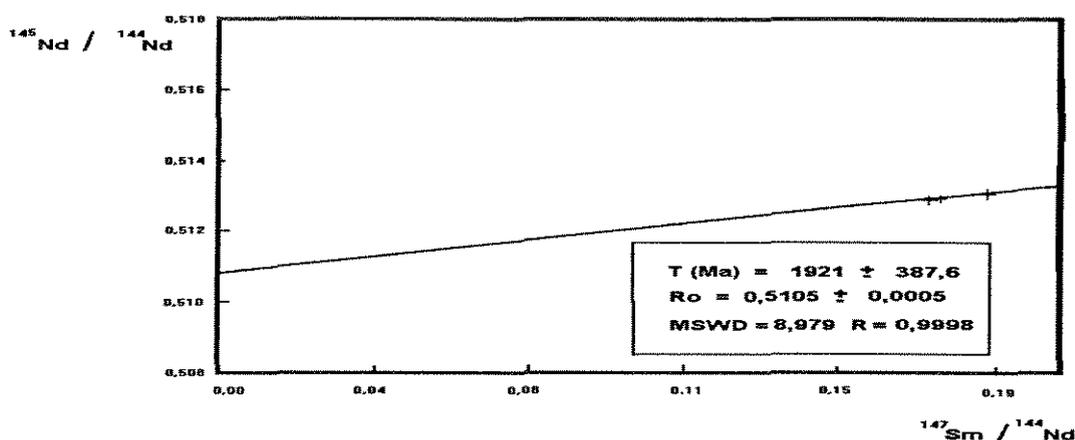


Figura VII.1 Diagrama isocrônico Sm/Nd com três pontos. A idade obtida é de 1.921 ± 387 Ma com o MSWD de 8,979.

O modelo CHUR (reservatório uniforme) de evolução isotópica do Nd assume que a razão Sm/Nd da Terra é igual a dos meteoritos condríticos, cuja média é 0,1967 e este valor é utilizado para calcular a razão $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ de um reservatório condrítico no tempo, assumindo a idade da Terra como 4,6 Ga.

O modelo DM (manto empobrecido) de evolução isotópica de Nd assume que a razão Sm/Nd sofreu diferenciação, gerando um reservatório empobrecido na razão Sm/Nd, característica também observada nas rochas originadas a partir desse reservatório, caso que coincide com as conclusões do ítem IV.1.3, onde foi discutido a petrogênese dos metabasaltos. O cálculo da idade segundo o modelo DM (T_{DM} na Tabela VII.1) é feito pela equação

$$T_{DM} = \frac{1}{\lambda} \text{Ln} \frac{(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_f - (^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_{DM}}{(^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd})_f - (^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd})_{DM}}$$

sendo $(^{143}\text{Sm}/^{144}\text{Nd})_{DM} = 0,222$.

$(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_f$ é o valor medido

$(^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd})_f$ é o valor medido

As idades modelos T_{DM} indicam valores entre 1300 e 1050 Ma.e, apesar de serem mais coerentes com o método de datação Sm/Nd, não são concordantes com as informações geológicas da região. A presença de basaltos do tipo N-MORB nessa faixa de idade exigiria a existência de uma crosta oceânica, cujos indícios não são confirmados nos estudos realizados na região até o momento.

O parâmetro ϵ_{Nd} (Tabela VII.1) utiliza como referência o valor da razão $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ do CHUR e pode ser calculado para a rocha em estudo para qualquer idade (I) segundo as equações (Faure 1986) seguintes:

$$\epsilon_{Nd} (^t\text{CHUR}) = \left(\frac{(^{143}\text{Nd} / ^{144}\text{Nd})_{\text{inicial}}}{I^t_{\text{CHUR}}} - 1 \right) \times 10^4$$

$$\epsilon_{Nd} (^{\circ}CHUR) = \left(\frac{(^{143}Nd / ^{144}Nd)_{medido}}{I^{\circ}CHUR} - 1 \right) \times 10^4$$

onde $\epsilon_{Nd} (^{\circ}CHUR)$ é o valor para o tempo t

$\epsilon_{Nd} (^{\circ}CHUR)$ é o valor para o tempo atual

$(^{143}Nd / ^{144}Nd)_{medido}$ é o valor medido

Um valor positivo para ϵ_{Nd} indica que as rochas foram derivadas de um sólido residual no reservatório (manto empobrecido). Tais partes do reservatório são ditas empobrecidas em elementos litófilos de íons grandes (LIL) que são preferencialmente fracionados na fase líquida da fusão parcial. Os valores de ϵ_{Nd} obtidas para as três amostras (Tabela VII.1) indicam que o metabasalto foi derivado do manto empobrecido e conforme as conclusões do capítulo IV.1.3, em ambiente de assoalho oceânico.

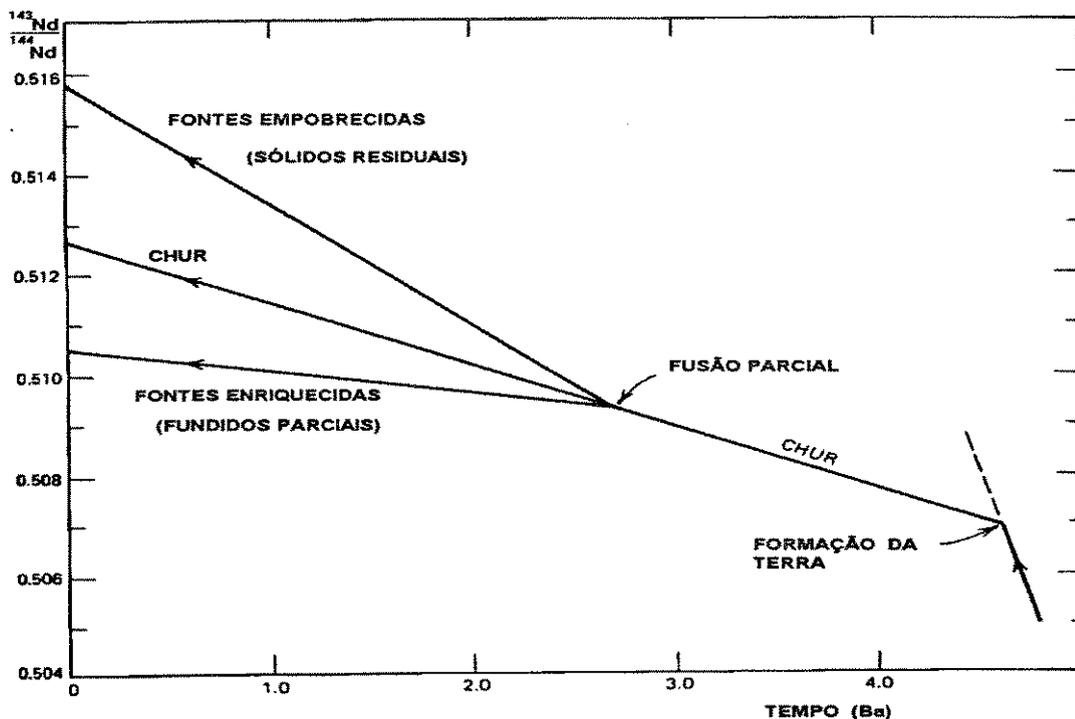


Figura VII.2 Evolução isotópica do Nd de um reservatório condritico uniforme (CHUR) interceptado por uma fusão parcial. A partir deste ponto surgem mais dois tipos de fontes em potencial: enriquecidas (fundidos parciais) e empobrecidas (sólidos residuais). Fonte: Faure (1986).

A idade obtida pela isócrona Sm/Nd foi lançada no diagrama de evolução do manto (Figura VII.2) que relaciona ϵ_{Nd} e a idade de cristalização. A idade obtida pela isócrona na idade de 1910 Ma não é compatível com a curva de evolução do manto para este período. As idades T_{DM} quando representados no diagrama da Figura VII.3 estão adequados a curva de evolução isotópica do Manto Empobrecido.

É importante observar que tanto a idade obtida na isócrona como as idades T_{DM} indicam a idade de diferenciação do magma gerador do metabasalto a partir do Manto. Em função das amostras analisadas apresentarem características vulcânicas, pode-se sugerir que a idade de diferenciação do magma é praticamente a idade de cristalização.

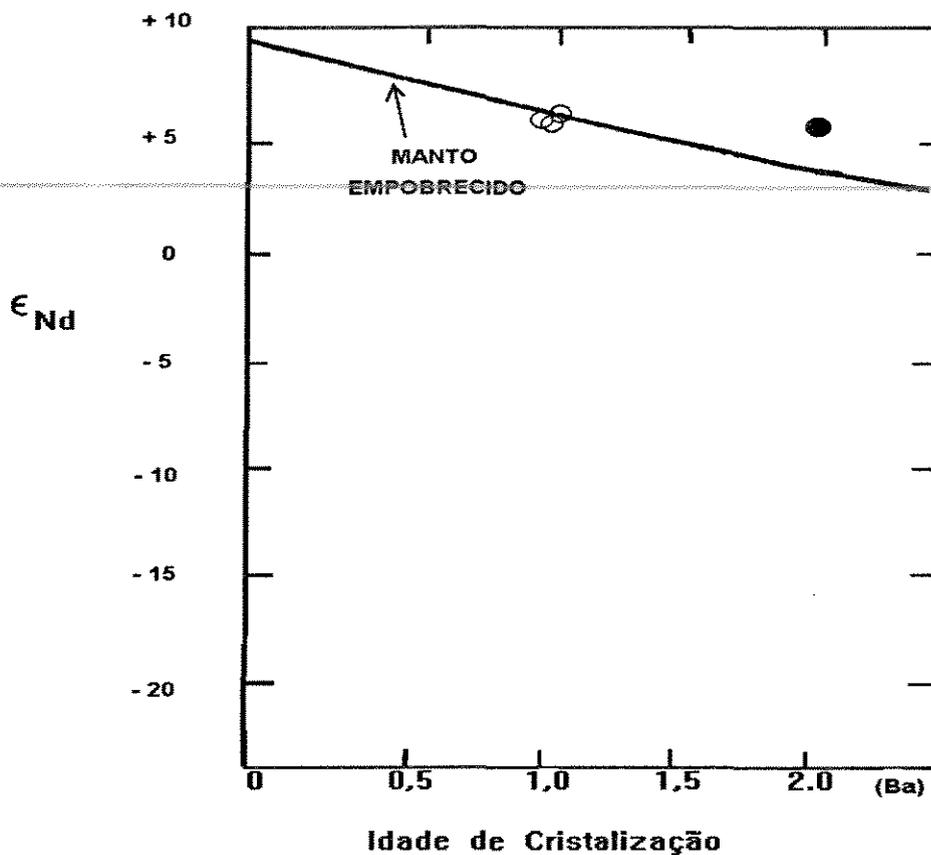


Figura VII.3 Diagrama de evolução do Manto Empobrecido (segundo DePaolo, 1988). Círculo preenchido - idade isocrônica. Círculos abertos - idades modelo Sm/Nd.

VII.2 Granito-Gnaiss Santa Helena

O objetivo dos estudos isotópicos Rb/Sr desta unidade foi complementar a isócrona já existente publicada no Texto Explicativo do Mapa Geológico da Folha Pontes e Lacerda, escala 1:100.000 (Menezes et al., 1993). Foi utilizado ainda o resultado de uma análise publicada por Barros et al. (1982). A utilização destes dados foi possível uma vez que todas as análises foram realizadas no mesmo laboratório (CPGeo-USP), de forma a se ter um bom controle das variáveis experimentais e dos erros, menores nas análises realizadas no presente trabalho.

