



Universidade Federal do Pará
Centro de Geociências
Curso de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica

**“GEOLOGIA, GEOQUÍMICA ISOTÓPICA E ASPECTOS
METALOGENÉTICOS DAS ROCHAS ÍGNEAS E MINERALIZAÇÕES
AURÍFERAS ASSOCIADAS – REGIÃO DE MONTE DO CARMO-TO”.**

TESE APRESENTADA POR

CLERIS REGINA SACHETT

Como requisito parcial à obtenção do Grau de Mestre em
Ciências na Área de GEOQUÍMICA E PETROLOGIA.

Data de Aprovação 27 / 12 / 1996

Comitê de Tese:


.....
JEAN MICHEL LAFON (Orientador)


.....
BASILE KOTSCHOUBEY


.....
COLOMBO CELSON GAETA TASSINARI

BELÉM

UNIVERSIDADE FEDERAL DO PARÁ
CENTRO DE GEOCIÊNCIAS
CURSO DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOLOGIA E GEOQUÍMICA

DISSERTAÇÃO DE MESTRADO

TÍTULO:

GEOLOGIA, GEOQUÍMICA ISOTÓPICA E ASPECTOS METALOGENÉTICOS
DAS ROCHAS ÍGNEAS E MINERALIZAÇÕES AURÍFERAS ASSOCIADAS -
REGIÃO DE MONTE DO CARMO - TO

Apresentada por:
CLERIS REGINA SACHETT

Orientada por:
JEAN-MICHEL LAFON

OUTUBRO/ 1996

AGRADECIMENTOS

Quero aqui manifestar meus sinceros agradecimentos a todas as pessoas que contribuíram para a realização deste trabalho, destacando em especial:

A Universidade Federal do Pará através do Centro de Geociências pelo apoio durante o Curso de Pós-Graduação;

A CAPES pela concessão da bolsa de estudo e ao PADCT/FINEP pelo auxílio financeiro;

Aos orientadores deste trabalho, Jean-Michel Lafon e Basile Kotschoubey pela criteriosa avaliação deste trabalho e valiosa contribuição científica ao longo da minha formação profissional;

Ao Prof. Dr. Colombo Tassinari, membro integrante da Banca de Tese, por ter aceitado participar da avaliação deste trabalho;

Aos professores Moacir Macambira e Thomas Scheller por todo apoio prestado;

Às técnicas: Cíntia Maria Gaia e Rosária Fenzl pelo apoio dentro e fora dos laboratórios;

Ao meu irmão Dogeval, pelos erros e acertos durante a realização deste trabalho.

A Sérgio Maia, pelo incentivo.

Especialmente aos meus pais que sempre me apoiam e incentivaram.

SUMÁRIO

AGRADECIMENTOS.....	i
LISTA DE ILUSTRAÇÕES.....	ii
RESUMO.....	1
ABSTRACT.....	3
1 - INTRODUÇÃO.....	5
1.1 - APRESENTAÇÃO.....	5
1.2 - OBJETIVOS.....	7
1.3 - METODOLOGIA.....	8
1.3.1 - Metodologia Rb-Sr.....	8
1.3.2 - Metodologia Pb-Pb Aplicado a Sulfetos.....	11
1.3.3 - Metodologia Pb-Pb por Evaporação em Zircões.....	15
1.3.4 - Inclusões Fluidas.....	18
2 - GEOLOGIA REGIONAL.....	20
2.1 - ARCABOUÇO TECTÔNICO.....	20
2.2 - UNIDADES GEOLÓGICAS REGIONAIS.....	22
2.2.1 - Complexo Porto Nacional.....	22
2.2.2 - Formação Morro do Aquiles.....	23
2.2.3 - Suíte Matança.....	24
2.2.4 - Granitóide Torre.....	25
2.2.5 - Suíte Lajeado.....	26
2.2.6 - Rochas Vulcânicas Ácidas.....	27
2.2.7 - Grupo Natividade.....	28
2.2.8 - Formação Monte do Carmo.....	29
3 - GEOLOGIA LOCAL.....	30
3.1 - ROCHAS VULCÂNICAS ÁCIDAS E GRANITO LAJEADO	30
3.1.1 - Rochas Vulcânicas Ácidas.....	30
3.1.2 - Granito Lajeado.....	31
3.1.3 - Geoquímica do Granito Lajeado e das rochas vulcânicas ácidas.....	32

3.2 - GRANITÓIDE TORRE.....	39
3.3 - VEIOS DE QUARTZO MINERALIZADOS.....	39
3.3.1 - Filonitos encaixantes.....	41
3.3.2 - Estudo das Inclusões Fluidas	43
3.3.2.1 - Inclusões Tipo I.....	43
3.3.2.2 - Inclusões Tipo II.....	44
3.3.2.3 - Inclusões Tipo III.....	46
4 - GEOCRONOLOGIA.....	49
4.1 - AVALIAÇÃO DOS RESULTADOS OBTIDOS.....	49
4.1.1 - Rochas Vulcânicas Ácidas.....	49
4.1.2 - Granito Lajeado.....	51
4.1.3 - Granitóide Torre.....	53
4.1.4 - Filonitos Encaixantes.....	56
4.1.5 - Galenas e Piritas.....	62
4.2 - INTERPRETAÇÃO DOS RESULTADOS OBTIDOS.....	62
4.2.1 - Rochas Vulcânicas Ácidas.....	62
4.2.2 - Granito Lajeado.....	63
4.2.3 - Granitóide Torre.....	64
4.2.4 - Filonitos Encaixantes.....	65
4.2.5 - Galenas e Piritas.....	67
5 - INTEGRAÇÃO DOS DADOS.....	74
6 - CONCLUSÕES.....	78
REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS.....	80

LISTA DE ILUSTRAÇÕES

FIGURAS

Figura 01 - Mapa geológico da Região de Monte do Carmo - Porto Nacional.....	6
Figura 02 - Mapa de amostragem na Região de Monte do Carmo.....	9
Figura 03 - Diagrama SiO_2 vs. $(\text{NaO} + \text{K}_2\text{O})$ (LE MAITRE 1989).....	35
Figura 04 - Diagramas SiO_2 vs. ZrTiO_2 e Zr/TiO_2 vs Nb/Y . (WINCHESTER & FLOYD, 1977).....	35
Figura 05 - Classificação das rochas graníticas de BARKER (1979).....	37
Figura 06 - Diagramas Rb vs. $\text{Y} + \text{Nb}$ e Nb vs. Y (PEARCE et al. 1984).....	37
Figura 07 - Padrão de Terras Raras para o Granito Lajeado, rochas vulcânicas ácidas e granitóide Torre.....	38
Figura 08 - Histograma da temperaturas de fusão do CO_2 , fusão dos clatratos, salinidade e temperatura de homogeneização do CO_2	45
Figura 09 - Histograma para as temperaturas do eutético e fusão final do gelo.....	47
Figura 10 - Diagramas Idade vs. Número de Blocos para as rochas vulcânicas ácidas.....	50
Figura 11 - Diagramas Idade vs. Número de Blocos para o Granito Lajeado.....	52
Figura 12 - Diagramas Idade vs. Número de Blocos para o Granitóide Torre.....	54
Figura 13 - Diagrama isocrônico para os filonitos excaixantes.....	57
Figura 14 - Diagramas do Pb Uranogênico e Toriogênico para as galenas e piratas	61
Figura 15 - Modelo de Cumming & Richards (1975).....	68
Figura 16 - Curvas de evolução de DOE & ZARTMAN para as galenas e piratas.....	70

TABELAS

Tabela 1 - Resultados das análises químicas do granito Lajeado e rochas vulcânicas ácidas.....	34
Tabela 2 - Resultados analíticos dos zircões utilizados no cálculo final da idade das rochas vulcânicas ácidas.....	50
Tabela 3 -Resultados analíticos dos zircões utilizados no cálculo final da idade do granito Lajeado.....	52
Tabela 4 - Resultados analíticos dos zircões utilizados no cálculo final da idade do granitóide Torre.....	54
Tabela 5 - Composição isotópica dos elementos Rb e Sr dos filonitos encaixantes.....	57
Tabela 6 - Composição isotópica do elemento Pb nas galenas e piritas.....	59
Tabela 7 - Tabela comparativa das idades obtidas para as rochas da região de Monte do Carmo.....	74

RESUMO

A região de Monte do Carmo localiza-se na porção centro-leste do estado do Tocantins e comporta em seu quadro geológico rochas da Suíte Lajeado, rochas vulcânicas ácidas, metassedimentos do Grupo Natividade e sedimentos de idades Fanerozóicas. Ocorrem ainda veios de quartzo portadores de mineralizações auríferas com diversos sulfetos associados cortando o Granito Lajeado, as vulcânicas e os metassedimentos do Grupo Natividade.

A norte da cidade de Monte do Carmo ocorrem rochas vulcânicas ácidas representadas por riolitos, dacitos, riodacitos e piroclásticas ácidas. Esta unidade foi analisada através método Pb-Pb por evaporação em zircões da qual se obteve uma idade de 2138 ± 11 Ma (2σ), também interpretada como a época de cristalização. A Suíte Lajeado, que aflora na região imediatamente a sul de Monte do Carmo, é constituída por granitos, granófiros bem como anfibólio granitos e leucogranitos subordinados. Zircões deste corpo foram analisados através do método Pb-Pb e forneceram uma idade de 2025 ± 26 Ma (2σ). Este resultado foi interpretado como a época de cristalização do Granito Lajeado visto que as amostras analisadas eram provenientes de porções não deformadas do granito. Estas duas unidades são seccionadas por zonas de cisalhamento de dimensões métricas orientadas normalmente segundo a direção N-S, as quais comportam veios de quartzo acompanhados de mineralizações auríferas e fases sulfetadas. Nas rochas encaixantes são observadas marcantes modificações mineralógicas e texturais como recristalização, hidratação e neoformação de minerais. Amostras destes filonitos encaixantes foram analisadas através do método Rb-Sr e forneceram uma idade de 565 ± 43 Ma (2σ). Com base em dados geológicos regionais que mostram a existência de magmatismo e tectonismo durante este período, bem como a intensa transformação a que foram submetidas as rochas analisadas interpretou-se este resultado como sendo a época da transformação das rochas. Conseqüentemente, obteve-se a época de implantação das zonas de cisalhamento e mineralizações associadas. Dentre os sulfetos que acompanham as mineralizações tem-se principalmente a galena e a pirita. Estes sulfetos foram analisados através do método Pb-Pb em minerais e forneceram composições isotópicas compatíveis com uma evolução durante o Proterozóico Superior a partir de fontes do Paleoproterozóico.

A análise microtermométrica das inclusões dos veios de quartzo revelou a presença de dois fluidos distintos. Um fluido de composição carbônica a aquo-carbônica de baixa salinidade aprisionado nos estágios iniciais de formação dos veios a temperatura entre 250°C e 350°C a uma pressão de 2 a 3 Kbars. Com a evolução das zonas de cisalhamento os fluidos passaram a ser aquosos e mais salinos (equivalente em peso de NaCl superior a 22%) com a presença dos cátions Na, Ca que foram aprisionados a temperaturas entre 150°C e 200°C.

Na área do Morro do Lajeado, localizado a cerca de 10Km de Porto Nacional ocorrem pequenos corpos de granitóides de composição tonalítica, que são intrusivos em seqüências vulcano-sedimentares. Zircões deste corpo foram também submetidos a análises Pb-Pb da qual se obteve uma idade de 2069 ± 76 Ma (2σ). No entanto, nesta análise não obteve-se um platô de idade bem definido, com algumas idades bastante superiores a média (2538 ± 207 Ma), o que faz com que este resultado seja considerado apenas como a idade mínima de cristalização do Granitóide Torre.

ABSTRACT

The region of Monte do Carmo is located in the middle east portion of the Tocantins state and comprises in its geologic view, rocks from the Lajeado Granite, acid volcanics, metasediments of the Natividade Group and sediments of Phanerozoic age. It consists yet of quartz veins gold bearing mineralizations with several associated sulfides cross-cutting the Lajeado Granite, the volcanics and the metasediments of the Natividade Group.

Acid volcanic rocks represented by rhyolite, dacites, rhyodacites and acid pyroclastics occur in the northern part of the Monte do Carmo town. This unity was analysed by the Pb-Pb method with zircons vaporization, from which was obtained an age of 2138 ± 11 Ma (2σ), also interpreted as the crystallization epoch. The Lajeado Granite, which readily outcrops in the south region of Monte do Carmo, consists of granites, granophyres, as well as amphibole bearing granite and subordinated leucogranite. Zircons from this body were analysed through the Pb-Pb method and provided an age of 2025 ± 26 Ma (2σ). This result was interpreted as the crystallization epoch of the Lajeado Granite inasmuch as the analysed samples came from non-deformed portions of the granite. These two unities are seccionated by metric shear zones, commonly orientated in the N-S direction, with auriferous quartz veins and sulfide mineralizations. Markable mineralogical and textural transformations of the minerals occur in the wall rock. Samples from these phylonites were analysed through the Rb-Sr method and provided an age of 565 ± 43 Ma (2σ). On the basis of regional geologic data, which show the existence of magmatism and tectonism during this period, as well as an intense transformation on the analysed rocks, this result was interpreted as the epoch of rocks transformation. Thus, the epochs of the

shear zones development and related mineralizations were determined. Within the associated sulfide mineralizations are galena and pyrite. These sulfides were analysed through the Pb-Pb method in minerals and yielded the isotopic compositions compatible with an Upper Proterozoic evolution from sources of the Lower Proterozoic.