Desta forma foram realizadas análises em duas amostras as quais foram selecionadas posteriormente aos estudos petrográficos e litoquímicos. A relação dos resultados acrescidos dos dados bibliográficos estão apresentados na Tabela VII.2

n ^o lab	n ^o campo	Rb (ppm)	Sr (ppm)	⁸⁷ Rb/ ⁸⁶ Sr	⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr	referências
12924	SD-01	206,00	28,00	25,2046 ± 0,3533	1,18962 ± 0,00023	3
12925	SD-02	220,00	33,00	28,1245 ± 0,3936	1,234448 ± 0,00018	3
	KK-MB- 79-1	293,80	25,80	35,878 ± 0,764	1,4324 ± 0,00078	2
9610	JG-109 b	253,31	42,92	17,639 ± 0,162	1,04358 ± 0,00070	1
9611	JG-109 e	257,64	16,00	51,371 ± 0,762	1,75314 ± 0,00052	1
9612	JG-109 f	290,75	13,21	71,955 ± 0,550	2,02880 ± 0,02290	1

Tabela VII.2 Dados isotópicos Rb/Sr para o Granito-Gnaiss Santa Helena.

Referências: (1) Menezes et al. (1993) Folha Pontes e Lacerda (escala 1:100.000).

(2) Barros et al. (1982). Projeto RADAMBRASIL, Folha SA-21-Cuiabá

(3) Esse trabalho (teores de Rb e Sr obtidos por diluição isotópica).

Os resultados das duas análises do Granito-Gnaiss Santa Helena realizadas neste trabalho, somados aos resultados anteriores descrevem uma isócrona de cinco pontos indicando uma idade de 1318 ± 24 Ma., com uma razão inicial de 0,71095 (Figura VII.4). A amostra SD-01 não foi utilizada para a construção da isócrona por não apresentar colinearidade com os outros pontos no diagrama $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} \times ^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$.

O resultado do novo cálculo da idade para o Granito-Gnaiss Santa Helena não difere muito da idade anteriormente obtida (1308 ± 40 Ma. segundo Menezes et al. 1993), permanecendo dentro dos limites do erro.

A variação da razão inicial apesar de pronunciada (mudando de 0,734 para 0,711), não altera a interpretação (Menezes et al., 1993) de que esta unidade teve a sua origem a partir de retrabalhamento crustal, uma vez que ainda permanece acima do valor de 0,705, tomado para diferenciar de rochas de derivação mantélica.

O significado das idades isocrônicas é função da história térmica das rochas datadas. As idades Rb/Sr em rocha total têm sido associadas ao processo petrogenético que originou as principais paragêneses minerais observadas nas rochas durante um evento geológico, como cristalização magmática, anatexia, metassomatismo, metamorfismo e diagênese. A presença da estrutura gnáissica do Granito-Gnaiss Santa Helena indica a passagem dessa unidade por uma deformação que pode ter provocado a rehomogeneização isotópica do sistema Rb/Sr e provocado o seu rejuvenescimento. Desta forma a idade obtida pode indicar a idade da gnaissificação.

Segundo Faure (1986), esta homogeneização ocorre sempre que a temperatura ultrapassa o intervalo de 250°C a 300°C , como consequência da mobilidade facilitada do Sr nas fases potássicas, cujos retículos cristalinos não lhe são propícios. Assim os átomos de Sr intercambiam-se nas fases minerais da rocha, embora não haja necessariamente perda de Sr pelo sistema como um todo.

Nas rochas ígneas as trocas químicas conduzem a composições isotópicas homogêneas (razão $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ única), sendo que os processos ocorrem na fase líquida, anterior à cristalização dos minerais. As razões Rb/Sr são variáveis através do corpo rochoso decorrentes dos processos de cristalização fracionada.

Nas rochas metamórficas, a homogeneização isotópica ocorre pela variação das condições de pressão e temperatura, sendo que este processo de difusão se dá no estado sólido. O aumento da temperatura e a interação com fluidos otimizam as trocas isotópicas.

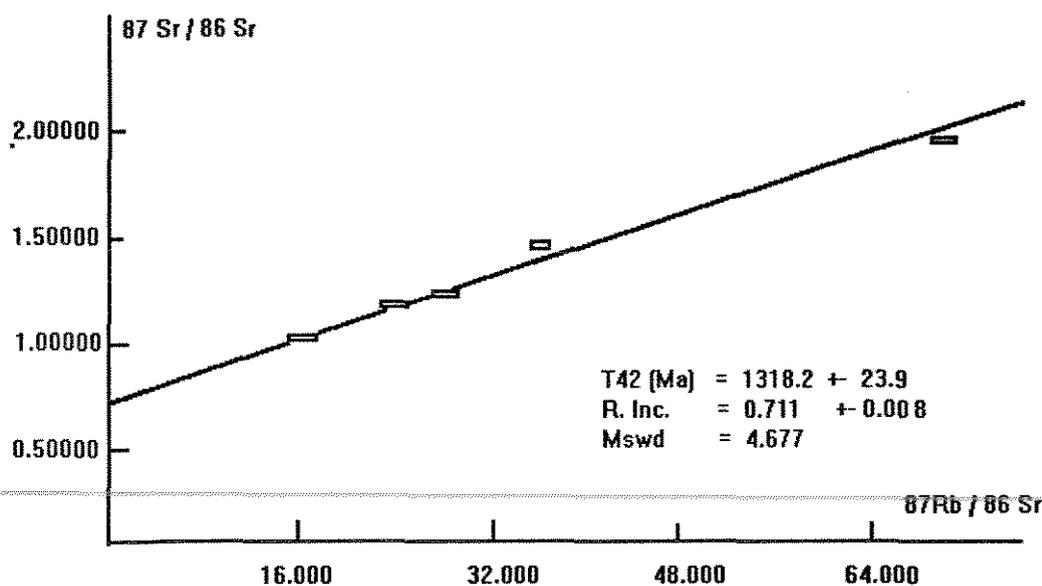


Figura VII.5 Isócrona Rb/Sr do Granito-Gnaiss Santa Helena. A idade obtida é 1318 ± 23 Ma. e a razão inicial é de 0,711

VI.3 Granito Maraboa

As análises isotópicas Rb/Sr foram efetuadas após descrição das seções delgadas de amostras consideradas representativas do litotipo, uma vez que as amostras foram coletadas em um mesmo afloramento e apresentavam apenas pequenas variações de granulometria ou coloração. Um conjunto inicial de 24 amostras foi pulverizado e analisado semi-quantitativamente por fluorescência de raio-X, obtendo-se assim as relações Rb_{total}/Sr_{total} . As 6 amostras que apresentaram as relações mais favoráveis (maior dispersão) foram escolhidas para as determinações isotópicas Rb/Sr em rocha total. Os resultados obtidos estão na Tabela VII.3.

Para a construção da isócrona da Figura VI.2 foram utilizados 4 pontos (as amostras 8h e 8f não foram utilizados por não serem colineares) e a idade obtida para o Granito Maraboa é de 1257 ± 125 ma., sendo a razão inicial de 0,711.

n° lab.	n° campo	Rb (ppm)	Sr (ppm)	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$
12798	8 h	211,60	31,15	20,2043 $\pm 0,2856$	1,10704 $\pm 0,00023$
12799	8 i	127,20	21,40	17,7445 $\pm 0,2548$	1,04019 $\pm 0,00037$
12800	8 j	220,60	30,60	21,6885 $\pm 0,3132$	1,11711 $\pm 0,00033$
12801	8 k	210,60	30,60	20,6439 $\pm 0,3160$	1,09370 $\pm 0,00026$
12928	8 f	229,23	33,30	20,6636 $\pm 0,7782$	1,08850 $\pm 0,00016$
12803	8 n	217,50	20,10	30,2935 $\pm 0,4330$	1,15968 $\pm 0,00029$

Tabela V Dados isotópicos Rb/Sr para o Granito Maraboa. Os teores de Rb e Sr foram obtidos por diluição isotópica.

As idades isocrônicas Rb/Sr têm sido interpretadas como indicativas dos episódios formadores de rocha, por cristalização magmática ou recristalização metamórfica, durante os quais ocorreu a homogeneização isotópica do Sr.

A dispersão da pontos observada na Figura VII.5 pode ser interpretada como resultado da rehomogeneização isotópica ocorrida principalmente nos feldspatos. Esta dispersão é maior ou menor em função proporção de feldspatos presentes na amostra analisada. Colabora com esta hipótese os dados obtidos na petrografia que indicaram a grande proporção de feldspatos em relação aos outros minerais e à intensa sericitização.

As razões iniciais $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ são utilizadas para a caracterizar o tipo de material (ou a fonte) que deu origem às rochas. Razões iniciais inferiores a 0,705 são creditadas em geral a materiais de derivação mantélica, enquanto que as razões iniciais superiores a 0,705 a materiais de derivação crustal, ou materiais mantélicos contaminados por assimilação crustal ou materiais oriundos de manto enriquecido. O resultado obtido na Figura VII.5 indica uma razão inicial de 0,711 o que sugere que a geração desta unidade se deu em ambiente crustal.

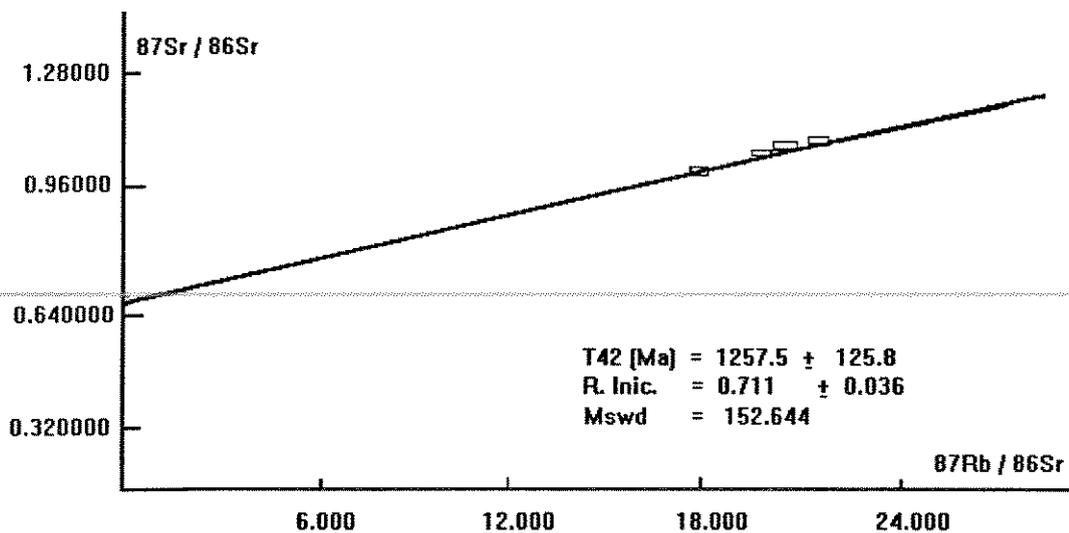


Figura VI.2 Isócrona Rb/Sr do Granito Maraboa.

VI.4 Posicionamento estratigráfico das unidades

As unidades litológicas identificadas na área mapeada foram caracterizadas em trabalhos anteriores, de forma que a SMVSPL foi estudada por Menezes et al. (1993) e Matos (1994), o GGSH foi estudado por Menezes et al (1993) e Lopes et al (1992), os principais trabalhos sobre o Grupo Aguapeí são os de Menezes et al (1993) e Saes et al. (1991). O Tonalito Nenê já havia sido citado no trabalho de Menezes et al (1993) sob a denominação de Suíte Intrusiva Rio Cágado e o Granito Maraboa foi denominado e caracterizado neste trabalho.

Menezes et al (1993) dividiram a SMVSPL, denominando a porção basal de Formação São José do Rio Branco, a porção intermediária de Formação Paumar e a mais jovem de Triângulo. No trabalho executado por Matos (1994) as respectivas unidades foram denominadas de Formação Minouro e Formação Santa Izabel e São Fabiano. Neste trabalho não se optou pelo uso destas demoninações, preferindo-se as divisões de subunidade basal, intermediária e mais jovem.

A geoquímica da subunidade basal foi detalhada por Matos (1994), caracterizando os metabasaltos da porção basal como de composição toleítica originado em ambiente de assoalho oceânico do tipo bacia de retro-arco. Menezes et al (1993) também caracterizou estes metabasaltos como de composição tholeiítica.

Os dados disponíveis neste trabalho permitem avançar na caracterização do metabasalto. Essa rocha tem composição tholeiítica de alto ferro, baixo potássio e alcalina originada em assoalho oceânico. O magma mantélico que originou esse metabasalto tem composição empobrecido em $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ e enriquecido em $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$, concordante com as composições dos basaltos de cadeias meso-oceânicas atuais.

Quanto ao posicionamento estratigráfico desta unidade Matos (1994) a correlaciona com as rochas vulcânicas do Greenstone Belt Alto Jauru de Monteiro et al. (1986) com idades (K/Ar) próximas de 2800 Ma., discordantes da idade obtida por Toledo (1996) de 1988 ± 72 Ma. através do método Sm/Nd. Menezes et al. (1993) definem a SMVSPL como correlata ao GGSB de idade 1308 ± 40 Ma. A datação Sm/Nd apresentada neste trabalho é inconclusiva, obtendo-se a idade isocrônica de 1910 ± 387 Ma. e idades modelos mínima de 1050 Ma. e máxima de 1300 Ma.

O Granito-Gnaissé Santa Helena foi caracterizado por Lopes et al. (1992), cujos resultados foram confirmados por este trabalho. As conclusões sobre a caracterização geoquímica desta unidade também são concordantes com os trabalhos anteriores. Esta unidade é caracterizada por sua tendência alcalina e caráter alaskítico. É um granito do tipo A e o seu padrão de terras raras apresenta uma anomalia negativa de Eu, o que indica a sua origem a partir de um magma que sofreu diferenciação originando uma suíte anortosítica e uma suíte granítica.

A idade de 1.310 Ma para o GGSB apresentada por Menezes et al. (1993), confirmada por este trabalho com a complementação da isócrona pode indicar, em função da estrutura e da petrografia, uma rehomogeneização isotópica. As

semelhanças petrográficas e do padrão de terras raras, como descrito por Apoitia e Pinho (1995), além da idade apresentada por Carneiro et al. (1989) de 1440 ± 80 Ma., permitem sugerir ser o Granito Alvorada o prótolo mais provável do GGS.

CAPÍTULO VIII

ESTUDOS ISOTÓPICOS DAS MINERALIZAÇÕES

Neste capítulo são apresentados os resultados obtidos nos estudos isotópicos de K/Ar em sericitas e Pb/Pb em galenas. Os resultados K/Ar são analisados em termos da história térmica da região no decorrer do tempo geológico e os dados Pb/Pb são analisados para se obter a idade da mineralização e principalmente a origem dos fluídos mineralizantes. O posicionamento temporal dos depósitos auríferos da região de fontes e Lacerda em relação às épocas metalogénicas que atingiram o Cráton Amazônico encerra o capítulo.

VIII.1 K/Ar Em Sericitas

Foram realizadas 3 análises K/Ar em sericitas obtidas em veios de alteração hidrotermal, com o objetivo de se obter idades da mineralização metálica presente nesses veios. As sericitas foram coletadas nos depósitos da Lavrinha, do Ernesto e do Japonês e constituíam intercalações no meio e nas bordas dos veios de quartzo e foram analisadas por difratometria de raio-X, sendo que os resultados indicaram a presença de minerais micáceos com composição da muscovita, porém com granulometria fina.

Os resultados apresentados na Tabela VIII.1 são caracterizados pela homogeneidade, com variação de valores dentro dos limites dos erros, o que permite

delimitar o período de fechamento do sistema K/Ar no intervalo de tempo de 920 a 960 Ma.

Nº am.	material	% K	% erro	⁴⁰ Ar	Ar atm	T (Ma)	erro
PL 03	sericita	7,9297	0,5	368,84	1,62	918	± 10
PL 05	sericita	8,4183	0,5	395,05	0,61	924	± 14
PL 06	sericita	6,3022	4,2882	311,54	0,34	964	± 42

Tabela VIII.1 Resultado das análises isotópicas K/Ar em sericitas dos depósitos da Lavrinha (PL 03), Pombinha (PL 05) e Ernesto (PL 06).

O método K/Ar para a determinação de idades de mineralizações tem sido aplicado principalmente em greisens (muscovitas), pegmatitos (micas e feldspatos), zonas de alteração hidrotermal com argilização (ilíta), sericitização (sericita e muscovita) e cloritização (clorita).

As datações K/Ar em micas apenas podem ser interpretadas como da formação de depósitos minerais após a comprovação da estabilidade do mineral na paragênese mineral, ou, em outras palavras, no equilíbrio isotópico das fases minerais. Como foi apresentado no capítulo de geoquímica da alteração hidrotermal, a principal alteração provocada pelo hidrotermalismo foi a sericitização, onde a sericita juntamente o quartzo foram gerados pela interação fluido-rocha e depositados em veios. A textura observada caracteriza a estabilidade da paragênese presente nesses veios, permitindo concluir que o fechamento do sistema ocorreu com a homogeneização dos isótopos de K e Ar.

O conceito de temperatura de fechamento (T_f), tem grande importância na interpretação dos dados radiométricos K/Ar segundo Dodson (1979). Uma idade de mineral, obtida a partir de um sistema isotópico qualquer registra a época em que cessa a difusão do isótopo radiogênico. O calor da T_f expressa a temperatura na qual o mineral adquire retentividade para o isótopo radiogênico.

Hofmann (1979) apresenta uma compilação de valores de temperaturas de fechamento (T_f), parcialmente reproduzida na Tabela VIII.2 Todas as T_f foram

estimadas a partir de exemplos naturais levando em conta que a taxa de resfriamento é influenciada pelo tamanho e forma dos grão minerais.

mineral	temperatura (T_f)
hornblenda	530 ± 40 °C
biotita	280 ± 40 °C
muscovita (sericita)	350 °C

Tabela VIII.2 Temperaturas de fechamento para a hornblenda, biotita e muscovita.

A aplicação deste conceito de temperatura de fechamento permite concluir que as idades de 918 ± 10 a 964 ± 42 representam a época fechamento do sistema de forma que não houve mais nenhum reaquecimento posterior a esta época.

Estudos geocronológicos de rochas que sofreram aquecimento ou resfriamento lento tendem a fornecer resultados discordantes quando diferentes métodos radiométricos de determinação são utilizados (Rollinson, 1993). Nestes casos o principal conceito a ser entendido é o de retentividade do produto do decaimento (isótopos filhos ou radiogênicos).

O sistema isotópico ao qual pertence o Ar normalmente é estudado em minerais como a biotita, muscovita, hornblenda e feldspato alcalino. A temperatura de bloqueio para a difusão de Ar, aplicáveis para a determinação de idade K/Ar e $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ são variáveis. A biotita tem sua temperatura de bloqueio entre 295°C e 410 ± 50 °C em função da variação da razão Fe/Mg. Muscovita tem a temperatura de bloqueio em 350 ± 50 °C porém micas brancas de granulação fina formadas em metamorfismo de baixo grau, costumam fornecer a idade de cristalização (Rollinson, 1993). No mesmo sentido, as idades K/Ar em sericitas de origem hidrotermal fornecem idades de cristalização. As idades entre 918 ± 10 Ma e 964 ± 40 Ma obtidas pelo método K/Ar em sericitas neste trabalho são, conseqüentemente, idades de cristalização e não de resfriamento.

Trabalhos com utilização de sericita para estudos isotópicos de K/Ar foram realizados em diversas mineralizações hidrotermais. Mekce et al (1994) determinaram

a idade da alteração hidrotermal e da mineralização epitermal no depósito de Orco-Pampa, no distrito de Ag-Au no sul do Peru com o método K/Ar. Exemplos de utilização de isótopos de Ar para a datação de mineralizações são apresentadas em Vasconcelos e Becker (1990) e Clark et al. (1990).

VIII.2 Pb/Pb em Galenas

As amostras de galena foram coletadas no depósito do Onça, separadas e tratadas quimicamente. A descrição petrográfica da paragênese polissulfetada está apresentada no item V.3.1.2 onde são . Os grãos de galenas foram separados dos outros sulfetos por catação em lupa e os resultados obtidos nas três amostras estão apresentados na Tabela VIII.3.

n° de campo	n° de lab.	$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$
Onça I	SPG-57	17,7681 ± 0,06	15,6445 ± 0,06	36,7674 ± 0,07
Onça II (A)	SPG-58	17,6655 ± 0,01	15,5739 ± 0,01	36,5211 ± 0,01
Onça II (B)	SPG-59	17,7934 ± 0,05	15,6813 ± 0,05	36,8968 ± 0,06

Tabela VIII.3 Composição isotópica Pb para as galenas do depósito do Onça.

O modelamento de dados isotópicos de Pb comum é estudado há várias décadas, porém sofreu um grande impulso no início dos anos 70, quando surgiram os primeiros modelos matemáticos. Desde o início destes estudos foi reconhecido que as razões isotópicas de Pb em muitos minerais e rochas são dependentes da idade. Com esta premissa foram efetuadas várias tentativas matemáticas de se amoldar equações às curvas (ou tendências) definidas pelas razões isotópicas de Pb.

Os resultados obtidos neste estudo foram utilizados para o cálculo da idade modelo para Pb comum, seguindo-se três métodos conhecidos como Modelo de Dois Estágios de Stacey e Kramers (1975), Modelo de Cummings e Richards (1975) e o Modelo da Plumbotectônica de Zartman e Doe (1981) e são descritos a seguir.

VIII.2.1 Modelo de Dois Estágios de Stacey e Kramers (1975).