The microthermometric analyses of the quartz veins related inclusions revealed the existence of two kinds of fluids. An aqueous-carbonic fluid with low salinity was trapped in the earliest stages of formation of the veins in a temperature between 250 and 350°C and pressure of 2-3 Kb. With the evolvement of the shear zones, the fluids became more aqueous and more saline (22% weight NaCl), with the existence of the Na and Ca cations that were trapped in the temperatures between 150 and 200°C.

In the Morro Lajeado area localized 10 Km from the Porto Nacional town, small tonalitic bodies occur intrusives in the volcano-sedimentary sequence. Zircon from these granitoids also underwent Pb-Pb analyses, from which was obtained an age of 2069 ± 76 Ma (2σ). These analyses however did not yield a well defined plateau, and some ages were much superiors than the average age 2538 ± 207 Ma (2σ), what leads to consider this result as a minimum crystallization age to the Granitoid Torres.

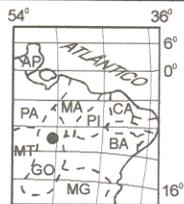
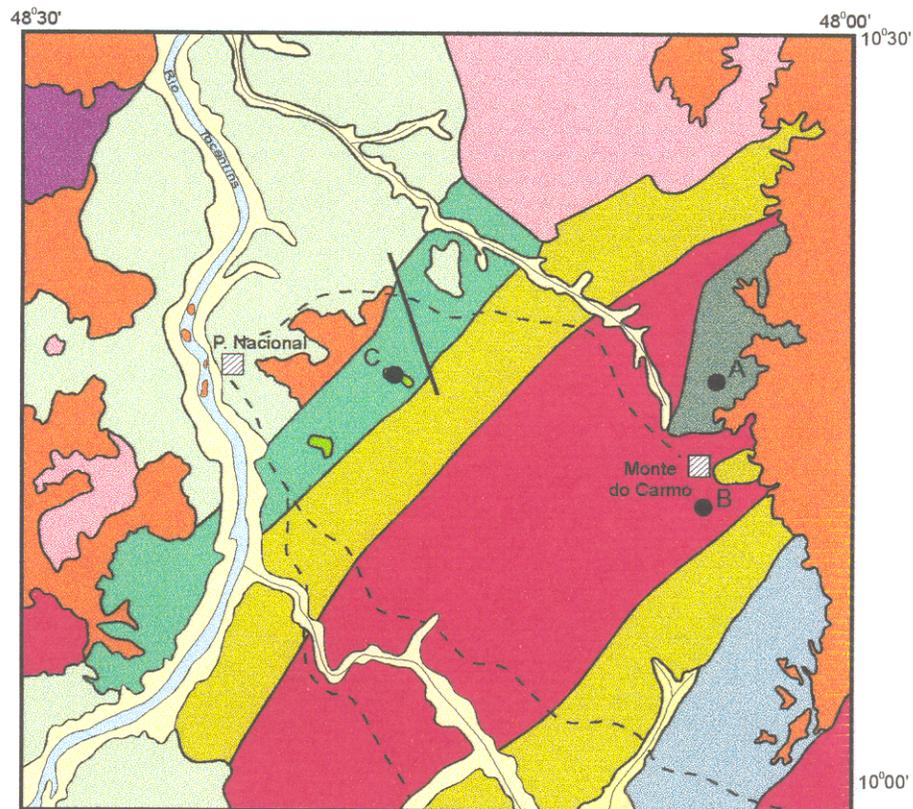
1 - INTRODUÇÃO

1.1 - APRESENTAÇÃO

A região de Monte do Carmo (Figura 1), localizada na porção centro-leste do estado do Tocantins, comporta em seu quadro geológico rochas graníticas da Suíte Lajeado, rochas vulcânicas ácidas associadas, metassedimentos do Grupo Natividade e sedimentos fanerozóicos. São observados ainda veios de quartzo que cortam principalmente o Granito Lajeado, embora possam também ser observados nas rochas vulcânicas e nos metassedimentos do Grupo Natividade (PALERMO, 1988). Estes veios são portadores de mineralização aurífera, além de sulfetos como galena, pirita, calcopirita e esfalerita.

A exploração do ouro na região remonta ao século XVII e ainda hoje podem ser encontrados garimpos em atividade. Na década de 80 esta região foi objeto de diversos trabalhos em escala regional (CUNHA et al., 1981; COSTA et al., 1984; HASUI et al. 1984; COSTA, 1985; GORAYEB et al., 1988 e COSTA et al., 1988), com exceção do trabalho de PALERMO (1988) que fez um mapeamento detalhado da região de Monte do Carmo e um estudo descritivo das ocorrências de ouro nesta área. Mais recentemente BARRADAS (1993), BARRADAS et al. (1992) e LAFON et al. (1994) iniciaram estudos geocronológicos na região em apreço, obtendo novos dados a respeito da gênese das unidades litológicas e das mineralizações na região. Pretende-se, neste trabalho, aprimorar os resultados isotópicos e geocronológicos já obtidos por BARRADAS (1993), utilizando-se as metodologias de datação Pb-Pb por evaporação em zircões, recentemente implantada no Laboratório de Geologia Isotópica da UFPa (GAUDETTE et al. 1993b), Rb-Sr em rocha total e minerais e Pb-Pb em galenas.

Pretende-se também obter informações preliminares referentes às condições físico-químicas de formação dos veios de quartzo bem como da sua paragênese mineral.



0 2 4 6 8 10 km



- Depósitos terciário-quaternários, aluvionares, colúvio-aluvionares e lateritas
- Bacia do Parnaíba
- Formação Monte do Carmo
- Suite Matança
- Granito Lajeado
- Vulcânicas Ácidas
- Granitóide Torre
- Grupo Natividade
- Formação Morro do Aquiles
- Complexo Porto Nacional
- Cidade

Figura 01: Mapa geológico simplificado da região de Monte do Carmo - Porto Nacional, modificado de MESQUITA et al. (1992).

As atividades foram desenvolvidas em sua maior parte no Laboratório de Geologia Isotópica e Laboratório de Microtermometria, ambos do Centro de Geociências da UFPa.

1.2 - OBJETIVOS

Apesar de já existir um volume significativo de dados e interpretações relativas ao posicionamento estratigráfico das unidades litológicas e à gênese das mineralizações auríferas da região de Monte do Carmo, ainda são necessários novos estudos para a confirmação das informações já obtidas e para um melhor conhecimento da evolução geológica e metalogenética da referida região.

Em termos geocronológicos, pretende-se verificar a idade do Paleoproterozóico determinada por BARRADAS (1993), para o magmatismo da região de Monte do Carmo - Porto Nacional através da datação do Granito Lajeado e das rochas vulcânicas ácidas pelo método Pb-Pb por evaporação em zircões, bem como, verificar a hipótese de cogeneticismo destas unidades.

Com a utilização da metodologia Pb-Pb por evaporação em zircões pretende-se obter a idade de cristalização do Granitóide Torre verificando-se também a hipótese da presença de rochas arqueanas na região, conforme proposto por COSTA et al. (1988) e HASUI et al. (1984).

Pretende-se confirmar a idade Neoproterozóica proposta por BARRADAS (1993) para as mineralizações de Monte do Carmo, através do estudo da composição isotópica do Pb em galenas e piratas. Espera-se ainda obter a idade de implantação das zonas de cisalhamento portadoras dos veios mineralizados aplicando-se o método Rb-Sr em rocha total e em minerais aos filonitos encaixantes dos veios de quartzo.

Ainda em relação aos veios mineralizados, espera-se obter informações preliminares a respeito das condições de salinidade, pressão e temperatura em que se deu a deposição do ouro e fases sulfetadas com o estudo das inclusões fluidas nos veios de quartzo.

1.3 - METODOLOGIA

Para a realização deste trabalho fez-se inicialmente um levantamento bibliográfico acerca dos conhecimentos geológicos e geocronológicos da região de Monte do Carmo, juntamente com a bibliografia específica em geocronologia, geoquímica isotópica e inclusões fluidas.

Realizou-se então uma etapa de campo, ocasião na qual foi feita uma coleta sistemática de amostras para o estudo geocronológico, bem como o levantamento e a descrição das diversas unidades geológicas aflorantes na região.

Após a etapa de campo, as amostras sofreram tratamentos diferenciados, de acordo com os estudos previstos. Na Figura 2, tem-se o mapa da região de Monte do Carmo indicando os pontos de coleta e as análises as quais as amostras foram submetidas. Apresenta-se a seguir os procedimentos analíticos dos métodos geocronológicos e químicos utilizados neste trabalho, bem como um breve relato acerca dos princípios teóricos de cada método.

1.3.1 - Metodologia Rb-Sr

A metodologia Rb-Sr é fundamentada no decaimento radioativo do isótopo ^{87}Rb para o isótopo ^{87}Sr ao longo do tempo. Para a obtenção da idade, utiliza-se um diagrama

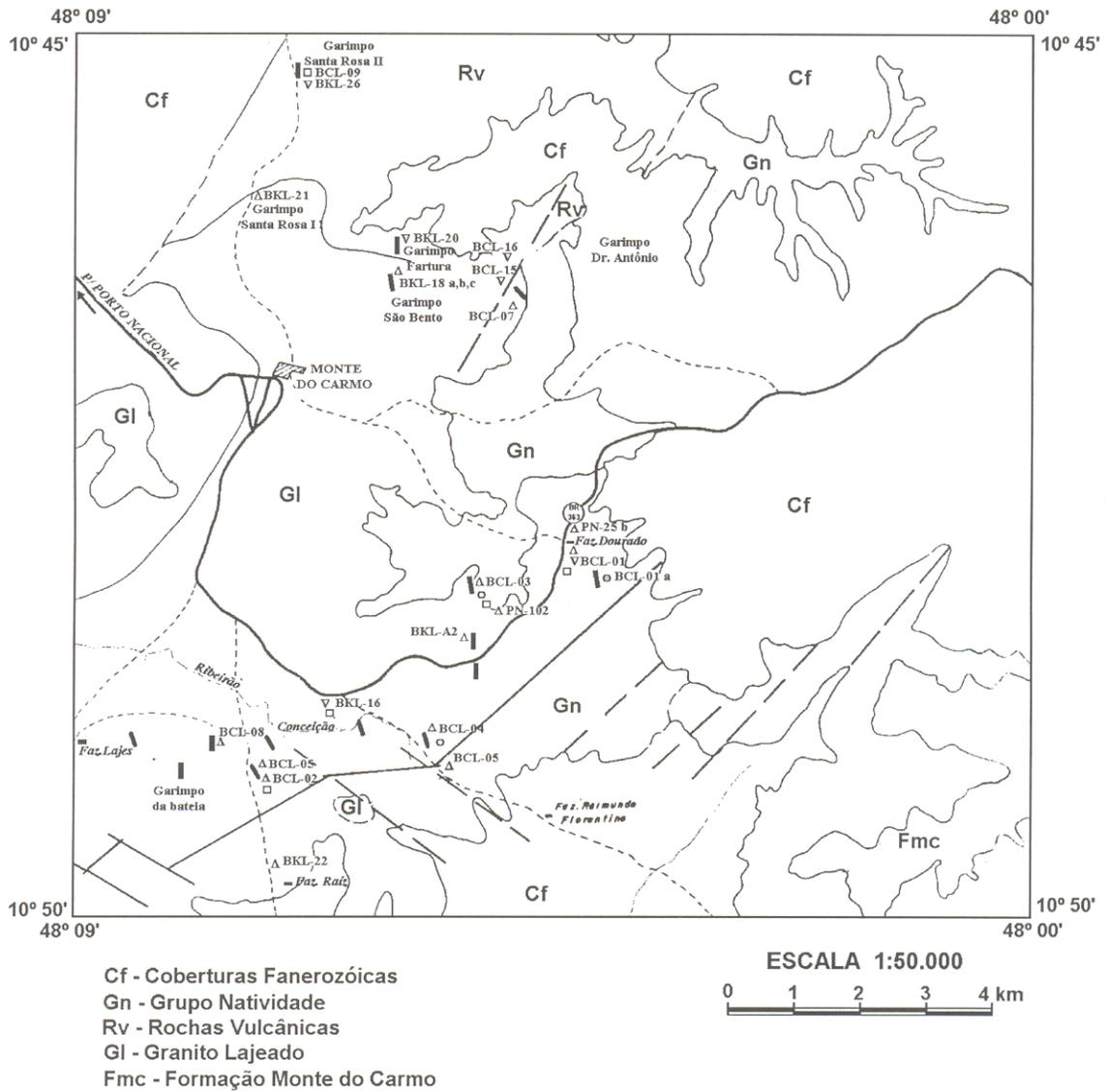


Figura 02 - Mapa geológico da região de Monte do Carmo onde está indicada a localização dos pontos amostrados e analisados.

isocrônico com coordenadas $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ e $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ que obedece a seguinte fórmula matemática:

$$(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_{\text{hoje}} = (^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_{\text{inicial}} + (^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr})_{\text{hoje}} \times (e^{\lambda t} - 1).$$

Para que esta equação seja válida, as amostras devem ter a mesma idade, a mesma razão isotópica inicial e terem sofrido também uma evolução em sistema fechado para os elementos Rb e Sr.