Neste modelo a composição isotópica do chumbo evoluiu, em um reservatório uniforme, tendo como parâmetro as razões primordiais de $^{235}\text{U}/^{207}\text{Pb}$ (μ). De 4,57 Ba. até 3,7 Ba. esse reservatório uniforme apresentou $\mu = 7,192$. A partir de 3,7 Ga. a razão de $^{235}\text{U}/^{207}\text{Pb}$ evoluiu segundo um novo valor de $\mu = 9,753$, atribuído a uma diferenciação geoquímica global. As isócronas deste modelo iniciam-se no ponto correspondente a 3,7 Ga (Figura VIII.1) e podem ser escritas segundo a equação

$$\frac{(^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}) - 12,998}{(^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}) - 11,152} = \frac{1}{137,88} \times \frac{e^{\lambda_2 T'} - e^{\lambda_2 t_m}}{e^{\lambda_1 T'} - e^{\lambda_1 t_m}}$$

onde $T' = 3,7$ Ga, é o início do segundo estágio de evolução isotópica, quando as razões médias para $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ e $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ eram respectivamente 12,998 e 11,152.

λ_1 e λ_2 são as constantes de decaimento de ^{238}U para ^{206}Pb e ^{235}U para ^{207}Pb , respectivamente.

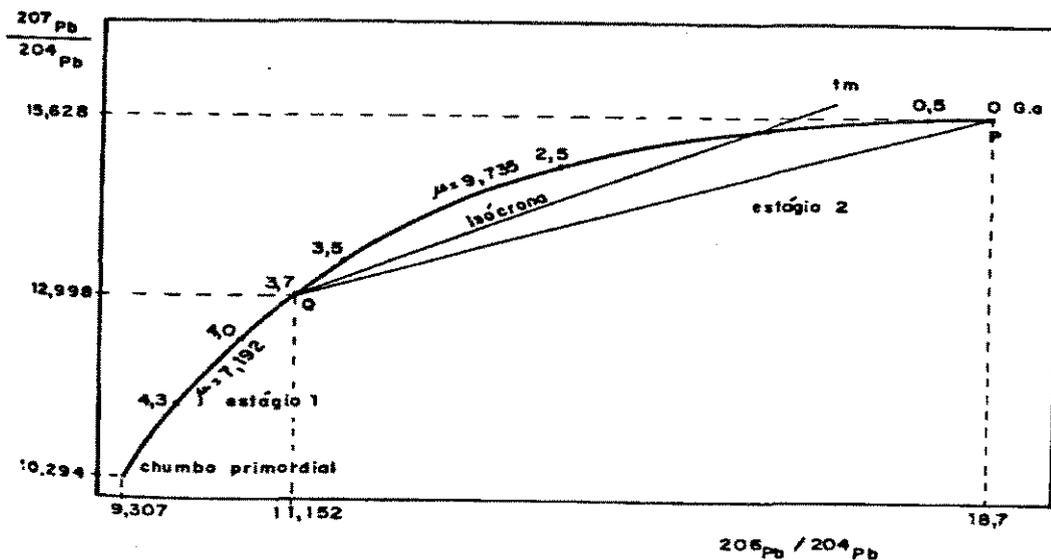


Figura.VIII.1 Representação gráfica do modelo de Stacey e Kramers (1975), com evolução isotópica do Pb em duplo estágio.

As premissas para o modelo de Stacey e Kramers (1975) são:

- 1) O Pb evoluiu entre 4,57 e 3,7 Ga em reservatório uniforme.
- 2) Em 3,7 Ga os valores de $^{238}\text{U}/^{204}\text{Pb}$ foram modificados (diferenciação geoquímica no sistema manto/crosta). Após este momento as modificações ocorreram apenas por decaimento radioativo.
- 3) Todo o Pb que foi incorporado pela galena foi removido do reservatório na mesma época.
- 4) Depois de formada, a galena não modificou a sua composição isotópica.

Os cálculos foram efetuados em microcomputador obtendo-se os seguintes resultados:

Onça I T = 724 Ma

Onça II -A T = 669 Ma

Onça II -B T = 772 Ma

Aparentemente essas idades obtidas para o depósito aurífero do Onça não são consistentes com os dados geológicos que indica a correlação com o evento Aguapeí (± 1000 Ma) e com as idades K/Ar obtidas em sericita.

VIII.1.2 Modelo de dois estágios de Cummings e Richards (1975)

Este modelo leva em conta as razões isotópicas de Pb para três situações. As duas primeiras partem do modelo de estágio único para a evolução isotópica de Pb. A terceira situação tem como base a evolução em dois estágios proposto por Stacey e Kramers, modificando propositalmente a curva (e a equação) da evolução isotópica do Pb de forma a aproximar esta curva das idades geologicamente conhecidas (por outros métodos geocronológicos) dos depósitos minerais utilizados como exemplos.

A curva de evolução isotópica deste modelo de Cummings e Richards (1975) está apresentada na Figura VIII.2. A interpolação da composição isotópica das galenas deste estudo sugere idades em torno de 650 Ma. Os resultados obtidos através deste

modelo de cálculo de idades também não estão concordantes com a geologia da região e com os resultados obtidos pelo método K/Ar.

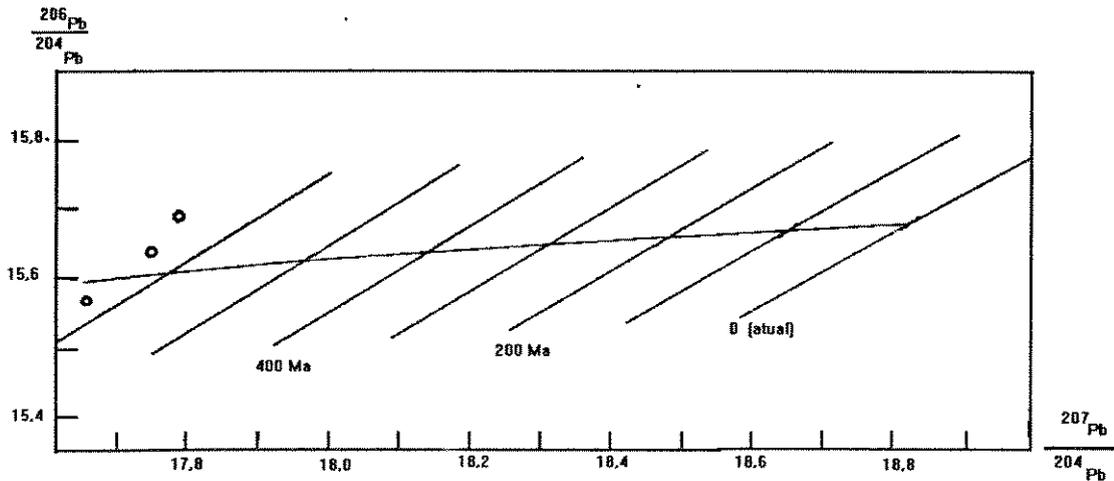


Figura VIII.2 Diagrama $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ x $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, onde consta a curva de evolução isotópica de Pb segundo Cummings e Richards, (1975) . Os valores das razões isotópicas de Pb do depósito do Onça quando lançados (em círculos) indicam idades entre 600 Ma e 700 Ma.

VIII.2.3 Modelo da Plumbotectônica de Zartman e Doe (1981)

O modelo mais recente para cálculo de idade e origem de isótopos de Pb denomina-se Plumbotectônica e foi formulado por Zartman e Doe (1981). Este modelo baseia-se no modelamento matemático para a evolução isotópica do Pb para quatro reservatórios geoquímicos: Crosta Superior, Crosta Inferior, Manto e Ambiente Orógeno.

As suposições básicas deste modelo (segundo os autores) podem ser assim enumeradas :

- 1) Existem no mínimo três amplos ambientes geológicos ou reservatórios com valores específicos de U, Th e Pb.
- 2) Estes reservatórios são suficientemente antigos para a caracterização deste modelo.

- 3) A crosta referida neste modelo limita-se à Crosta Continental. A Crosta Oceânica não é caracterizada como um reservatório.
- 4) Este modelo leva em conta a evolução geoquímica da Terra, inclusive englobando a diferenciação e posterior maturação da Crosta Superior.

Os dados de razões isotópicas de Pb foram lançados no diagrama $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ x $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, onde constam as curvas para referência de evolução de isótopos de Pb (da plumbotectônica), conforme pode ser observado na Figura VIII.3 (isótopos de Pb uranogênicos). Nesse diagrama os pontos situam-se acima da curva orogênica, sendo que as amostras onça-II (B) e onça-I são mais radiogênicas em relação à amostra onça-II (A), posicionando-se sobre a curva relativa a Crosta Superior, sugerindo uma origem a partir de rochas da Crosta Continental superior para o Pb que foi incorporado nas galenas estudadas.

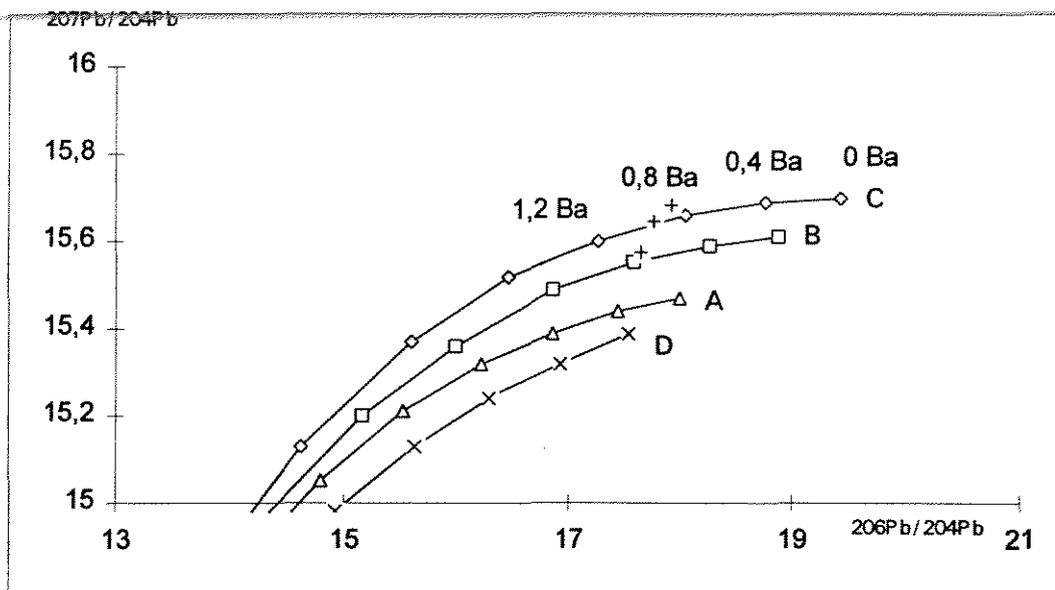


Figura VIII.3 Diagrama $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ x $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ segundo Zartman e Doe, (1981). Os pontos (cruzes) situam-se próximos da curva Crosta Superior entre os valores de 0,8 e 1,0 Ga. (A) Crosta Inferior. (B) Orogeno. (C) Crosta Superior. (D) Manto.

Em adição, os valores da tabela VIII.1 foram lançados no diagrama $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ x $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ (Figura. VIII.4) onde constam as curvas para referência de evolução de isótopos de Pb toriogênicos.

Nesse diagrama os pontos situam-se abaixo da curva relativa à Crosta Superior indicando baixa razão Th/Pb da fonte da qual o Pb foi incorporado.

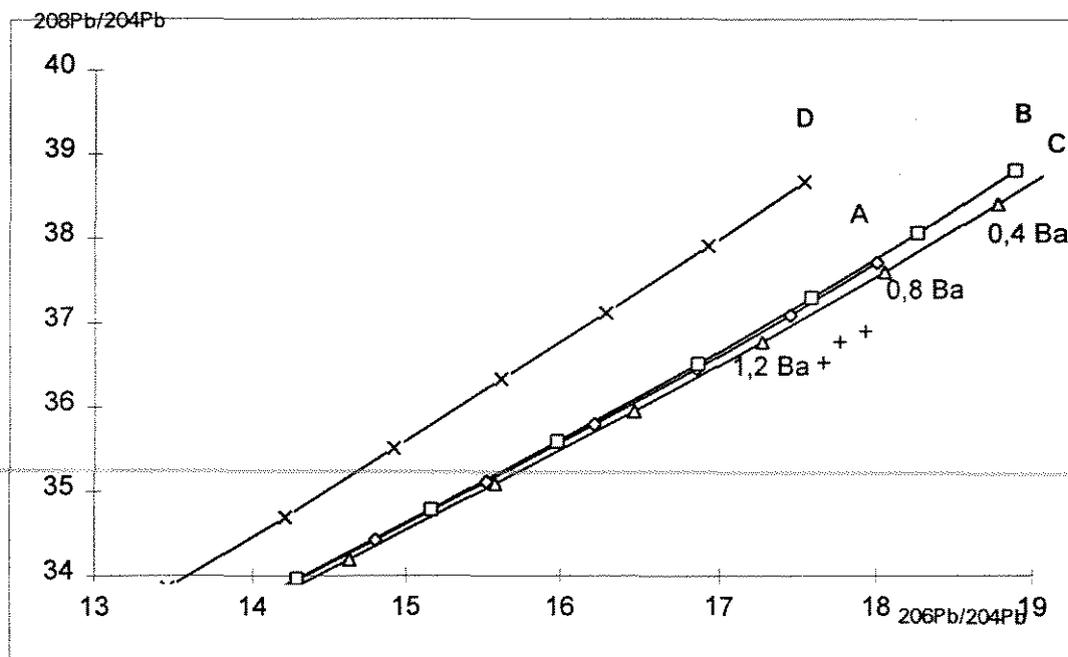


Figura VIII.4 Diagrama $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ x $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, segundo Zartman e Doe (1981). Os pontos (cruzes) situam-se abaixo da curva Crosta Superior entre os valores de 0,8 e 1,0 Ga. (A) Crosta Inferior. (B) Orógeno. (C) Crosta Superior. (D) Manto.

As idades das galenas do depósito do Onça inferidas a partir dos diagramas da Plumbotectônica sugerem valores situados dentro do intervalo de tempo 1,0 - 0,8 Ga, corroborando as idades K/Ar, obtidas nas sericitas.

Apesar da complexidade dos reservatórios, os isótopos de Pb têm sido utilizados por diversos autores. No Brasil vários depósitos têm sido caracterizados a partir da composição dos isótopos de Pb. Tassinari et al (1990) determinou períodos de mineralização e remobilização dos depósitos de chumbo do Vale do Ribeira (SP). Iyer et al (1992) estudaram o Grupo Bambuí e sugeriram que os isótopos de Pb evoluíram através de dois estágios antes de serem incorporados nas galenas. Lafon et al (1994) obtiveram dados isotópicos de Pb em galenas da mineralização aurífera da

região de Monte do Carmo (TO), indicando uma idade de 2.109 +- 74 Ma. Tassinari e Cavalcanti (1994) utilizaram isótopos de Pb para concluir que a fonte de Pb de galenas de depósitos tipo skarn no granito Itaoca (SP) era de tipo supracrustal.

Outros trabalhos em diversos países tem sido feitos com objetivos distintos. Dean e Carr (1982) utilizou isótopos de Pb para distinguir mineralizações plutonogênicas de vulcanogênicas no leste da Austrália. Exemplos de trabalhos cujo objetivo foi o estudo dos isótopos de Pb para datação e origem de fluídos são: Crocetti (1988), Zartman e Haines (1988), Deloule et al. (1989), Wilton (1990), Duane et al. (1991), Peucker-Ehrenbrink et al. (1994) e Yuxu e et al. (1995).

VIII.3 Evolução dos isótopos de Pb.

O estudo dos isótopos de Pb em depósitos minerais fornece informações a respeito da idade da mineralização e da fonte de Pb incorporado nas galenas. Este estudo baseia-se nas seguintes premissas :

- (1) As razões medidas correspondem à composição isotópica do sistema hidrotermal gerador do minério.
- (2) As assinaturas isotópicas dos fluídos refletem fielmente a composição isotópica dos reservatórios rochosos amostrados pelo sistema hidrotermal.
- (3) As razões isotópicas contemporâneas de todos os reservatórios são conhecidas.

Um reservatório pode ser definido como qualquer unidade geoquímica da Terra que troca matéria e energia com seu ambiente. Como foi visto no modelo da Plumbotectônica, pode-se identificar o Manto, a Crosta Superior, Crosta Inferior e Orógeno como reservatórios distintos. A Crosta Continental Inferior apresenta baixas concentrações de U (0,1 a 1 ppm) e baixas razões $^{238}\text{U}/^{204}\text{Pb}$ (0,5 a 5). Os conteúdos de Th e Pb (1 a 10 e 2 a 20, respectivamente) não são exageradamente mais baixos em relação à Crosta Continental Superior, enquanto que a razão $^{232}\text{Th}/^{204}\text{Pb}$ é levemente menor. Segundo Zartman e Doe (1981), o empobrecimento seletivo do U está relacionado a grandes episódios orogênicos associados à formação de novos segmentos da Crosta Continental. Estes autores consideram a Crosta Superior e Crosta Inferior como segmentos crustais distintos capazes de participar independentemente em estágios subsequentes de desenvolvimento do modelo de transporte entre os diversos reservatórios, como apresentado na Figura VIII.5.

Este modelo de vários estágios apresentado por Doe e Zartman (1979), Zartman e Doe (1981) e Zartman e Haines (1988), postula o princípio de um estágio acrescional de crescimento continental há 4,2 Ga, seguido de uma evolução da Crosta Continental através de orogêneses a intervalos de tempo relativamente iguais que misturam frações do Manto e porções da Crosta Continental pré-existente e da litosfera subcrustal para a formação de novos orógenos. Tais unidades geotectônicas compreendem, segundo estes autores, os componentes proximal, distal e cunha do Manto.

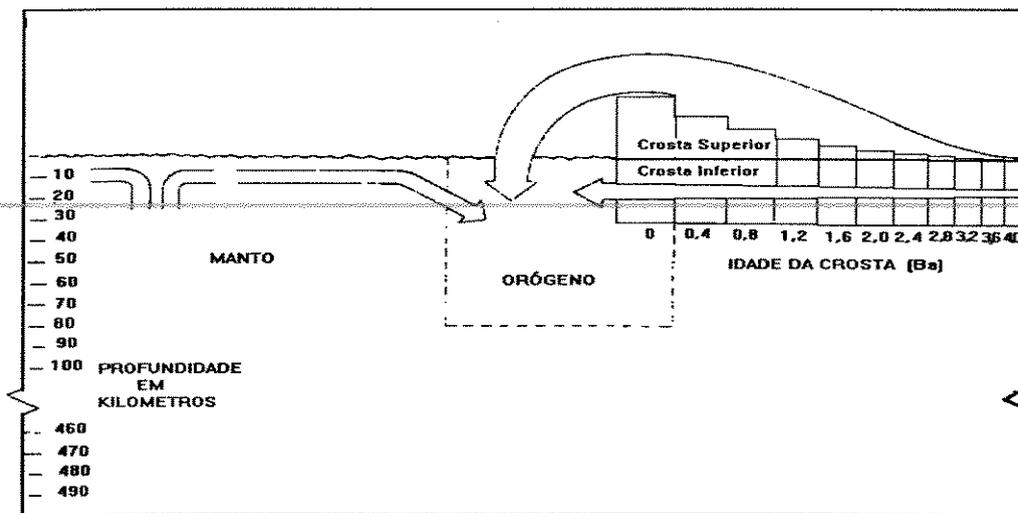


Figura VIII.5 Configuração dos reservatórios: Manto, Crosta Superior, Crosta Inferior e Orógeno. As setas indicam transporte de material. Fonte: Zartman e Doe (1981).

O modelo de multi-estágio aplica-se no caso do Pb ter se associado a vários sistemas com razões U/Pb e Th/Pb diferentes e ter residido neles por tempos variáveis. A mudança de sistema pode se dar por transporte físico do Pb de um reservatório a outro ou por mudança na razão U/Pb através de ganho ou perda de U ou ainda de perda ou ganho de Pb de assinatura isotópica diferente.

O modelo de Duplo Estágio (Stacey e Kramers, 1975) não se aplica a chumbo cuja composição isotópica tenha sofrido mudança em virtude de mistura com

quantidades variáveis de Pb radiogênico ou que tenha residido sucessivamente em sistemas de rochas com razões U/Pb e Th/Pb diferentes.

No presente estudo, os valores lançados na Figura VIII.3 (isótopos de Pb uranogênicos) e na Figura VIII.4 (isótopos de Pb toriogênicos) sugerem a residência do chumbo da galena na Crosta Superior após a sua procedênciia partir do Manto. As idades obtidas pelo método de Stacey e Kramers (1975), tal qual as idades obtidas pelo método de Cummings e Richards (1975) para as mineralizações não estão em concordância com os dados geológicos (evento Aguapeí até 950 Ma.) e dados do método K/Ar (entre 960 e 920 Ma.). Esta discordância sugere a influência de um reservatório com características distintas dos dois primeiros estágios ou a existência de um reservatório de crosta superior na evolução do Pb como discutido acima.

Um importante parâmetro que pode ser utilizado para a análise das fontes dos isótopos de Pb é denominado de μ , e pode ser calculado segundo a equação

$$\mu = \frac{{}^{206}\text{Pb}/{}^{204}\text{Pb} - a_0}{e^{\lambda'T} - e^{\lambda't}}$$

A equação acima, resolvida com os valores obtidos experimentalmente, fornece os resultados apresentados na Tabela VIII.4.

amostra	μ
Onça I	10,08
Onça II-A	9,78
Onça II-B	10,25

Tabela VIII.4 Valores de μ para as três amostras de galenas analisadas.

A validade geológica para o valor de μ depende da segurança de que o Pb teve uma evolução em estágio único. Assumindo-se esta premissa, a idade modelo e o valor de μ podem ser utilizados para se obter parâmetros sobre a idade do depósito e de suas fontes. Os critérios utilizados para este propósito são (1) as idades modelo de uma suite representativa de amostras de um dado depósito devem ser concordantes, a não ser que haja evidências de mineralizações espalhadas em um espaço de tempo, (2) as razões isotópicas de Pb de um dado depósito devem ser constantes dentro de um

limite de erro experimental, (3) As idades modelo devem ser números positivos e (4) as idades modelo devem apresentar concordância com outros métodos de datações radiométricas.. Entretanto os valores de μ quando comparados com os da Tabela VIII.5, enquadram-se dentro dos limites da crosta superior, concordantemente com os resultados obtidos para a origem dos isótopos de Pb utilizando-se o método da Plumbotectônica.