O método Rb-Sr permite a obtenção da idade de cristalização das rochas, através de análises em rocha total. Pode ser obtida também a idade de eventos metamórficos/deformacionais, usando-se minerais como a muscovita, K-feldspatos e o anfibólio.

No campo da metalogênese os isótopos de Sr podem ser considerados como indicadores da fonte das soluções hidrotermais. Para que isto seja possível, devem ser analisados minerais de ganga que estejam relacionados às mineralizações, como ocorre normalmente com a calcita, a barita e a fluorita. Estes minerais não possuem Rb em sua estrutura cristalina e assim congelam a razão ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$) do momento da sua cristalização (TASSINARI et al., 1990). Podem ser realizadas, também, análises em rocha total provenientes das rochas encaixantes dos veios mineralizados que foram totalmente transformados hidrotermalmente. Neste caso existe a possibilidade de uma total rehomogeneização do sistema Rb-Sr, fazendo com que a análise forneça a época da transformação destas rochas e, conseqüentemente, a idade de formação das mineralizações.

Após a seleção das amostras a serem analisadas, através de um estudo petrográfico, as mesmas são pulverizadas até uma granulometria de 80 mesh. Posteriormente realiza-se a abertura química de 50mg de amostra mediante um ataque ácido. Nesta fase é adicionado também um traçador misto ^{87}Rb e ^{84}Sr , utilizado para a determinação das

concentrações de Rb e Sr através da diluição isotópica. São realizadas também análises dos brancos de química. Durante as análises deste trabalho, os brancos situaram-se abaixo de $5\eta\text{g}$, o que indica uma contaminação desprezível.

Os elementos Rb e Sr são então separados por cromatografia de troca iônica em resinas tipo Dowex AG50 x 8 e suas composições isotópicas determinadas em um espectrômetro de massa (Isomass VG54E). Os cálculos de regressão obedecem às teorias de YORK (1969) com a utilização do algoritmo de WILLIAMSON (1968) com modificações. O valor da constante de desintegração é $\lambda=1,42 \times 10^{-11}/\text{ano}$ (STEIGER & JÄGER, 1977) e os resultados são apresentados com desvio padrão de 1σ .

No caso do carbonato, o procedimento analítico é idêntico ao descrito acima, com exceção da pulverização da amostra e da separação do elemento Sr. No processo de pulverização, a amostra é apenas triturada e, com auxílio de uma lupa, o carbonato é purificado. Quanto a separação química, o carbonato é tratado ainda uma segunda vez na resina de troca iônica. A dupla separação tem como objetivo purificar o elemento Sr, separando-o do elemento Ca, pois este último inibe a emissão do sinal de Sr durante as análises no espectrômetro de massa.

1.3.2 - Metodologia Pb-Pb aplicada a sulfetos

O decaimento radioativo dos elementos U e Th para os isótopos estáveis de Pb (^{206}Pb , ^{207}Pb e ^{208}Pb) é a base para diversos métodos de datação, como os métodos Pb-Pb em rocha total, Pb-Pb por evaporação em zircão e U-Pb em zircão. Além destes métodos tem-se aqueles que se baseiam na evolução do chamado "Pb comum". Este Pb é aprisionado em minerais com baixas razões Th/Pb e U/Pb, e por isso não sofre mais modificações devidas ao

decaimento radioativo, preservando assim a composição isotópica do momento da formação dos minerais. Este fato é particularmente importante em metalogênese, onde além da idade, procura-se determinar a origem e gênese das mineralizações.

O principal mineral usado no estudo da composição isotópica de Pb nas mineralizações é a galena. Na ausência deste mineral, podem ser utilizados, eventualmente, outros sulfetos como a calcopirita, a arsenopirita, destacando-se principalmente a pirita. As composições isotópicas de galenas provenientes de diferentes depósitos metálicos com idades perfeitamente conhecidas foram utilizadas para a elaboração de modelos de evolução do elemento Pb na Terra (KERRICH, 1991).

O primeiro modelo proposto e também o mais simples é conhecido como modelo de Holmes-Houtermans (Holmes, Houtermans apud FAURE, 1986). Este modelo assume que a terra inicialmente possuía um único valor para a composição isotópica do Pb primordial. Posteriormente, quando a Terra tornou-se rígida, em torno de 4,56 Ga, houve uma diferenciação na razão U/Pb. A partir de então as únicas mudanças nas razões dos isótopos radioativos para os isótopos filhos são devido ao decaimento radioativo.

Quando uma quantidade relativamente pequena de Pb é removida a partir de uma fonte evoluindo em estágio simples e incluída em uma fase mineral onde o valor de $^{238}\text{U}/^{204}\text{Pb}$ é próximo do zero, como a galena, a composição isotópica de Pb fica congelada neste mineral. A idade da mineralização pode ser então calculada com base nas curvas de crescimento do Pb em estágio simples que são traçadas em diagramas $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ vs. $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ e $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ vs. $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$.

Este modelo, entretanto, só é aceito atualmente para rochas arqueanas, pois é pouco provável que a Terra ou seus diversos reservatórios tenham permanecido inalterados desde a sua formação há 4,56 Ga.

O modelo de evolução do Pb em estágio duplo, conhecido como modelo de Stacey-Kramers (STACEY & KRAMERS, 1975) foi elaborado a partir da composição isotópica de diversas jazidas com idades variadas e perfeitamente conhecidas, sendo que a curva obtida representa provavelmente uma estimativa da média das composições isotópicas de Pb na crosta terrestre. O modelo admite uma diferenciação geoquímica inicial em 4,56 Ga e uma segunda há 3,7 Ga, época em que iniciou-se a formação de grande quantidade de crosta continental. O Pb, neste primeiro estágio, evoluiu com valores das razões $\mu = {}^{238}\text{U}/{}^{204}\text{Pb}$ de 7,19 e $\omega = {}^{232}\text{Th}/{}^{204}\text{Pb}$ de 32,21. Num segundo estágio, a partir de 3,7 Ga, os valores de μ e ω foram modificados para 9,735 e 36,84, respectivamente, por diferenciação geoquímica e permaneceram inalteradas até o presente momento. Dessa forma, todo Pb que evoluiu neste reservatório e foi removido em um determinado momento tem suas razões isotópicas em algum ponto da curva de crescimento do Pb entre 3,7 Ga e o tempo presente. Assim a época de separação pode ser calculada com o auxílio das isócronas traçadas em diagramas ${}^{207}\text{Pb}/{}^{204}\text{Pb}$ vs. ${}^{206}\text{Pb}/{}^{204}\text{Pb}$ e ${}^{208}\text{Pb}/{}^{204}\text{Pb}$ vs. ${}^{206}\text{Pb}/{}^{204}\text{Pb}$.

CUMMING & RICHARDS (1975) desenvolveram um modelo no qual as razões U/Pb e Th/Pb variam continuamente desde o reservatório de origem até o aprisionamento do elemento Pb em um mineral de depósito metálico. A curva de evolução deste modelo é próxima daquela definida no modelo de Stacey e Kramers e é traçada também em diagramas ${}^{207}\text{Pb}/{}^{204}\text{Pb}$ vs. ${}^{206}\text{Pb}/{}^{204}\text{Pb}$ e ${}^{208}\text{Pb}/{}^{204}\text{Pb}$ vs. ${}^{206}\text{Pb}/{}^{204}\text{Pb}$.

Nos modelos acima admite-se uma origem única para as rochas ou depósitos metálicos, ao passo que, DOE & ZARTMAN (1979) consideram uma interação dinâmica crosta-manto. Estes autores propõem um modelo onde diferenças nas composições isotópicas de determinados depósitos metálicos podem ser relacionadas a diferenças entre os ambientes tectônicos nos quais os depósitos se formaram. Este modelo, chamado de Plumbotectônica, é aplicado com maior sucesso aos depósitos metálicos do Fanerozóico. O modelo estabelece a evolução do Pb em três ambientes geológicos, ou seja, a crosta continental superior, a crosta continental inferior e o manto (ZARTMAN & DOE, 1981). Considera-se ainda um quarto ambiente orogênico, que deriva da mistura dos outros três ambientes, compreendendo ciclos de erosão, sedimentação, subducção e diversas formas de atividades ígneas. As curvas de evolução do Pb são traçadas em diagramas $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ vs. $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ e $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ vs. $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, nas quais são plotadas as composições isotópicas do Pb das amostras, a partir de onde, podem ser obtidas informações genéticas.

O procedimento para a análise química das galenas é bastante simples e inspirado em MANHÈS (1982). Inicialmente pesa-se cerca de 10 mg de galena sendo feitos em seguida 2 ataques ácidos sucessivamente com HBr (8N) e com HNO₃ (13N). Após a evaporação, o resíduo é dissolvido em HNO₃ (13N) e H₂O tridestilada. Dessa solução, é retirada uma alíquota correspondendo a uma quantidade de Pb inferior a 2µg afim de evitar-se uma contaminação do espectrômetro de massa no momento da análise isotópica do Pb. A esta alíquota é acrescentado H₃PO₄ (0,125M) e, após a sua completa evaporação, o concentrado de Pb é depositado juntamente com uma pequena quantidade de sílica gel em um filamento de Re para a leitura das composições isotópicas do Pb no espectrômetro de massa.

Para a análise das piratas pesa-se cerca de 150mg de amostra que é submetida a um ataque ácido a frio durante aproximadamente 12 hs, utilizando-se uma mistura de HCl (6N), HNO₃ (13N) e HBr (8N). Esta solução é então levada à chapa aquecedora até a total evaporação. O procedimento é repetido uma segunda vez e, após a segunda evaporação da amostra, o Pb é separado com o auxílio de uma resina trocadora de íons tipo DOWEX AG 1x8 de (200 - 400 mesh). Em seguida o Pb é depositado em filamento de Re juntamente com sílica gel e imediatamente após, faz-se a leitura das composições isotópicas do Pb no espectrômetro de massa.

Para a utilização das composições isotópicas do Pb tanto das galenas como das piratas quaisquer que sejam os modelos de evolução usados, deve-se fazer uma correção através do fator de discriminação de massa de $0,15\% \pm 0,03$ por unidade de massa atômica.

1.3.3 -Metodologia Pb-Pb por Evaporação em Zircões

Este método baseia-se também no mecanismo de decaimento dos elementos U-Th em Pb, utilizando-se o zircão, mineral capaz de preservar informações isotópicas U/Pb do momento da sua cristalização, resistindo a eventos posteriores como a alteração hidrotermal e o metamorfismo. Além disso, ao contrário de minerais como a galena, a pirita e os feldspatos, o zircão possui uma alta razão U/Pb, não existindo praticamente nenhum Pb inicial no zircão. Esta característica, juntamente com o fato de que as constantes de desintegração dos elementos Th e U são conhecidas com bastante precisão, faz com que o zircão seja um ótimo geocronômetro.

As primeiras tentativas de análise pelo método Pb-Pb por evaporação em monocristal de zircão deve-se a SUNIN & MALISHEV (1983), no entanto, KOBER (1986,

1987) foi quem elaborou um procedimento mais eficiente para a obtenção de idades a partir da evaporação do Pb radiogênico contido no zircão, que consiste no método Pb-Pb por evaporação em zircão em filamento duplo.

Neste método, um cristal de zircão é preso num filamento em forma de canoa e aquecido no espectrômetro de massa. O Pb contido no zircão é evaporado e redepositado em um segundo filamento que encontra-se ainda frio. Em seguida este filamento é aquecido e o Pb é novamente evaporado e ionizado. Este procedimento em duplo filamento tem a vantagem de proporcionar a emissão de um sinal de Pb estável durante um longo período de tempo. Por outro lado, apenas determinados modelos de espectrômetro de massa permitem a utilização desse procedimento. No Laboratório de Geologia Isotópica da UFPa GAUDETTE et al. (1993B) implantaram uma variação deste método, inicialmente proposta por OLSZEWSKI et al. (1990) e que utiliza um único filamento de Re para evaporação e ionização do Pb. Em cada incremento de temperatura, um conjunto de razões $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ (blocos de leituras isotópicas) é determinado, a partir do qual é calculada uma idade. Após a evaporação total do Pb presente no zircão, um espectro de idades é obtido em um diagrama Idade vs. Número de Blocos. Os primeiros blocos de razões $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ obtidos a baixas temperaturas correspondem a sítios mais frágeis do cristal e que tendem a fornecer idades mais novas. A medida que a temperatura sofre novos incrementos, é liberado o Pb de porções mais preservadas do zircão. As idades obtidas a partir destes sítios são geralmente mais antigas e similares entre si, tendendo a formar um platô de idades. Quando este platô é obtido supõe tratar-se do Pb que se comportou em sistema fechado, e que fornece resultados confiáveis quanto a idade de cristalização da rocha.

A principal limitação, tanto do método em filamento duplo como em filamento simples, é que a idade $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ obtida é apenas uma idade aparente, já que a razão U/Pb não é determinada e que não se pode utilizar o diagrama Concórdia. Entretanto, a determinação das idades Pb-Pb e U-Pb obtidas em zircões de uma mesma amostra mostrou que o método por evaporação fornece, em geral, resultados confiáveis, principalmente no que se refere a datação de rochas arqueanas e proterozóicas (GAUDETTE et al. 1993A e B, AVELAR et al. 1994 e 1995, MACAMBIRA et al. 1994, MACAMBIRA & SCHELLER 1994).

Para o procedimento experimental podem ser utilizados igualmente rochas frescas ou alteradas bem como saprólitos (AVELAR et al., 1994,1995), sendo que o último apresenta a vantagem de concentrar um número maior de cristais de zircões. Deve-se, entretanto, ter a certeza que o saprólito é autóctone. Neste trabalho, especificamente, tanto para o Granito Lajeado como para as rochas vulcânicas ácidas utilizou-se saprólitos, enquanto que, para o Granitóide Torre foi utilizada uma amostra de rocha alterada.

A rocha fresca ou alterada é pulverizada até uma granulometria de 120 mesh, e bateado em seguida para a concentração dos minerais mais pesados. Logo após, o material resultante, tanto da rocha fresca ou alterada, como do saprólito é peneirado para a obtenção de uma granulometria inferior a 120 mesh ou 0,125 mm. Em seguida, faz-se a separação densimétrica através da elutriação e da passagem por líquidos pesados (Bromofórmio, $D = 2,89$). A fase final consiste na passagem dos minerais pesados obtidos na fase anterior pelo separador magnético Frantz, visando a separação dos zircões não magnéticos que são necessários para as análises. Estes cristais são provavelmente aqueles que melhor preservam os isótopos do Pb em sua estrutura cristalina. Devem ser utilizados preferencialmente zircões da fração não magnética,

com 20° de inclinação frontal e 0° de inclinação lateral do separador magnético. Entretanto, das três amostras analisadas (rochas vulcânicas, Granito Lajeado e Granitóide Torre) não foi possível a obtenção desta fração, em virtude da reduzida quantidade de zircões. Utilizou-se então os zircões não magnéticos com 1° de inclinação lateral.

A seleção final é feita com base nas características morfológicas de cada zircão. Normalmente são selecionados zircões automórficos a sub-automórficos transparentes a translúcidos, bem cristalizados (hábito prismático, bipiramidal), sem inclusões de minerais ou inclusões fluidas, sem fraturas ou bordas corroídas e não metamórficos. Em seguida, os zircões são presos no filamento em forma de canoa e levados diretamente ao espectrômetro de massa.

O cálculo final da idade é realizado através da análise de vários cristais de zircão de uma mesma amostra. Para cada cristal, são eliminados blocos com elevada contribuição de Pb comum ($^{204}\text{Pb}/^{206}\text{Pb} > 0,0004$) e blocos que se afastem muito da média do cristal, principalmente aqueles obtidos em baixas temperaturas. Após esse tratamento, zircões que não apresentarem um platô de idade definido com pelo menos 5 blocos de razões $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ são eliminados e o cálculo da idade é realizado a partir da média das idades dos zircões restantes. Uma descrição detalhada do procedimento analítico e cálculo da idade encontra-se em AVELAR (1996).

1.3.4 - Inclusões Fluidas

O estudo das inclusões fluidas é de grande interesse, uma vez que ele permite determinar as condições físico-químicas reinantes durante a cristalização ou recristalização do mineral que as contém, ou ainda durante os eventos metamórficos posteriores à formação destes minerais. Desta forma, teoricamente, as condições limites para a formação de um depósito

mineral, o jazimento das rochas magmáticas, a diagênese das rochas sedimentares, o metamorfismo e metassomatismo podem ser estabelecidas (FUZIKAWA, 1985).

Para o estudo das inclusões fluidas foram confeccionadas lâminas bipolidas, que inicialmente são descritas em um microscópio ótico de onde é feito um mapeamento, para a identificação e localização das melhores inclusões. Utilizou-se, para a análise microtermométrica, uma platina de aquecimento/resfriamento, modelo “chaixmeca” acoplada a um microscópio petrográfico, o qual permitiu observações no intervalo de -180°C a $+600^{\circ}\text{C}$ através da combinação de um sistema de circulação de N_2 líquido na platina e uma resistência elétrica.

Embora tenham sido selecionadas seis amostras de veios de quartzo para a confecção das lâminas bipolidas, verificou-se, após uma análise petrográfica, que apenas quatro amostras apresentavam inclusões adequadas para um estudo microtermométrico. As duas amostras não selecionadas continham um grande número de inclusões, porém de tamanho reduzido ($< 5\mu\text{m}$) o que não permitia um estudo satisfatório. As amostras selecionadas são provenientes dos garimpos da fazenda Dourado (BCL 01) e da Dr. Antônio (BCL 16). As amostras BCL 03 e BCL 02 são provenientes da região a sul de Monte do Carmo, conforme mostra a Figura 2.

2. GEOLOGIA REGIONAL

2.1 - ARCABOUÇO TECTÔNICO

A região de Monte do Carmo localiza-se na porção centro-leste do estado do Tocantins e pode ser incluída na Província Tocantins de HASUI et al. (1984). Faz parte também do Maciço Mediano de Goiás de MARINI et al. (1979) que, segundo os autores, consiste em um alto estrutural separando faixas de dobramentos laterais Paraguai-Araguaia e Brasília que foram envolvidas juntamente com o embasamento, pelos dobramentos, metamorfismo e por uma granitogênese sintectônica, durante os ciclos Uruçuano e Brasileiro. Mais recentemente, com base em estudos geológicos e geofísicos, foi proposta uma estruturação geral de blocos de idade arqueana justapostos (COSTA et al., 1988). Com este modelo os autores procuram explicar a distribuição espacial dos terrenos de alto grau metamórfico, dos terrenos “granito-greenstones” e também das bacias que acolheram seqüências sedimentares, dentre as quais o Grupo Natividade e o Super-Grupo Araguaia (HARALYI & HASUI, 1981, 1982A e B; HASUI & HARALYI, 1985).

Em termos tectônicos distinguiu-se um evento de deformação mais antigo, não coaxial, de natureza dúctil que afetou rochas de alto grau, formações intrusivas diversas e rochas supracrustais pré-existentes, agora representadas pelo Complexo Porto Nacional, a Suíte Matança e a Formação Morro do Aquiles. Durante este evento houve deslocamentos de massa na direção NNW, com desmembramentos e imbricações de pacotes rochosos, levando ao alçamento e deformação/recristalização das rochas, incluindo as de alto grau (HASUI et al., 1987).

Particularmente na região entre Gurupi e Porto Nacional, foi identificada uma descontinuidade crustal de orientação NNE-SSW, que delimita dois grandes blocos, o bloco

Brasília a sudeste, e o bloco Araguacema, a noroeste. A evolução ter-se-ia iniciado com a obducção do Bloco Brasília sobre o bloco Araguacema ao longo de uma rampa oblíqua. Este primeiro evento teria ocorrido no Arqueano durante o Ciclo Jequié e teria tido como produtos o Complexo Porto Nacional e a Formação Morro do Aquiles no Bloco Brasília e a Suíte Matança no Bloco Araguacema (HASUI et al., 1987).

Um segundo grande evento deformacional originou zonas de cisalhamento de alto ângulo, as quais refletem um importante processo de rotação horizontal de massas. Em seguida, deram-se as intrusões dos corpos da Suíte Lajeado de idade do Proterozóico Inferior.

O desenvolvimento de falhas do Lineamento Transbrasiliano refletem processos de fragmentação crustal e implantação de bacias ensiálicas brandamente termotectonizadas HASUI et al. (1987). Tais estruturas foram interpretadas por SCHOBENHAUS et al. (1975) como um feixe de falhas transcorrentes desenvolvidas no final do Evento Brasileiro.

GOTTARDO et al. (1995), através da interpretação de fotolineamentos da Região de Porto Nacional, e de um mapeamento litoestrutural em escala de semi-detalle, determinaram a área de ocorrência da Suíte Granítica Ipueiras, na qual inclui-se o Granito Lajeado e definiram os fatores que controlam a sua distribuição. Neste trabalho, os autores correlacionaram o magmatismo que gerou a Suíte Granítica Ipueiras com evento de deformação transcorrente que formou o Lineamento Transbrasiliano. Tal interpretação foi baseada em critérios como o balizamento dos corpos intrusivos pelas estruturas e a intrusão de granodioritos pertencentes a esta suíte nas rochas da Suíte Granítica Matança. Segundo estes autores, a suíte em questão corresponde a intrusões tardi-cinémáticas em relação à movimentação direcional das zonas de cisalhamento transcorrente que constituem o Lineamento Transbrasiliano.

2.2 - UNIDADES GEOLÓGICAS REGIONAIS

As primeiras abordagens sistemáticas foram iniciadas por volta de 1954 com o projeto Araguaia, o qual resultou num conjunto de cartas na escala 1:250.000 (RAMOS & BARBOSA, 1967; BARBOSA et al. (1966). Uma década após, COSTA et al. (1976) publicaram os resultados finais do Projeto Letos e mais tarde os resultados alcançados pelo Projeto RadamBrasil foram apresentados por CUNHA et al. (1981). Dispõe-se também dos trabalhos publicados por COSTA et al. (1982, 1984), HASUI et al. (1984) e COSTA (1985), de dados radiométricos K-Ar e Rb-Sr obtidos por HASUI et al. (1975, 1980) e CUNHA et al. (1981) e de interpretações de dados gravimétricos e aeromagnéticos (HARALYI & HASUI 1981, 1985) e HASUI & HARALYI (1985), que conjuntamente delinearão a constituição e a história geológica da região de Porto Nacional e suas proximidades.

A seguir são descritas as unidades geológicas regionais com base na coluna estratigráfica elaborada por HASUI et al. (1987).

2.2.1 - Complexo Porto Nacional

O Complexo Porto Nacional (COSTA et al., 1982) constitui uma faixa orientada segundo a direção NNE a NE, apresentando 25 km de largura a NNE da cidade de Porto Nacional e estreitando-se para sudeste. Foram identificados três conjuntos rochosos reconhecidos genericamente por anortositos, metabasitos e gnaisses (HASUI et al., 1987).

A porção anortosítica é representada por gnaisses anortosíticos de granulação grossa, cinza esverdeado e marcante textura ocelar. O conjunto de metabasitos é constituído por metabasitos e em menor quantidade por metaultrabasitos de granulação fina, meso e

melanocráticos foliados. A porção gnáissica é a predominante e constituída por gnaisses kinzigíticos, leptiníticos e bandados.

Estas rochas ocorrem mais ou menos migmatizadas, podendo ser reconhecidos mobilizados (neossomas ou leucossomas) concordantes e discordantes (HASUI et al., 1987). São rochas que sofreram transformações intensas, em particular recristalização, compatíveis com condições de metamorfismo do fácies granulito a uma temperatura máxima de 860°C e pressão acima de 8 kbars. Ocorrem também minerais típicos das fácies anfíbolito e xisto verde relacionadas a regressões parciais ocorridas durante a ascensão para níveis mais superiores da crosta (GORAYEB, 1996).

GORAYEB & LAFON (1996) obtiveram uma idade Rb-Sr de 2078 ± 48 Ma para esta unidade utilizando amostras provenientes dos três litológicos citados. Este resultado foi interpretado como uma idade mínima para um evento termo-tectônico que marcou toda a região de Porto Nacional.

2.2.2 - Formação Morro do Aquiles

Composta de rochas supracrustais, esta unidade ocorre a leste e a sudeste de Porto Nacional, onde constitui uma faixa de direção NE/SW. Sua porção sul ocorre na margem esquerda do rio Tocantins, ao passo que sua parte norte ocorre na margem direita do mesmo rio, onde atinge uma largura de cerca de 30km.

É uma seqüência altamente milonitizada, representada por micaxistos, quartzo micaxistos, quartzitos micáceos, metarcóseos, granada-biotita xistos feldspáticos, estaurolitas xistos e metabasitos de idades arqueanas. A foliação apresenta uma direção geral NE-SW.

2.2.3 - Suíte Matança

A Suíte Matança (COSTA et al., 1984) compõe-se de vários corpos de granitóides que constituem uma faixa de aproximadamente 250 Km de extensão na direção NE-SW e 23km de largura máxima a noroeste de Porto Nacional. Em direção a sul, torna-se estreita, e apresenta uma largura reduzida a 5 Km.