FONTE	μ
MANTO SUPERIOR	7,5 A 8,0
CROSTA INFERIOR	< 7,5
CROSTA SUPERIOR	> 8,0

Tabela VIII.5 Valores de μ para os diferentes ambientes geológicos. (Faure, 1986).

VIII.4 Posicionamento da mineralização em relação às Épocas Metalogenéticas

As idades de depósitos auríferos podem ser influenciadas por atividades hidrotermais ou eventos metamórficos pós-mineralização. Conseqüentemente as idades geológicas de depósitos minerais do pré-Cambriano não podem ser determinadas somente por métodos geocronológicos (Tassinari e Melito, 1994). É necessário considerar a posição geológica das unidades nas quais os depósitos estão encaixados e as características geológicas e metamórficas das mineralizações em relação a evolução tectônica da região.

Tassinari e Melito (1995) associam as mineralizações auríferas do Cráton Amazônico a seis épocas metalogenéticas: (i) depósitos estratiformes singenéticos em greenstone belts (2,9-2,8 Ba.); (ii) veios de quartzo epigenéticos em zonas de cisalhamento cortando os terrenos granito-greenstone (2,6-2,5 Ba.); (iii) veios de quartzo epigenéticos em zonas de cisalhamento cortando greenstone belts proterozóicos e corpos tonalíticos e granodioríticos (2,1-2,0 Ba.); (iv) depósitos mesotermiais estratiformes relacionados a sequências metavulcano-sedimentares e corpos tonalíticos (1,8-1,6 Ba.); (v) veios de quartzo e pirita disseminada em granitos alaskíticos e tipo rapakivi (1,6-1,4 Ba.); (vi) veios de quartzo epitermais em zonas de

cisalhamento associados a granitóides anorogênicos intra-placas e veios de quartzo em sequências metassedimentares de baixo grau (1,1-0,9 Ba.). As idades obtidas pelos métodos K/Ar e Pb/Pb neste trabalho coincidem com este último período de tectônica extensional, o que permite caracterizar este período como um período importante de geração de depósitos auríferos na região de Pontes e Lacerda.

CAPÍTULO IX

COMENTÁRIOS FINAIS E CONCLUSÕES

O presente trabalho foi realizado em uma região importante do ponto de vista econômico porém ainda muito carente de informação geológica. Por este motivo, este trabalho assumiu um caráter muito abrangente, incluindo vários tópicos, que não puderam ser aprofundados homoganeamente no curto período de tempo de sua realização. As conclusões desta dissertação devem ser tomadas, portanto, como parciais e até mesmo preliminares. As principais lacunas observadas durante a realização desta pesquisa são comentadas a seguir.

Durante a coleta de amostras do GGSB para datação Rb/Sr observou-se que existem variações de ordem mineralógica e textural nessa unidade. As análises de FRX indicaram grupos com diferentes razões Rb/Sr ao sul da área estudada sugerindo a existência de mais de uma unidade englobada dentro da denominação GGSB, além do Granito Maraboa, cuja separação foi aqui proposta.

A observação de corpos tonalíticos na área estudada e dioritos, gabros e granitos (distribuídos ao sul desta área) poderá indicar, através de estudos mais detalhados, a existência de uma suíte magmática diferenciada de idade Proterozóica, possivelmente associada ao evento Aguapeí. A datação U/Pb em zircão do tonalito Nenê, por exemplo, poderá contribuir para se determinar a sua possível contemporaneidade com a mineralização aurífera.

Por outro lado, a datação U/Pb em zircão das vulcânicas ácidas intercaladas na SMVSPL é o mais recomendável para o exato posicionamento estratigráfico da unidade, uma vez que o método Sm/Nd não se mostrou conveniente e o método Rb/Sr (ou K/Ar) somente poderá indicar a idade do metamorfismo desta unidade.

Uma diminuição do erro da idade Rb/Sr obtida para o Granito Maraboa é desejável. Isso pode ser feito através da obtenção de mais pontos para a isócrona ou através do método U/Pb em zircão, método este que também pode solucionar a idade do protólito do GGHL, uma vez que o núcleo dos grãos de zircão permanecem imunes ao metamorfismo de baixo a médio grau.

Estudos mais detalhados dos domínios tectônicos aqui sugeridos, para a definição de domínios estruturais homogêneos em maior escala podem ser feitos com o objetivo de caracterizar os controles estruturais locais da mineralização, nível de conhecimento não atingido no presente trabalho.

Sobre as paragêneses metálicas descritas no capítulo V, uma lacuna a ser preenchida é a execução de análises do ouro do depósito do Onça que é tido como o mais impuro da região. A determinação de teores de Se, Bi e Te poderá indicar com maior precisão, o magmatismo associado a gênese deste depósito. Estudos de ~~microsonda e de catodoluminescência em minerais originados a partir da alteração~~ hidrotermal devem ser realizados com o objetivo de se detectar as fases portadoras de cério, uma vez que não existem estudos anteriores que relacionem o hidrotermalismo com anomalias positivas para esse elemento.

O estudo isotópico das mineralizações auríferas pode ser complementado com a análise da composição isotópica de Pb nas pirritas, para a comparação com os dados aqui apresentados para as galenas. É igualmente desejável a realização de datação Ar/Ar em sericita, em depósitos distribuídos ao longo dos 200 km da faixa mineralizada, com o objetivo de se detectar pulsos mineralizantes em diferentes pontos da faixa deformada, e de datação Rb/Sr da rocha alterada hidrotermalmente.

A gênese dos depósitos auríferos da região de Pontes e Lacerda será melhor caracterizada através de estudos das inclusões fluídas em quartzo e fluorita, o que está sendo levado a termo pelo geólogo Manuel Correia da Costa Neto no Instituto de Geociências da UNICAMP.

Posto isso, e levando em conta o caráter parcial dos resultados gerados neste estudo, são feitos a seguir comentários sobre as conclusões principais desta pesquisa e sobre o modelo exploratório para a região de Pontes e Lacerda.

IX.1 CONCLUSÕES

Os resultados apresentados em cada um dos capítulos IV, V, VI e VII e respectivas discussões permitem que se obtenham as conclusões descritas a seguir.

A Sequência Metavulcano-sedimentar Pontes e Lacerda no âmbito da área estudada é constituída por uma unidade basal onde predominam metabasaltos e uma unidade intermediária com sedimentos psamíticos metamorfisados. A unidade superior, descrita na região, não foi observada. O metabasalto analisado apresenta paragênese indicativa de metamorfismo na fácies xisto verde e características geoquímicas de tholeiíto de alto ferro. Dados isotópicos de Nd e Sr indicam fonte mantélica empobrecida em Sr e enriquecida em Nd e ambiente de crosta oceânica (N-MORB). As idades Sm/Nd máxima de 1910 ± 387 Ma (isócrona), e mínima de 1.200 Ma (idade modelo) não são conclusivas devido às limitações do método utilizado.

O Granito-Gnaiss Santa Helena apresenta características geoquímicas indicando composição sub-alcalina e origem a partir de um magma que sofreu diferenciação bimodal. Obteve-se a idade isocrônica Rb/Sr de 1318 ± 24 Ma que pode indicar uma homogeneização isotópica a partir de um protólito granítico (Granito Alvorada ?), sugerida pela foliação gnáissica. A razão inicial $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ de 0,711 indica origem crustal.

O Granito Maraboa foi desmenbrado do GGSH por apresentar relações de intrusão com o mesmo, além de ser isotrópico. A sua idade isocrônica Rb/Sr obtida é de 1257 ± 125 Ma. com razão inicial $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ de 0,711, indicando origem crustal.

A análise estrutural indica que a região foi afetada por uma tectônica de baixo ângulo de sentido NE para SW, correspondente ao evento Aguapeí, sendo este evento o responsável pelo cavalgamento da SMVSPL sobre o Grupo Aguapeí. Esta tectônica gerou ainda milonitização, dobramentos e zonas de transcorrência dextral localizadas. A tectônica de baixo ângulo foi responsável principalmente pela geração de uma superfície de descolamento por onde percolaram fluidos hidrotermais, responsáveis pela origem dos depósitos auríferos que se distribuem ao longo da faixa N-NW por mais de 200 km de extensão.

A área estudada demonstra ser promissora para pesquisas em função da existência dos depósitos Lavrinha, Japonês, Ernesto, Marinho, Cantina, João

Cumprido, Pombinha, Nenê, Maraboa, Onça e Ribeiro. A superfície de contato entre o Grupo Aguapeí e a SMVSPL revela-se muito propícia ao estabelecimento de concentrações metálicas resultado da anisotropia gerada pelo contato das duas unidades e da reatividade que o fluido mineralizante demonstra ter com as rochas vulcânicas, onde a zona alterada apresenta-se com maiores dimensões.

Os depósitos auríferos são constituídos por minérios na forma de veios de quartzo, sericita, pirita, magnetita, além do ouro. Localmente (depósito do Onça) também ocorrem calcopirita, galena, esfalerita e a magnetita está ausente.

A alteração hidrotermal modificou a mineralogia das encaixantes, seja granitos, basaltos ou xistos, com intensa sericitização e sulfetação. Nas vulcânicas máficas ocorreram perdas de CaO, FeO, Na₂O, MnO, MgO, Sr, Cr e Ni e ganhos de K₂O, Rb, Ba, e Fe₂O₃. Zr, Y, Al₂O₃, SiO₂, Cr e TiO₂ constituíram um conjunto de elementos e óxidos mais imóveis durante a alteração hidrotermal. Enriquecimento em Fe₂O₃ e FeO_(total) e empobrecimento relativo em FeO, indicam o caráter oxidante dos fluidos. Variações negativas de CaO, MgO e Sr são contrastantes com a maioria das descrições do quimismo da alteração hidrotermal descritas em depósitos mesotermiais de ouro Arqueanos em outras regiões do mundo. O padrão dos TR e anomalia positiva de Ce das rochas vulcânicas alteradas hidrotermalmente, juntamente com os teores relativamente elevados de Bi nos sulfetos e no ouro e ocorrência local de metais base indicam a participação de magmatismo na origem dos fluidos. As razões S/Se relativamente baixas nos sulfetos sugerem, por outro lado, a proveniência de fluidos de fontes profundas o que está de acordo com os resultados preliminares de Costa Neto (1996, em preparação) de inclusões fluídas (predominância de fluidos aquocarbônicos de fontes profundas).

Idades K/Ar em sericitas do halo de alteração hidrotermal indicam a época de cristalização da sericita e do fechamento do sistema formado pela solução hidrotermal entre 964 ± 42 e 918 ± 10 Ma. As idades K/Ar em sericitas são interpretadas como a de formação dos depósitos minerais em função da estabilidade (textura de intercrescimento) da paragênese mineral dos veios mineralizados.

Isótopos de Pb fornecem idades dentro do intervalo de 1.000 e 800 Ma. para a mineralização e fonte do Pb em ambiente crustal (origem a partir de rochas da Crosta

Continental superior) antes da sua incorporação nas galenas além de alto U/Pb e baixo Th/Pb, para o minério do depósito do Onça.

Desta forma, os depósitos auríferos de Pontes e Lacerda apresentam, conclusivamente, uma idade correlacionável ao Evento Aguapeí e devem ter se formado durante uma fase extensional da tectônica Proterozóica que atingiu o Cráton Amazônico, caracterizando esse período de geração de depósitos auríferos como uma época metalogenética importante na região SW do Cráton Amazônico.