É constituído por rochas de granulação grossa, coloração róseo a cinza esbranquiçada, com cristais de k-feldspato imersos em uma matriz fina bandada ou foliada. A matriz é constituída de quartzo, microclina, plagioclásio, anfibólio e biotita e mostra uma foliação bem marcada que tende a desaparecer quando os megacristais se tornam abundantes. COSTA et al. (1984) consideram que estes granitóides gnáissicos poderiam ser produtos de deformação e blastese impostos a uma rocha quartzo-feldspática de composição tonalítica.

Segundo HASUI & COSTA (1990) a Suíte Matança, juntamente com o Complexo Colméia e o Grupo Rio do Coco, corresponderia ao embasamento do Cinturão Araguaia. Ainda segundo estes autores estes corpos representaria um batólito porfirítico, transformado em uma megalente de gnaiss no contato com o Complexo Colméia.

Inicialmente COSTA (1985) analisou amostras desta suíte através do método Rb-Sr em rocha total, e obteve uma idade a partir de apenas três pontos de 496 ± 26 Ma, $I_{Sr} = 0.713$ e $MSWD = 2,13$. BARRADAS (1993), analisando também amostras do Granito Matança, obteve uma idade Rb-Sr de 510 ± 15 Ma com $I_{Sr} = 0,71286 \pm 0,00059$ e $MSWD = 5,38$. Estas idades podem ser interpretadas de duas formas distintas, que levam a modelos evolutivos também diferentes. Se esta idade for considerada como a de cristalização, a Suíte Matança teria sua origem associada ao evento Brasileiro, ao passo que se este resultado for interpretado como uma

idade rejuvenescida, esta unidade seria anterior ao Brasileiro, como propuseram COSTA (1985) e COSTA et al. (1988).

BARRADAS (1993), além da análise Rb-Sr, realizou nas mesmas amostras análises Pb-Pb em rocha total e em feldspatos, sendo que os pontos analisados não mostraram variação significativa nas razões $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ e $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$. Esta pequena variação pode indicar que houve um espaço de tempo relativamente curto para a evolução dos isótopos do Pb, favorecendo a hipótese de uma idade do Proterozóico Superior para este corpo, e não do Arqueano ou Proterozóico Inferior como citaram os autores acima. Caso contrário, estas rochas deveriam, durante o evento Brasileiro, ter seus sistemas isotópicos totalmente rehomogeneizados, o que parece pouco provável, pois necessitariam, tanto o cronômetro Rb-Sr como Pb-Pb, de altos gradientes de pressão e temperatura, em função da ampla distribuição geográfica dos pontos analisados.

2.2.4 - Granitóide Torre

Esta unidade foi recentemente citada na literatura por MEIRELES & KOTSCHOUBEY (1994) e MEIRELES (1995) sendo denominada até o momento Granitóide Torre.

Constitui-se de vários pequenos corpos intrusivos na Formação Morro do Aquiles. Compostos mineralogicamente por plagioclásio, quartzo, biotita, muscovita e feldspato potássico. Apresenta diversas fácies, as vezes com passagem progressiva de uma para outra. Predominam os tipos tonalítico cinza e granulação média, e microtonalítico de coloração mais escura e mais raramente a variedade dacítica porfirítica com fenocristais euédricos de plagioclásio em matriz

afanítica cinza. Estas rochas podem exibir tanto uma acentuada foliação milonítica e zonas onde o granitóide aparece com um aspecto praticamente isotrópico, sem sinais de deformação.

Amostras deste corpo foram analisadas através do método Rb-Sr em rocha total por MEIRELES (1995), que obteve uma idade de 2159 ± 448 Ma (1σ), de difícil interpretação geológica devido ao elevado erro analítico.

2.2.5 - Suíte Lajeado

A Suíte Lajeado, assim denominada inicialmente por BARBOSA et al. (1966), é representada por vários stocks e batólitos expostos em meio aos metassedimentos do Grupo Natividade nas regiões próximas a Monte do Carmo e Tocantínia. Na região de Monte do Carmo, é constituída predominantemente por granitos e granófiros e em menor quantidade por anfibólitos granitos e leucogranitos (BARRADAS, 1993). Encontram-se seccionados por zonas de cisalhamento de direção NNE, nas quais mostram uma redução do tamanho dos grãos, recristalização, alteração hidrotermal com neoformação de minerais (BARRADAS et al. 1992).

Os primeiros dados geocronológicos foram apresentados por COSTA (1985) o qual obteve uma idade Rb-Sr de 1873 ± 25 Ma (1σ), com I_{Sr} de $0,70864 \pm 0,0013$ e $MSWD = 0,89$, com base em 5 amostras coletadas ao longo da estrada que liga Porto Nacional a Silvanópolis. Posteriormente, amostras do Granito Lajeado, coletadas a sudoeste da cidade de Monte do Carmo, foram analisadas por BARRADAS (1993) também através do método Rb-Sr. Obteve-se inicialmente uma idade de 1440 ± 79 Ma, com I_{Sr} de $0,73122 \pm 0,00513$ e $MSWD = 64,4$. Devido ao elevado valor do $MSWD$, que confere pouca confiabilidade ao resultado, o autor realizou um novo cálculo utilizando apenas os pontos que melhor se alinhavam e obteve assim

uma idade de 1741 ± 54 Ma, com I_{Sr} de $0,72184 \pm 0,00249$ e MSWD de 6,03, sendo este resultado considerado apenas como a idade mínima de cristalização dos granitos. Comparando-se as idades encontradas por BARRADAS (1993) e COSTA (1985), percebe-se uma diferença de aproximadamente 100 Ma. Esta diferença pode ser atribuída ao fato de que a análise feita por COSTA (1985) foi a partir de amostras de uma área que não mostrava sinais de deformação, na qual o sistema Rb-Sr pode ter sido pouco perturbado, ao contrário daquelas utilizadas por BARRADAS (1993) que correspondem a rochas mais deformadas.

Estas amostras foram também analisadas por BARRADAS (1993) através do método Pb-Pb em rocha total, que forneceu uma idade de 1999 ± 32 Ma (1σ) e $\mu_0 = 8,2 \pm 0,1$. Este resultado foi considerado como representativo da época de cristalização do granito, reforçando a interpretação dos resultados Rb-Sr, em termos de idades rejuvenescidas.

2.2.6 - Rochas Vulcânicas Ácidas

A norte da cidade de Monte do Carmo ocorrem rochas vulcânicas ácidas representadas por riolitos, dacitos, riodacitos e piroclásticas ácidas. Estes litotipos foram descritos mais detalhadamente por ocasião do levantamento geológico realizado por PALERMO (1988) sendo que seu posicionamento estratigráfico até então era duvidoso. As relações de contato com as seqüências fanerozóicas são claramente discordantes. Com o Granito Lajeado o contato é feito de maneira tectônica através de zonas de cisalhamento. Inicialmente BEZERRA et al. (1981) sugeriram que o Granito Lajeado e as rochas vulcânicas poderiam pertencer a uma seqüência ígnea única, ao passo que PALERMO (1988) interpretou estas rochas como uma seqüência

vulcânica posterior ao Granito Lajeado. Mais recentemente, GORAYEB et al. (1992) englobaram estas rochas na Formação Monte do Carmo.

Os primeiros dados geocronológicos para estas rochas foram obtidos por BARRADAS (1993). Utilizando o método Rb-Sr, este autor encontrou uma idade de 1467 ± 126 Ma (1σ) com I_{Sr} de $0,71556 \pm 0,00136$ e MSWD de 226, semelhante ao resultado obtido para o Granito Lajeado e apresentando também uma forte dispersão dos pontos analíticos. Através dos método Pb-Pb em rocha total o mesmo autor obteve uma idade de 2028 ± 103 Ma (1σ) com $MSWD = 2,5$ e $\mu_o = 8,2 \pm 0,4$ em um modelo em estágio simples, idade esta interpretada como sendo a de cristalização das rochas. Comparando as idades de cristalização e os valores de μ_o das rochas vulcânicas e do Granito Lajeado, BARRADAS (1993) concluiu que estas duas unidades pertenciam a uma mesma seqüência ígnea.

2.2.7 - Grupo Natividade

O Grupo Natividade é constituído por quartzitos e mármore dolomíticos com intercalações pelíticas (COSTA et al., 1984; GORAYEB et al., 1988), metamorfisado na fácies xisto verde baixo e preservando ainda estruturas primárias. Esta unidade normalmente recobre o Granito Lajeado, embora as relações de contato entre estas duas unidades ainda não tenham sido observadas. PALERMO (1988), não observando sinais de metamorfismo de contato no Grupo Natividade considerou este grupo como posterior ao Granito Lajeado. Segundo a forte recristalização dos sedimentos e a presença neles de turmalina, próximos ao contato com o granito poderiam ser evidências de um metamorfismo de contato.

2.2.8 - Formação Monte do Carmo

A sudeste da cidade de Monte do Carmo afloram pequenos pacotes de conglomerados polimíticos, grauvacas e siltitos, com intercalações de andesitos, dacitos e brechas vulcânicas, sendo este conjunto denominado de Formação Monte do Carmo (CUNHA et al., 1981). PALERMO (1988) e KOTSCHOUBEY (informação verbal) citam também a presença de basaltos nesta formação.

Esta unidade foi inicialmente posicionada no Proterozóico Superior por CUNHA et al. (1981), com base em uma idade Rb-Sr mal definida de 1100 Ma e razão isotópica inicial de 0,703.

GORAYEB et al. (1992) correlacionaram esta formação às rochas vulcânicas ácidas que afloram a norte de Monte do Carmo devido a proximidade entre os dois conjuntos e a presença de andesitos intercalados nos sedimentos, admitiu, assim, uma idade do Proterozóico Inferior para a formação Monte do Carmo.

3 - GEOLOGIA LOCAL

Nos arredores das cidades de Porto Nacional e Monte do Carmo, as principais unidades geológicas aflorantes são o Complexo Porto Nacional, a Formação Morro do Aquiles, o Grupo Natividade, o Granitóide Torre, as rochas vulcânicas ácidas, o Granito Lajeado, a Suíte Matança e a Formação Monte do Carmo.

Como o objetivo principal desta tese é definir o posicionamento geocronológico do Granito Lajeado, das rochas vulcânicas ácidas, do Granitóide Torre e dos veios auríferos, além da caracterização das condições físico-químicas de formação dos veios, far-se-á uma rápida descrição litológica destas unidades, com base principalmente em trabalhos já publicados e, em seguida, a apresentação e discussão dos resultados geocronológicos obtidos, das análises químicas e do estudo das inclusões fluidas.

3.1 - ROCHAS VULCÂNICAS ÁCIDAS e GRANITO LAJEADO

3.1.1 - Rochas Vulcânicas Ácidas

Estas rochas ocorrem imediatamente a norte da cidade de Monte do Carmo e são representadas por riolitos, riodacitos, dacitos e tufos riolíticos. Alguns litotipos são fortemente deformados e alterados embora observe-se ainda, em algumas rochas, texturas reliquiares.

Riolitos e riodacitos ocorrem na área do garimpo Santa Rosa (Figura 2) tratando-se de rochas de coloração cinza esverdeado, textura maciça, afíricas ou com raros fenocristais observáveis a olho desarmado. Ao microscópio apresentam textura porfírica, com microfenocristais predominantemente de feldspatos, quartzo e subordinadamente de anfibólios e de minerais opacos que estão imersos em uma matriz microcristalina ligeiramente orientada.

Tipos dacíticos são observados na região dos garimpos São Bento e Fatura (Figura 2). São rochas de coloração acinzentada, granulação fina a muito fina que exibem feições texturais muito parecidas aos riolitos e riodacitos, variando apenas as proporções dos minerais constituintes da rocha.

As rochas piroclásticas apresentam composição dacítica e riolítica. São rochas maciças de coloração cinza-escuro, textura afanítica. Alguns litotipos mostram uma textura clástica ou mesmo uma estrutura eutaxítica. Esses tufos foram caracterizados de acordo com a classificação de Schmid apud BARRADAS (1993), como sendo tufos de lapilli e tufos de cinza (no sentido de “ash tuffs”). Os tufos de lapilli quando observados ao microscópio, apresentam uma textura vitroclástica caracterizada por uma constante associação de componentes vítreos e de fragmentos em proporções variadas, mas sempre predominando o material vítreo. A matriz devitrificada é constituída quase que totalmente por micrólitos e por diminutos grãos de minerais opacos, todos com uma ligeira orientação. Os fragmentos são variados tanto em forma, quanto em tamanho e constituem-se de quartzo, plagioclásio, microclina e raramente de rochas.

Os tufos de cinza são constituídos por fragmentos de até 1 mm de comprimento e compõem-se basicamente por quartzo, microclina e plagioclásio.

3.1.2 - Granito Lajeado

Esta denominação foi proposta por BARRADAS (1993) para designar as rochas anteriormente chamadas de Granito do Carmo por PALERMO (1988). Esta formação está incluída na Suíte Granítica Ipueiras definida inicialmente por BARBOSA et al. (1966) e posteriormente redefinida por GOTTARDO et al. (1995).

Na região de Monte do Carmo, o Granito Lajeado é em grande parte recoberto pelas unidades fanerozóicas da Bacia do Parnaíba e por coberturas detríticas-aluvionares recentes. Devido a presença destas coberturas sua relação estratigráfica com o Grupo Natividade ainda não foi claramente definida.

A unidade é constituída por granitos e granófiros que ocupam as bordas de alguns corpos. Observam-se variações texturais e mineralógicas importantes destacando-se por anfibólio-granitos e leucogranitos subordinados.

Os anfibólitos granitos apresentam granulação grossa, em geral, equigranulares, exceto em algumas porções restritas claramente porfiríticas. Mostram coloração rosada a cinza-esbranquiçada, sendo os principais minerais constituintes microclina, quartzo, plagioclásio e anfibólio como minerais essenciais e varietais. Como acessórios ocorrem biotita, titanita, alanita, zircão e minerais opacos.

Os leucogranitos possuem granulação média a grossa, textura equigranular e coloração predominantemente cinza-esbranquiçada. Em amostras de mão são observadas muitas vezes faixas milimétricas de coloração esverdeada. Tem-se como minerais essenciais microclina, quartzo e plagioclásio e como acessórios ocorrem biotita, titanita, minerais opacos e zircão.

3.1.3 - Geoquímica do Granito Lajeado e das Vulcânicas Ácidas

Os dados geoquímicos apresentados neste item são referentes a análises químicas realizadas no laboratório da empresa Geosol e correspondem a três amostras do Granito Lajeado coletadas nos arredores de Monte do Carmo e duas amostras de rochas vulcânicas provenientes da região imediatamente a norte da mesma cidade. Foram utilizados diagramas de classificação

química baseados nos elementos maiores, elementos traços (Zr, Rb, Y, Nb), elementos terras raras e composição normativa dessas rochas com o objetivo de classificar estas últimas e tentar definir o ambiente geotectônico na qual foram geradas. Os resultados das análises químicas bem como os valores normativos calculados são mostrados na Tabela 1.

Para a classificação química das rochas vulcânicas utilizou-se o diagrama TAS proposto por LE MAITRE (1989). Neste diagrama (Figura 3), as amostras BKL 26K e PN 91 se posicionaram no campo dos riolitos. As rochas plutônicas não puderam ser plotadas neste diagrama devido ao seu elevado teor em SiO_2 ($> 75\%$).

WINCHESTEER & FLOYD (1977) propuseram diversos modos de classificação de rochas vulcânicas utilizando elementos traços considerados imóveis durante os processos secundários como hidrotermalismo e metamorfismo, tais como Zr, Ti, Y e Nb. Segundos estes autores, a razão Zr/TiO_2 funciona como índice de diferenciação e a razão Nb/Y como índice de alcalinidade. Utilizando-se o diagrama SiO_2 vs. Zr/TiO_2 (Figura 4A) as amostras de rochas vulcânicas plotaram novamente no campo dos riolitos. Pôr outro lado, no diagrama Zr/TiO_2 vs. Nb/Y (Figura 4B) a amostra PN 91 situa-se no campo dos riolitos enquanto que a amostra BKL 26K localiza-se no campo dos riodaciotos.

Uma classificação de rochas graníticas de acordo com seus valores normativos de Ab, An e Or foi proposta primeiramente por O'connor apud ROLLINSON (1993) e posteriormente BARKER (1979) redefiniu alguns campos no diagrama. As amostras do Granito Lajeado, quando tratadas neste diagrama, plotaram no campo dos granitos (Figura 5). O primeiro estudo sistemático utilizando elementos traços para a classificação dos granitos conforme o seu ambiente tectônico foi apresentado por PEARCE et al. (1984). Neste estudo, os autores

Tabela 01 - Resultados das análises químicas dos elementos maiores, traços, terras raras e valores normativos calculados para as amostras do granito Lajeado e rochas vulcânicas ácidas.

Oxidos (Wt %)						
	BKL 11A	BKL 10D	BKL 15	BKL 26K	PN 91	
SiO ₂	75,5	75,4	76,9	76,3	75,8	
Al ₂ O ₃	12,5	12,5	12,1	12,2	12,7	
TiO ₂	0,18	0,2	0,1	0,2	0,2	
Fe ₂ O ₃	1,4	1,1	0,9	2,1	0,95	
FeO	0,57	0,85	0,57	0,71	0,71	
MnO	0,03	0,03	0,02	0,03	0,02	
MgO	0,1	0,1	0,1	0,1	0,13	
CaO	0,77	0,73	0,45	0,55	0,44	
Na ₂ O	3,3	3,3	3,4	4	3	
K ₂ O	4,8	4,8	4,7	2,9	5,3	
P ₂ O ₅	0,05	0,05	0,05	0,05	0,05	
Cr ₂ O ₃	0,003	0,003	0,003	0,003	0,003	
NiO	0,003	0,003	0,003	0,003	0,003	
S	0,005	0,005	0,005	0,005	0,005	
Elementos Traços (ppm)						
CL	41	41	39	20	20	
Th	20	18	14	5	10	
Ba	435	514	201	828	819	
Ta	< 5	< 5	< 5	< 5	< 5	
Nb	20	16	23	7	5	
Cs	< 5	< 5	< 5	< 5	< 5	
U	10	10	10	10	10	
Rb	271	251	215	72	210	
Hf	< 8	< 8	< 8	< 8	< 8	
Sr	70	85	32	126	100	
Y	79	79	92	41	23	
Zr	243	252	222	364	205	
Terras Raras						
La	31,26	55,7	26,5	36,27	19,09	
Ce	77,99	130,5	65,81	81,28	39,98	
Nd	39,09	51,97	36,57	37,15	16,14	
Sm	7,599	10,34	9,31	6,725	2,991	
Eu	0,735	0,731	0,433	1,047	0,344	
Gd	6,091	7,658	7,61	5,24	2,169	
Dy	7,236	6,211	7,113	5,184	2,009	
Ho	1,585	1,204	1,423	1,075	0,442	
Er	4,962	3,048	3,845	3,093	1,405	
Yb	4,925	2,217	3,237	3,031	1,194	
Lu	0,63	0,301	0,461	0,435	0,183	
Valores Normativos (Wt %)						
Qz	36,58	36,44	38,36	41,12	37,23	
Or	28,62	28,66	28	17,3	31,57	
Ab	28,12	28,15	28,94	34,1	25,53	
An	3,56	3,36	1,95	2,46	1,9	
C	0,57	0,65	0,7	1,59	1,33	
Hy (En)	0,25	0,25	0,25	0,25	0,33	
Hy (Fs)		0,38	0,25		0,23	
Mt	1,42	1,61	1,31	1,82	1,39	
He	0,43			0,86		
Il	0,34	0,38	0,19	0,38	0,38	
Ap	,11	,11	,11	,11	,11	

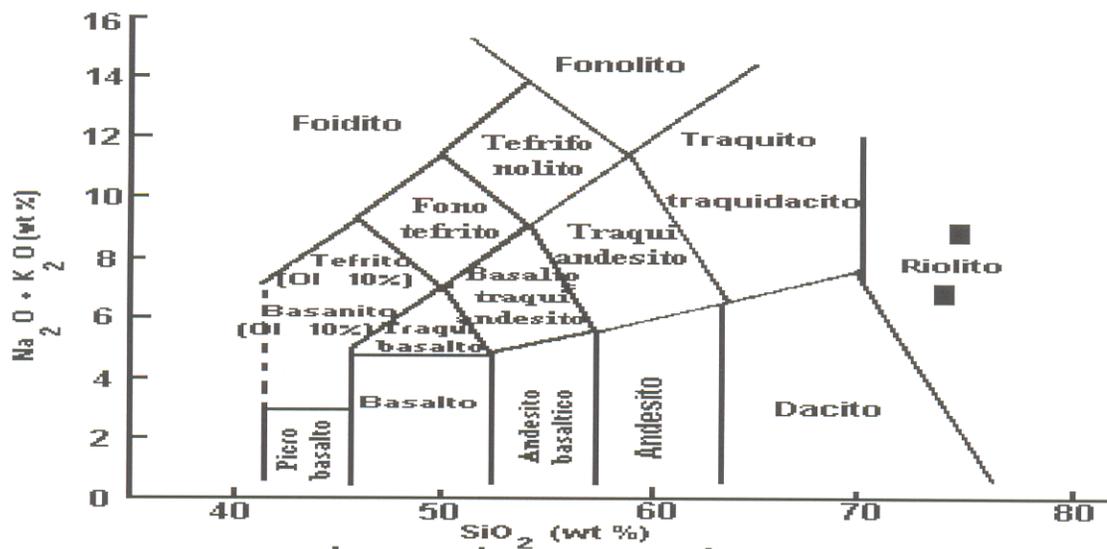


Figura 03 - Diagrama SiO_2 vs. $(\text{NaO} + \text{K}_2\text{O})$ (Le MAITRE 1989), onde se observa que as rochas vulcânicas analisadas são riolitos.

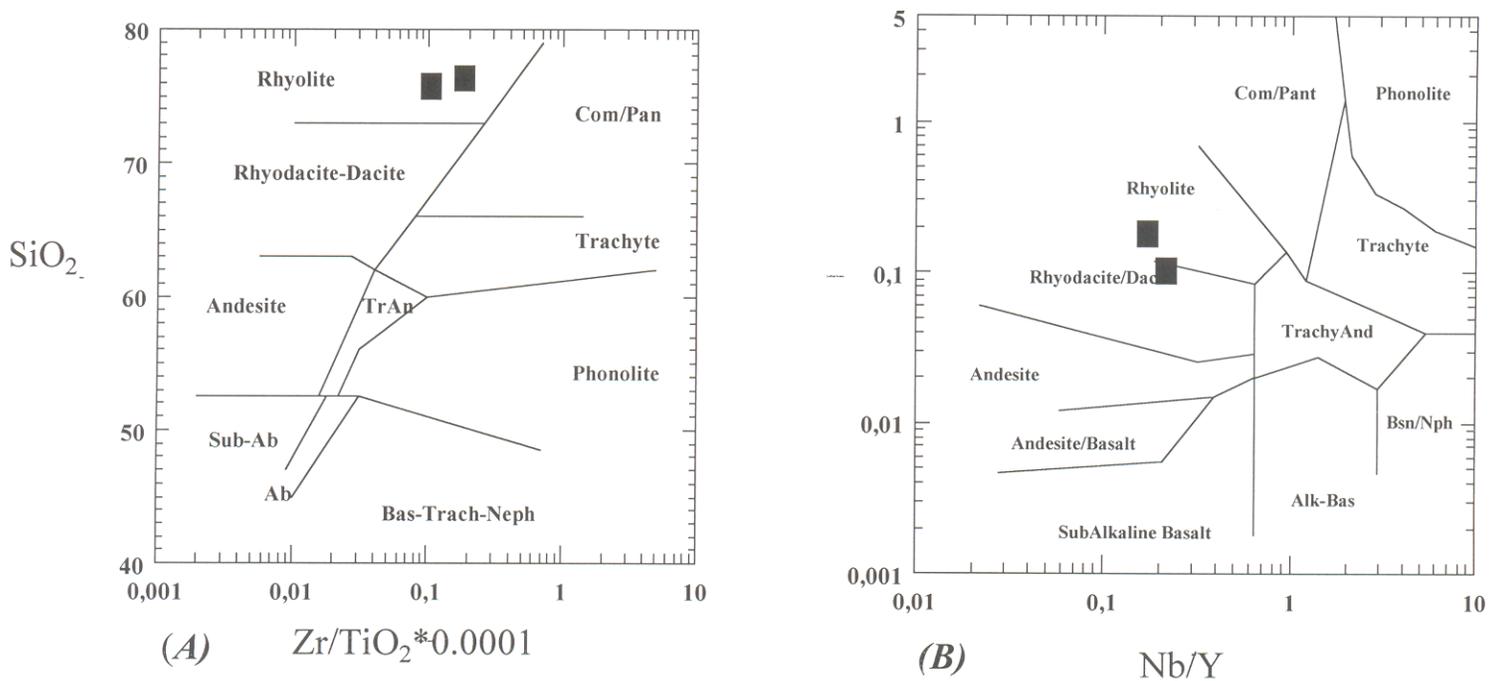


Figura 04 - A) Diagramas SiO_2 vs. Zr/TiO_2 e B) Zr/TiO_2 vs. Nb/Y de WINCHESTER E FLOYD (1977). Observa-se que a amostra PN 91 plota no campo dos riolitos, em ambos os diagramas enquanto que a amostra BKL 26K localiza-se no campo dos riolitos no diagrama A e riocacitos no diagrama B.

distinguiram granitos de cadeias oceânicas, de arcos vulcânicos, intraplacas e colisionais. Foram utilizados os elementos Y, Yb, Rb, Ba, K, Nb, Ta, Ce, Sm, Zr e Hf e, dentre estes, os elementos Y e Nb foram selecionados como sendo os que melhor discriminam os diversos ambientes genéticos para os granitos. Segundo Twist & Harner apud PEARCE et al. (1984), os diagramas com base nos dois elementos acima podem ser também aplicados às rochas vulcânicas ácidas, desde que estas não estejam contaminadas pôr elementos estranhos.