VIII.2 MODELO EXPLORATÓRIO PARA AS MINERALIZAÇÕES AURÍFERAS DA REGIÃO DE PONTES E LACERDA.

Um modelo exploratório para ouro pode ser tentativamente definido para a região de Pontes e Lacerda a partir das características dos depósitos auríferos estudados no presente trabalho. Além da anomalia de ouro gerada pelo halo da alteração hidrotermal e que pode ser identificada através de campanhas de geoquímica de solo ou de sedimentos de corrente, um modelo exploratório pode ainda levar em conta a existência de:

- 1) Controle Estrutural. A geração de uma superfície de descolamento durante o cavalgamento que acompanha o evento Aguapeí propiciou as vias para a percolação de fluidos mineralizantes e condicionou a concentração de metais preciosos. Essa superfície apresenta direção preponderante N-N/NW e extensão de mais de 200 km.
- 2) Controle Estratigráfico. A deformação relacionada ao evento Aguapeí utilizou-se da anisotropia do contato SMVSPL/Grupo Aguapeí para a geração da superfície de descolamento e condicionou o estabelecimento de corpos mineralizados na sua maioria no contato entre essas duas unidades estratigráficas.
- 3) Controle Litológico. As mineralizações estão na maioria alojadas nos litotipos da SMVSPL (preferencialmente) e do Grupo Aguapeí além de apresentarem associação com corpos ígneos de composição intermediária intrusivos possivelmente contemporâneos à deformação do evento Aguapeí.

4) Controle Geoquímico. A alteração hidrotermal provocou perdas de CaO, FeO, Na₂O, MnO, MgO, Sr, Cr e Ni e ganhos de K₂O, Rb, Ba, e Fe₂O₃ nas rochas atingidas. Ocorrem ainda no minério sulfetos com teores relativamente altos de Se e Bi e localizadamente Cd e metais base. As é ausente.

5) Alteração hidrotermal. A formação de sericita, magnetita e sulfetos (pirita principalmente) como resultado da interação fluido-rocha está intimamente ligado a origem da mineralização aurífera. A ausência de carbonato é conspícua.

6) Idade da Mineralização. Idades no intervalo de 1000 a 800 Ma (K/Ar e Pb/Pb em sericitas e galenas, respectivamente) caracterizam uma época metalogénica importante para o Cráton Amazônico, especialmente para essa porção SW onde localizam-se os depósitos auríferos de Pontes e Lacerda.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ALMEIDA, F.F.M. de, A evolução dos Crátons Amazônico e do São Francisco, comparada com seus homólogos do hemisfério norte. *In: Congr. Bras. de Geol.* 30. Recife. vol. 6: p.2393-2407. 1978.
- AMARAL, G.; CORDANI, G.; KAWASHITA, K.; e REYNOLDS, J.H. Potassium-argon dates of basaltic rocks from southern Brazil. *Geochim. et Cosm. Acta.* **30**: 159-181. 1966.
- AMARAL, G. Geologia Pré-Cambriana da Região Amazônica. São Paulo. IG.USP. Tese de Livre Docência. 1974. 212p.
- APOITIA, L.F.M. e PINHO, M.A. de D.B. Contribuição ao conhecimento petrográfico e geoquímico do Granito Alvorada-Faixa Cabaçal (Araputanga, MT). *In: Simp. de Geol. do Centro Oeste. Anais.* p. 127-130. 1995.
- BARROS, A.M.; SILVA, R.H. da; CARDOSO, O.R.F.A.; FREIRE, F.A.; SOUZA JUNIOR, J.J. da; RIVETTI, M.; LUZ, D.S. da PALMEIRA, R.C. de B.; e TASSINARI, C.C.G. Projeto RadamBrasil. Folha SD-21 (Cuiabá). 192p. 1982.
- BRAUN, J.J.; PAGEL, M.; MULLER, J.P.; BILONG, P.; MICHARD, A.; e GUILLET, B. Cerium anomalies in lateritic profiles. *Geochim. et Cosm. Acta.* **54**: 781-795. 1990.
- BURT, D.M. Compositional and phase relations among rare earth elements minerals. *In: B.R Lipin. e G.A, McKay, (eds). Geochemistry and Mineralogy of Rare Earth Elements. Rev. in Miner.* **21**: 258-307. 1989.
- CARNEIRO, M.A. Contribuição à Geologia da Região de São José dos Quatro Marcos-MT. São Paulo. IG-USP. Dissertação de Mestrado. 1985. 156p.

CARNEIRO, M.A.; ULBRICH, H.H.G.J. e KAWASHITA, K. Petrologia e geocronologia dos granitóides de São José dos Quatro Marcos, sudeste de Mato Grosso. *Rev. Bras. de Geoc.* **19**: 132-140. 1989.

CARNEIRO, M.A.; ULBRICH, H.H.G.J. e KAWASHITA, K. Proterozoic crustal evolution at the southern margin of the Amazonian Craton in the state Mato Grosso, Brazil: evidence from Rb/Sr and K/Ar data. *Prec. Res.* **59**: 263-282. 1992.

CLARK, M.E.; KROGH, T.E.; e ARCHIBALD, D.A. U/Pb zircon and rutile ages and $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ biotite ages for the Victory Mine, Kambalda, Western Australia: constraints on the age and P-T-time conditions of mineralization. *Conference on Greenstone Belt and Crustal Evolution*, p.144-145. 1990.

COSTA NETO, M.C. da, Estudo da Interação Fluido-Rocha no Distrito Aurífero de Pontes e Lacerda, MT. *Dissert. de Mestrado. IG-UNICAMP.* (Em preparação). 1996.

CROCETTI, C. A.; HOLLAND, H.D.; e MEKENA, L.W. Isotopic composition of lead in galena from the Viburnum Trend, Missouri. *Econ. Geol.* **83**: 355-376. 1988.

CUMMING, G.L. e RICHARDS, J.R. Ore lead isotope ratios in a continuously changing earth. *Eart. and Plan. Sci. Lett.* **28**: 155-171. 1975.

DEAN, J.A. e CARR, G.R. Distinguishing plutonic and volcanic genesis mineralization in the Lachlan fold belt of eastern Australia using Pb isotopes. *Intern. Congr. Geol. Abstracts*, p.25. 1982.

DELOULE, E; GARIEPY, C.; e DUPRÉ, B. Metallogenesis of the Abitibi greenstone belt of Canada: a contribution from analysis of trace lead in sulphide minerals. *Can J. Eart. Sci. Lett.* **26**: 2529-2540. 1989.

DEPAOLO, D.J. Neodymium Isotope Geochemistry. Springer-Verlag. Mineral and Rocks **20**: 181p. 1988.

DNPM Produção garimpeira de ouro por município no estado de Mato Grosso. Transferência da cota parte de IOF sobre ouro. DNPM-Basília. Divisão de Planejamento e Economia Mineral. Serviço de Estatística e Análise Econômica. Tabelas avulsas. 1995.

DODSON, M.H. Theory of cooling ages. *In*: Lectures in Isotope Geology. E. Jager e J.C. Hunraker (eds). Springer-Verlog. p. 194-202. 1979.

DOE, B.R. e ZARTMAN, R.E. Plumbotectonics 1, the Phanerozoic. *In*: H.L. Barnes (ed.), Geochemistry of Hydrothermal Ore Deposits. Holt, Rinehart and Winstons, New York.p.107-135. 1979.

DUANE, M.J.; e KRUGER. F.J.; ROBERTS; P.J. e SMITH, C.B. Pb and Sr isotope and origin of Proterozoic basic metal (fluorine) and gold deposits, Transvaal Sequence, South Africa. *Econ. Geol.* **86**: 1491-1505. 1991.

EVENSEN, N.M.; HAMILTON, P.J.; e O'NIONS, R.K. Rare-earth abundances in chondritic meteorites. *Geochim. Cosm. Acta.* **31**: 1637-1665. 1978.

FAURE, G. Principles of Isotope Geology. John Wiley & Sons. New York. 589p. 1986.

FERREIRA FILHO, C.F. e BIZZI, L.A. Caracterização dos cumulos máficos granulizados do Rio Alegre, M.T. *In*: II Simp. de Geol. do Centro Oeste. Goiânia. p. 239-246. 1985.

FIGUEIREDO, A.J.; RODRIGUES, A.P.; PIMENTEL, G. de B.; REISCHL, J.L.; REZENDE FILHO, S.T. de; e RIBEIRO FILHO, W. Projeto Alto Guaporé. Goiania. DNPM/CPRM. Relatório Final. vol. IV: 35p. 1974.

- GERALDES, M. C. e COSTA NETO, M. C. da. 1994 Aspectos preliminares sobre as mineralizações auríferas da região de Pontes e Lacerda (MT). *In: Congr. Bras. de Geol.* 38. Camboriú, vol.3: p. 280-281.
- GRESENS, R.L. Composition-Volume Relationships of Metasomatism. *Chem. Geol.* **2**: 47-65. 1967.
- HASUI, Y e ALMEIDA, F.F.M. de, Geocronologia do Centro-Oeste Brasileiro. *Bol. Soc. Bas. de Geol.* **19**: 5-26. 1970.
- HASKIN, L.A. Petrogenetic modelling - use of rare earth elements. *In: Rare Earth Element Geochemistry.* P. Henderson (ed.). *Developments in Geochemistry 2*, Elsevier, Amsterdam, p.115-152.
-
- HOFMANN, A.W. Diffusion experiments in isotope geology. *In Lectures in Isotope Geology.* E. Jager e J.C. Hunraker (eds). Springer-Verlog. p. 1189-193. 1979. 1979.
- HUMPHRIS, S.E.; MORRISON, M.A.; e THOMPSON, R.N. Influence of rock crystallisation history upon subsequent lanthanide mobility during hydrothermal alteration of basalts. *Chem. Geol.* **23**: 125-137. 1978.
- HUSTON, D.L.; SOEY, H.S.; SUTER, G.F.; COOKE, D.R.; e BOTH, R.A. Trace element in sulfide minerals from eastern australian volcanic-hosted massive sulfide deposit: Part I. Proton microprobe analyses of pyrite, calchopeirte and sphalerite, and Part II. Selenium levels in pyrite: comparason with $\delta^{34}\text{S}$ values and implications for the source of sulfur in volcanogenic hydrothermal systems. *Econ. Geol.* **90**: 1167-1196. 1995.

IYER, S.S.; HOEFS, J.; e KROUSE, H.R. Sulfur and lead isotope geochemistry of galenas from Bambuí Group, Minas Gerais, Brazil- implications for ore genesis. *Econ. Geol.* **87**: 437-444. 1992.

IRVINE, T. N. e BARAGER, W. R. A. A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. *Canad. J. of Earth Sci.* **8**: 523-548. 1971.

JENSEN, L.S. A new cation plot for classifying subalkalic volcanic rocks. Ontario Division of Mines. *Miscellaneous Paper.* **16**, 22 ps. 1976.

KERRICH, R. Geochemical evidence on source of fluids and solutes for shear zone hosted mesothermal gold deposit. *In* J.T. Burshal (ed.), *Mineralization and Shear Zones*. GAC. Short Courses Notes. **567**: 207-218. 1989.

KERRICH, R. e FYFE, N.S. The gold-carbonate association: source of CO₂ and CO₂ fixation reactions in Archaean lode deposits. *Chem. Geol.* **33**: 265-294. 1981.