Assim, os diagramas Rb vs. Y + Nb e Nb vs. Y (Figuras 6A e B) mostram que as rochas vulcânicas pertenceriam a um ambiente de arcos vulcânicos enquanto que o Granito Lajeado seria proveniente de um ambiente intraplaca.

O padrão de distribuição dos terras raras (Figura 7A) obtido para o Granito Lajeado evidencia uma moderada anomalia negativa em Eu bem como um moderado enriquecimento em terras raras leves em relação aos terras raras pesados. As anomalias de Eu são controladas principalmente pelos feldspatos, principalmente em magmas félsicos. Assim, a remoção do feldspato na ocasião da cristalização fracionada ou da fusão parcial de uma rocha controlará a amplitude da anomalia em Eu.

O padrão de distribuição das terras raras para as rochas vulcânicas (Figura 7B) mostra novamente uma anomalia negativa em Eu, desta vez, de amplitude fraca a moderada e como observado para o Granito Lajeado, as rochas vulcânicas apresentam igualmente um enriquecimento dos terras raras leves em relação aos terras raras pesados.

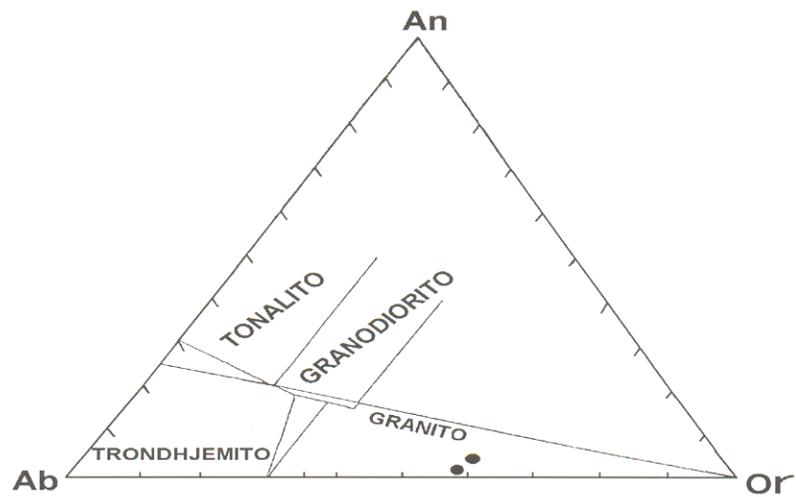


Figura 05 - Classificação de rochas graníticas com base em sua composição normativa (Ab, An e Or) de BARKER (1979) para o granito Lajeado.

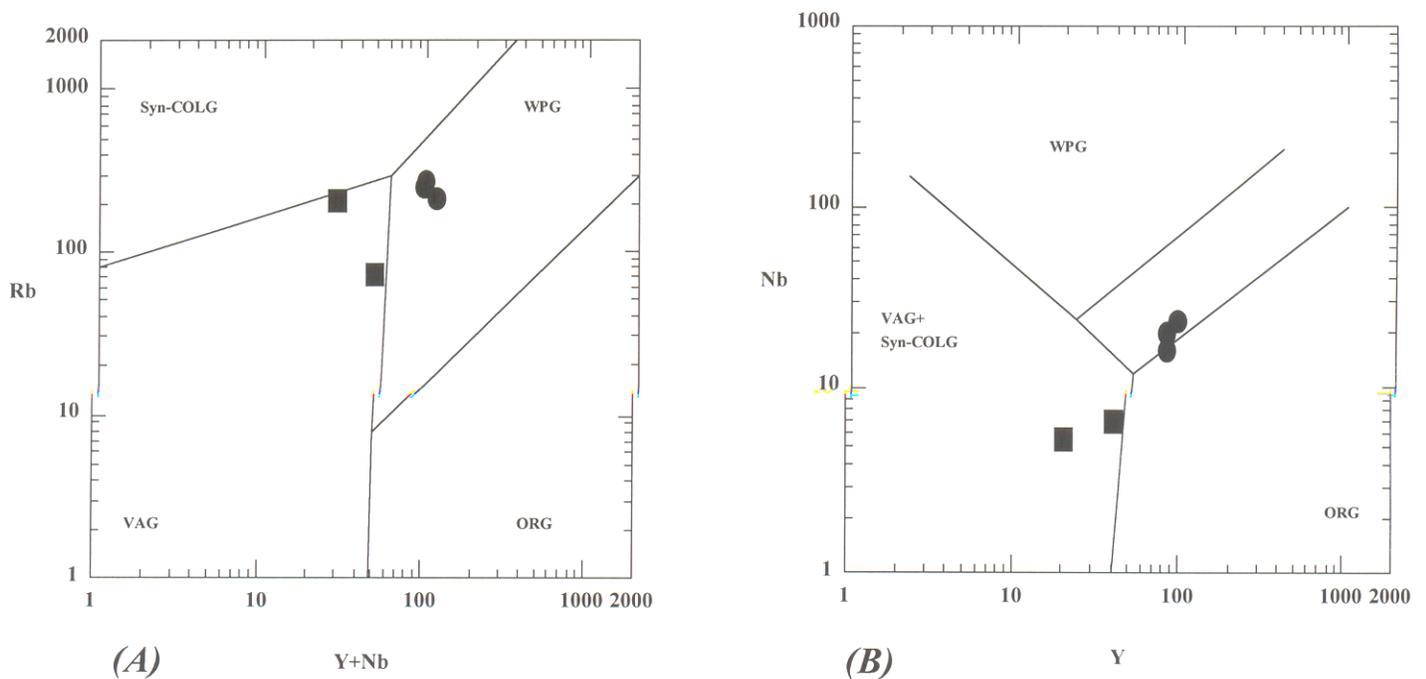
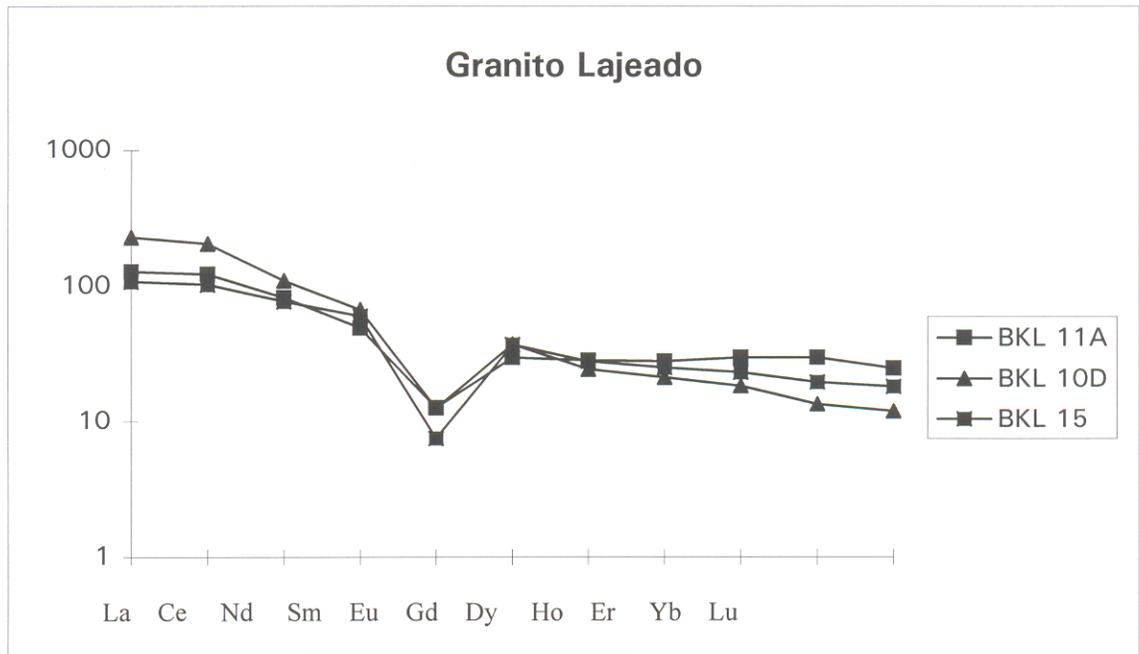
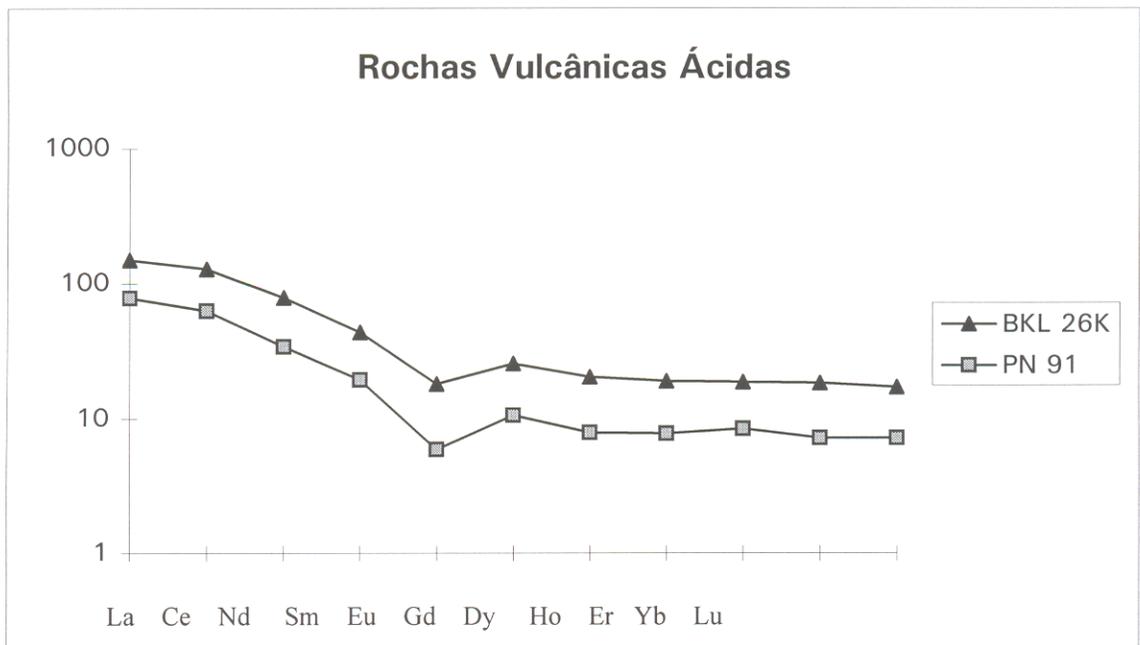


Figura 06 - Diagrama Rb vs. I + Nb (A) e Nb vs. Y (B) para as rochas vulcânicas ácidas e o granito Lajeado. Estes diagramas indicam para as rochas vulcânicas ácidas um ambiente de arcos vulcânicos e para o granito Lajeado um ambiente intraplaca. ● Granito Lajeado ■ Rochas vulcânicas ácidas.



(A)



(B)

Figura 07 - Padrão de terras raras para o Granito Lajeado (A) e para as rochas vulcânicas ácidas (B).

3.2 - GRANITÓIDE TORRE

Na área do Morro do Lajeado, localizado a cerca de 10 km de Porto Nacional ocorrem pequenos corpos de natureza tonalítica, que são intrusivos na Formação Morro do Aquiles, denominado por MEIRELES (1995) de Granitóide Torre.

Este granitóide exhibe diversas fácies, predominando um tonalito cinza anisotrópico de granulação média, freqüentemente encontrado nas encostas do Morro do Lajeado. Outra fácies igualmente importante corresponde a um microtonalito de coloração cinza escuro e um dacito pórfiro com fenocristais de plagioclásio em matriz afanítica que ocorre na forma de um dique (MEIRELES, 1995).

Apresenta, muitas vezes, uma alternância de faixas que ora mostram uma proeminente foliação milonítica, ora mostram um granitóide pouco ou nada deformado (MEIRELES, 1995).

Ocorrem ainda pequenos morrotes situados no extremo sudeste do Morro do Lajeado, que correspondem a corpos pegmatóides com mineralogia representada por quartzo, muscovita, microclína, plagioclásio, turmalina e em menor quantidade de granada e opacos (MEIRELES, 1995).

3.3 - VEIOS DE QUARTZO MINERALIZADOS

Tanto o Granito Lajeado como as rochas vulcânicas são cortados por zonas de cisalhamento, normalmente orientadas segundo a direção submeridiana. Estas ocorrem isoladamente ou em feixes, com espessura individual centimétrica a métrica e extensão longitudinal variável. Estas zonas são portadoras de veios de quartzo que podem ter estrutura

maciça e cataclástica. Os veios são compostos essencialmente de quartzo leitoso, ligeiramente rosado ou enfumaçado, com sericita e sulfetos em quantidade subordinada.

Dentre os sulfetos, predominam a galena, seguida pela pirita, calcopirita e esfalerita que podem ocorrer disseminados ou em massas centimétricas a decimétricas. O ouro pode ocorrer livre e associado ao quartzo ou, então como inclusões na pirita e esfalerita.