LAFON, J.; KOTSCHUBEY, B.; e BARRADAS, J. Rb/Sr and Pb/Pb dating of the Proterozoic igneous rocks and associated gold mineralizations in the Monte do Carmo region, state of Tocantins, Brazil. *In*: 7 Congresso Geológico Chileno. *Anais* p.1496-1500. 1994.

LEITE, J.A.D. Contexto geológico e geoquímica das lavas máficas da Sequência Vulcano-Sedimentar Quatro Meninas, Município de Indiavaí, MT. Porto Alegre. UFRGS. *Dissertação de Mestrado.* 1989. 82p.

LEITE, J.A.D.; SAES, G.S.; e RUIZ, S. Anatomia e Interpretação das Lavas Basálticas subaquosas da Sequência Vulcano-Sedimentar Quatro Meninas, Araputanga, M.T. *In*: 34 Cong. Bras. de Geol.; *Bol. de Res. e Brev. Com.* p. 99. 1986.

LITHERLAND, M.; ANNELS, R.N.; DARBYSHIRE, D.P.F.; FLETCHER, C.J.N.; HAWKINS, M.P.; KLINK, B.A.; MITCHEL, W.I.; O'CONNORS, E.A. E PITFIELD, P.E.J. POWER, G e WERB, B.C. The Proterozoic eastern Bolivia and its relationship to the Andean mobile belt. *Prec. Res.* **43**: 157-174. 1989.

LOPES Jr., I; PIZZATTO, L.G.; MENEZES, R.G. e SILVA, L.C. Geoquímica do Granito Santa Helena na Folha Pontes e Lacerda, MT. *In: Congr. Bras. de Geol.* 37. Natal.vol.1: p. 220-225. 1992.

LUDDEN, J.N.; DAIGNEAULT, R.; ROBNERT, F. e TAYLOR, R. Trace element mobility in alterations zones associated with Archean Au lode deposits. *Econ. Geol.* **79**: p. 1131-1141. 1984.

MARQUIS, P.; BROWN A.C.; HUBERT, C. e RIGG, D.M. Progressive alteration associated with auriferous massive sulfide bodies at the Dumagami Mine, Abitibi greenstone belt. Quebec. *Econ. Geol.* **85**: 746-764. 1990.

MARSH, J.S. REE fractionation and Ce anomalies in weathered Karoo dolerite. *Chem. Geol.* **90**: 189-194. 1991.

MATOS, J.B. Contribuição à Geologia da parte meridional do Cráton Amazônico: Região do Rio Alegre, M.T. Dissertação de Mestrado. IG-USP. 1994. 108 p.

MATOS, J.B. e RUIZ, A.S. Contribuição à geologia da Folha Santa Rita. Mato Grosso. *In: III Simp. de Geol. do Centro Oeste.* p. 122-130. 1991.

McKEE, E.; GIBSON, P.; NOBLE, D.; e SWANDON, K. Chronology of igneous activity, hydrothermal alteration and mineralization, Orcopampa Epithermal Ag-Au district, southern Peru. *In: 7 Congresso Geológico Chileno.* p.1520-1522. 1994.

- MENEZES, R. G. de; LOPES, I. e BEZERRA, J.R.L. Folha Pontes e Lacerda 1:100.000. Carta Geológica e Texto Explicativo. Prog. de Lev. Bás. CPRM-DNPM. 1993.
- MONTEIRO, H.; MACEDO, P.M. de; SILVA, M.D. da; MORAES, A.A. de; e MARCHETO, C.M.L. O greenstone belt do Alto Jauru. *In:* 34 Congr. Bras. de Geol. Goiânia. vol. 2: p. 630-646. 1986.
- PEUCKER-EHRENBRINK, B.; HOFMANN, A.W. e HART, S.R. Hydrothermal lead transfer from mantle to continental crust: the rule of metalliferous sediments. *Eart. and Plan. Sci. Lett.* **125**: 125-142. 1994.
- PINHO, M.A. de S.B. Geologia, Petrologia, e Geoquímica das Rochas Ocorrentes ao Longo do Rio Aguapeí- Sudoeste do Cráton Amazônico-Pontes e Lacerda-MT. Porto Alegre. URGs. Dissertação de mestrado. 1990. 199p.
- PINHO, M.B. e FYFE, W.S. A evolução do conhecimento geoquímico das vulcânicas máficas-ultramáficas tholeiíticas da formação Mata Preta, greenston belt do Alto Jauru- Mato Grosso. *In:* 38 Congr. Bras. de Geol. vol. 3: p. 141-143. 1994.
- PULZ, G.M.; JOST, H.; MICHEL, D.; e GIULIANI, G. The archean Maria Lázara gold deposit, Goiás, Brazil: exemple of Au-Bi-Te-S metallogeny related to shear zone intruded by synkinematic granitoids. *Brazil Gold '91*. Ladeira, E.A. (ed.). p.385-387. 1991.
- ROLLINSON, H. *Using Geochemical Data: Evaluation, Presentation, Interpretation*. Longman Scientific e Technical. England. 352 p. 1993.
- RUIZ A.S. Contribuição à Geologia do Distrito da Cachoeirinha, MT. São Paulo. IG-USP. Dissertação de Mestrado. 1992. 98p.

- SAES, G.S.; LEITE J.A.D.; e WESCA, R.K. Geologia da Folha Jauru (SD-21-Y-C-III): Uma Síntese dos Conhecimentos. *In:* 33 Congr. Bras. de Geol. Rio de Janeiro. vol. 5: p.2193-2204. 1984.
- SAES, G.S.; PINHO, F.E.C.; e LEITE, J.A.D. Coberturas metassedimentares do Proterozóico médio no sul do cráton amazônico e suas mineralizações auríferas. *In:* III Simp. de Geol. do Centro Oeste. Anais. p.37-47. 1991.
- SAES, G.S. e FRAGOSO CESAR, A. R. S. The Aguapeí basin (southwest Amazonia): a Grenville age aulacogen of the Sunsas orogen. *In:* 38 Cong. Bras. de Geol. Camboriú. vol.1: p. 207-209. 1994.
- SATO, K.; TASSINARI, C.G.; KAWASHITA, K. e PETRONILHO, L. O método Geocronológico Sm-Nd no IG/USP e suas aplicações. *An. Acad. Bras. Cienc.* **67** (3): 314-336. 1995.
- SAUNDERS, A.D. The rare earth elements characteristics of igneous rocks from the ocean basins. *In:* Henderson (ed.). Rare Earth Elements Geochemistry. Developments in Geochemistry 2, Elsevier, Amsterdam, p. 33-61. 1984.
- SCHERKENBACK, D.A. e NOBLE, D.C. Potassium and rubidium metasomatism at the Julcani district, Peru. *Econ. Geol.* **79**: 565-572. 1984.
- SILVA, C.G.; LIMA, M.I. de; ANDRADE, A.R.F. de; ISSLER, R.S.; GUIMARÃES, G.; LEAL, J.F.V.; BASEI, M.A.S.; D'ALAGNOL, R.; TEIXEIRA, J.B.G.; e MONTALVÃO, R.M.G. de; Folha SB-22 (Araguaia) e parte da Folha SC-22 (Tocantins). Projeto RADAMBRASIL. 143p. 1974.
- SILVA, C. R. da, e RIZZOTO, G. J. Província Aurífera Guaporé. *In:* 38 Congr. Bras. de Geol. Camboriú. vol.3: p.323-325. 1994.

- SOUZA, E. P. e HILDRED, P.R. Contribuição ao estudo da geologia do Grupo Aguapeí, Mato Grosso. *In: Congr. Bras. de Geol.* 31. vol. 2: p. 587-598. 1980.
- SOUZA, N.P. Principais Depósitos de Ouro do Estado de Mato Grosso. *In: 35 Cong. Bras. de Geol.* vol. 1: p. 116-129. 1988.
- STACEY, J.S. e KRAMERS, J.D. Approximation of Terrestrial Lead Isotope Evolution by a Two-Stage Model. *Eart. and Plan. Sci. Lett.* **26**: 207-221. 1975.
- STEIGER, R. H. e JAEGER Subcommission on geochronology: convention on the use of decay constants in geo- and cosmochronology. *Eart. Plan. Sci. Lett.* **36**: 359-362. 1977.
- TASSINARI, C.C.G. Evolução Geotectônica da Província Rio Negro-Juruena na Região Amazônica. Dissertação de Mestrado. IG-USP. São Paulo. 1981. 99p.
- TASSINARI. C.C.G. The crustal evolution of the Amazonian Craton and associated gold mineralization. *In: 1995 Annual Meeting. New Orleans. The Geological Society of America. Abstracts with programs.* p. 407-408. 1995.
- TASSINARI, C.C.G.; BABOUR, A.P., ELIAS R.D.; e SATO, K. Aplicações dos isótopos de Pb e Sr na determinação da natureza das fontes das mineralizações de chumbo do Vale do Ribeira-SP e PR. *In: 36 Cong. Bras. de Geol.* vol. 3: p. 1254-1266. 1990.
- TASSINARI, C.C.G. e CAVALCANTI, M. Sr and Pb isotope evidence for the origin of skarn, sulphide and fluor mineralization related to Itaoca granitoid, Brazil. *In: 7 Congresso Geológico Chileno.* vol. II. p.1488-1490. 1994.
- TASSINARI. C.C.G. e MELITO, K. The time-bound characteristics of gold deposits in Brazil and their tectonic implications. *Comunicaciones.* **45**: 45-55. 1994.

- TAYLOR, R.P. e FRYER, B.J. Rare Earth Element Geochemistry as an aid to interpreting hydrothermal Au deposits. *In* Evans, A.M. (ed). Metallization Associated With Acid Magmatism. John Wiley & Sons Ltd. 1982.
- TOLEDO, F.H. Mineralização e alteração hidrotermal do depósito de ouro do Cabaçal, Mato Grosso. Dissertação de Mestrado. UNICAMP. São Paulo. (em preparação). 1996.
- VASCONCELOS, P. e BECKER, T. A idade da mineralização Aurífera no depósito da Fazenda Brasileiro, Bahia, Brasil. *In*: II Simp. do CSF. Anais, p.29. 1990.
- YUXUE, Z.; SHUXUN, S. e MIAOYUN, Z. The Chale Copper Deposit - Its Age and Genesis. *Chinese Journ. of Geochem.* **14** (2): 128-133. 1995.
-
- ZARTMAN, R. E. e DOE, B.R. Plumbotectonics - The Model. *Tectonophysics*, **75**: 135-162. 1981.
- ZARTMAN, R.E. e HAINES, S.M. The plumbotectonics model for Pb isotopic systematics among major terrestrial reservoirs - a case for bi-directional transport. *Geochim. et Cosm. Acta.* **52**: 1327-1339. 1988.
- ZINDLER, R.E. e HART, S.R. 1986 Chemical geodynamics. *Ann. Rev. Earth Plan. Sci. Lett.* **14**: 493-571.
- WILTON, D.H.C. Metallogenic and tectonic implication of Pb isotope data for galena separates from Labrador central mineral belt. *Econ. Geol.* **86**: 1721-1736. 1991.
- WOOD, S.A. The aqueous geochemistry of rare-earth elements and yttrium in water vapor pressure. *Chem. Geol.* **88**: 99-125. 1984.