CUNHA et al. (1995) realizaram, em escala regional, uma análise estatística dos lineamentos que controlam os veios portadores de depósitos auríferos e dividiu-os em quatro grupos: o primeiro, mais expressivo, apresenta um *trend* NW-SE e engloba veios de quartzo tabulares que são mineralizados a ouro e fases sulfetadas que ocorrem principalmente na borda. O segundo e terceiro grupos possuem trends NNE e ENE respectivamente e são constituídos por veios sinuosos e com feições do tipo *crack-seal*, que acompanham a foliação milonítica da zona de cisalhamento principal e veios tabulares controlados por reativações ao longo da zona de cisalhamento principal. Inclui-se aqui os garimpos do Fofoca e Dourado, bem como a maioria daqueles estudados neste trabalho, entre eles os garimpos Dr. Antônio, Santa Rosa e da Bateia. O quarto e último grupo, de orientação preferencial E-W, inclui zonas de clivagem frágeis e fraturas frágeis-dúcteis onde os veios são tabulares com pouca ou nenhuma fase sulfetada associada, tendo-se como exemplo o garimpo do Roberto. O autor concluiu com este estudo que os veios do primeiro grupo são os que apresentam maior probabilidade para o desenvolvimento das mineralizações auríferas.

Um primeiro modelo genético para as mineralizações auríferas da região de Monte do Carmo foi proposto por PALERMO (1988). Neste trabalho, a autora conclui que fluidos hidrotermais relacionados a fases tardias do magmatismo Lajeado teriam lixiviado formações

regionais (Complexo Porto Nacional e Formação Morro do Aquiles), ou extraído elementos metálicos e o próprio ouro do magma granítico precipitando-os em zonas de dilatação. Posteriormente, BARRADAS (1993), utilizando o método Pb-Pb em galenas obteve novas informações a respeito da origem e da idade das mineralizações associadas. Combinando a reta definida pelas galenas com a curva de crescimento global do Pb terrestre de CUMMING & RICHARDS (1975), BARRADAS (1993) obteve dois interceptos, um inferior em $2109 \pm 74/-80$ Ma e outro superior em $552 \pm 59/-52$ Ma. O intercepto inferior forneceria a idade do material fonte das mineralizações, enquanto que o intercepto superior indicaria o momento da incorporação do Pb nas galenas. Analisando em conjunto as composições isotópicas do Pb das galenas, do Granito Lajeado e das rochas vulcânicas ácidas o autor concluiu que o Pb contido nas galenas teve como origem principalmente o Granito Lajeado e as rochas vulcânicas associadas.

3.3.1 - Filonitos Encaixantes

Nas rochas encaixantes, próximo aos veios são observadas marcantes modificações mineralógicas e texturais provocadas pela deformação cisalhante e pela alteração hidrotermal. Estas transformações foram estudadas por FERREIRA (1992) que distinguiu quatro estágios de deformação/alteração hidrotermal.

O primeiro estágio que corresponde a fase de pré-deformação/alteração hidrotermal e é representada pelo granito pouco ou não deformado.

No estágio inicial de alteração/deformação hidrotermal a textura original da rocha esta preservada, porém já se observam sensíveis modificações na composição da rocha. Os minerais ferro-magnesianos como anfibólio e biotita exibem significativas transformações como

a sua total alteração. Estas transformações produzem uma fase final neoformada composta por epidoto, sericita, estilpnomelana, clorita, carbonato e quartzo. Nos minerais félsicos a transformação é menor, podendo ocorrer grande geração de sericita no plagioclásio, de argilo minerais nos feldspatos potássicos e ainda há possibilidade de formação de hematita submicroscópica no feldspato alcalino.

O estágio intermediário de deformação/alteração hidrotermal é marcado pela intensa sericitização dos feldspatos. Nesta fase os minerais máficos já foram totalmente transformados e a rocha exibe uma coloração esverdeada. Os plagioclásios que ainda não foram totalmente transformados para sericita, exibem feições de deformação mecânica como “kinks” e maclas encurvadas.

O estágio avançado ou crítico de deformação/alteração hidrotermal corresponde a rochas cataclásticas ou miloníticas com coloração esverdeada e raramente verde escuro. Este estágio caracteriza-se pela associação quartzo-sericita-carbonato. Ocorrem ainda, em pequenos cristais, zircão, titanita, bem como minerais opacos, fundamentalmente sulfetos alojados nos planos de foliação da rocha ou na forma de cristais isolados.

As amostras BCL3C1, BCL3C2, utilizadas para o estudo geocronológico dos filonitos encaixantes enquadram-se no estágio intermediário de alteração hidrotermal apresentando uma associação mineralógica semelhante a citada para este estágio, onde ocorrem ainda uma pequena quantidade de biotita residual. As amostras BCL3C3 e BCLA1 apresentam as mesmas características das rochas do estágio crítico ou avançado de alteração hidrotermal. Observa-se ainda a presença de minerais como a clorita e a biotita residuais em quantidade fortemente subordinada.

3.3.2 - Estudo da Inclusões Fluidas

Dentre as inclusões estudadas puderam ser reconhecidos três tipos, descritos a seguir:

3.3.2.1 - Inclusões do Tipo I

São as inclusões predominantes e encontram-se em todas as amostras estudadas. Tem composição aquo-carbônica a carbônica, apresentam dimensões de cerca de 10 a 30 μ m e exibem formas variadas, desde irregulares até arredondadas ou em cristais negativos. Ocorrem principalmente em grupos dispostos aleatoriamente no interior dos cristais, indicando uma origem primária. São geralmente bifásicas à temperatura ambiente, podendo, porém ser observadas também inclusões trifásicas. O grau de preenchimento destas inclusões ($F=Vl/Vt$) varia desde 0,10 até 0,50.

Existem também inclusões com F muito pequeno, em torno de 0,05 a 0,10. Estas são consideradas como carbônicas e existem em quantidade bastante subordinada, porém podem estar associadas a inclusões com F maiores e ocorrem também no interior dos grãos. Estas inclusões correspondem provavelmente a termos extremos das inclusões tipo I e são produzidas por imiscibilidade no fluido aquo-carbônico, processo este já observado em diversos outros depósitos auríferos como citados por SANTOS (1996), WALSH et al. (1988) e XAVIER (1991).

Todas estas inclusões congelaram entre as temperaturas de -100 e -110°C, e obteve-se para a fusão do CO₂ (TfCO₂) desde -56,3 até -57,4°C, mostrando três picos principais (Figura 8 A). Um dos picos é -56,7 (ponto tríplice do CO₂ = -56,6), o que indica uma fase carbônica quase pura. Não foram realizadas análises de espectrometria Raman para a confirmação da pureza da fase carbônica, entretanto a variação de até +0,3 e -0,6 em relação a temperatura

padrão de fusão do CO₂ pode ser atribuída a imprecisões de leitura à instabilidade no equipamento, ou mesmo a impurezas.

A temperatura de fusão dos clatratos (TfCla) variou entre +6 e +10°C (Figura 8B) fornecendo uma salinidade abaixo de 7% (Figura 8C). Utilizando-se a equação de Parry :

$\% NaCl = 15,52022 - 1,02342T - 0,05286T^2$ onde:

% NaCl= Equivalente em peso do NaCl e T=TfCla

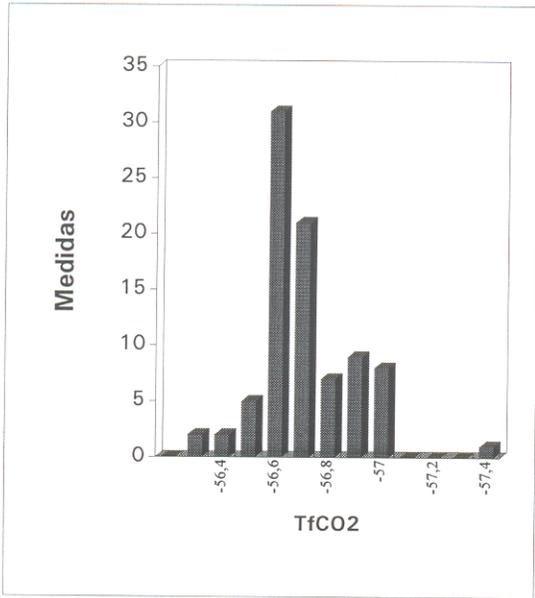
Esta salinidade, relativamente baixa é compatível com aquela encontrada freqüentemente em depósitos auríferos de zonas de cisalhamento como demonstrado por HO et al. (1985) e citado por SANTOS (1996).

A fase carbônica homogeneizou no estado líquido, sendo que as temperaturas variaram desde 9°C até 24°C. Estas temperaturas indicam uma densidade da fase carbônica entre 0,59 e 0,89g/cm³ (Figura 8D).

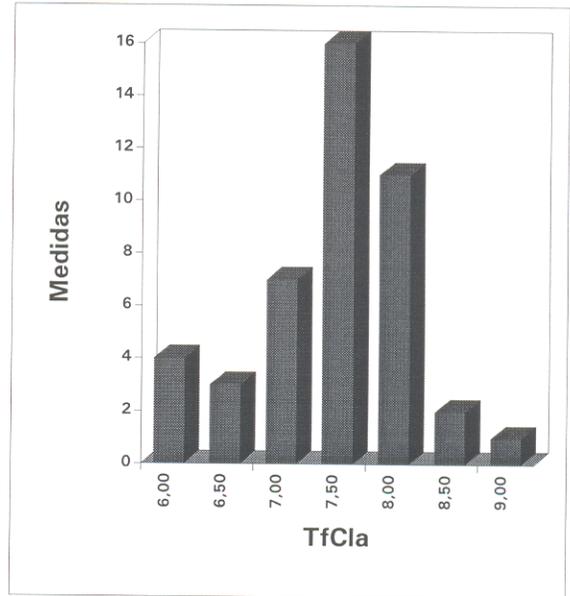
Grande parte destas inclusões quando aquecidas a temperaturas superiores a 250°C decrepitarão, entretanto puderam ser medidas algumas temperaturas de homogeneização total entre 300°C e 350°C. A partir destas temperaturas, do grau de preenchimento e com a utilização do programa Flincor obteve-se uma pressão de aprisionamento entre 7 e 8 Kbars.

3.3.2.2 - Inclusões do Tipo II

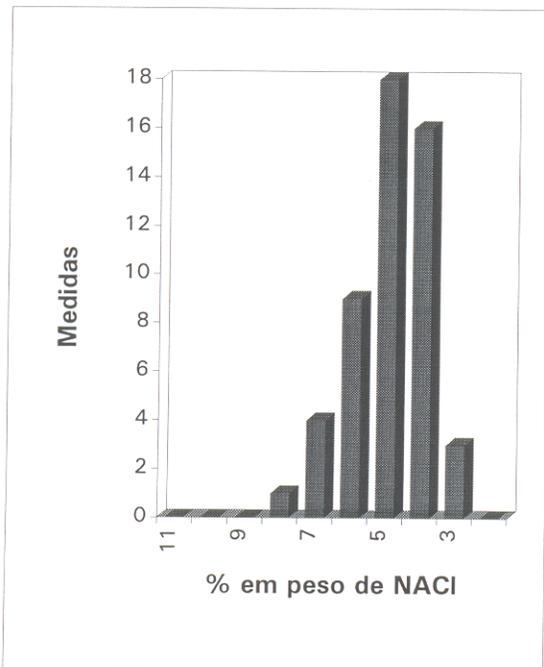
Este grupo de inclusões foi observado em apenas uma amostra estudada, ocorrendo associado aos tipos I e III. Apresentam dimensões inferiores a 25 µm e formas irregulares a arredondadas com grau de preenchimento (F) de 0,95 a 0,80. Ocorrem dispostas



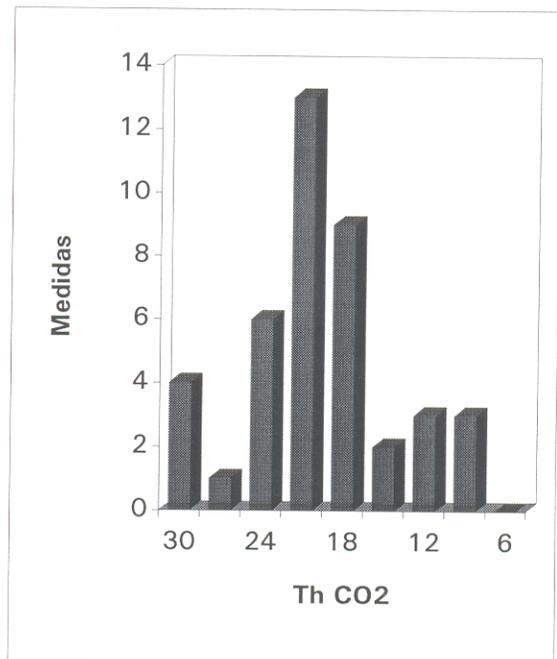
(A)



(B)



(C)



(D)

Figura 08 - (A) - Histograma das temperaturas de fusão do CO₂. (B) - Histograma das temperaturas de fusão dos clatratos. (C) - Gráfico de freqüenciado percentual equivalente em peso de NaCl. (D) - Gráfico de freqüência das temperaturas de homogeneização do CO₂. Todos para as inclusões tipo I e II.

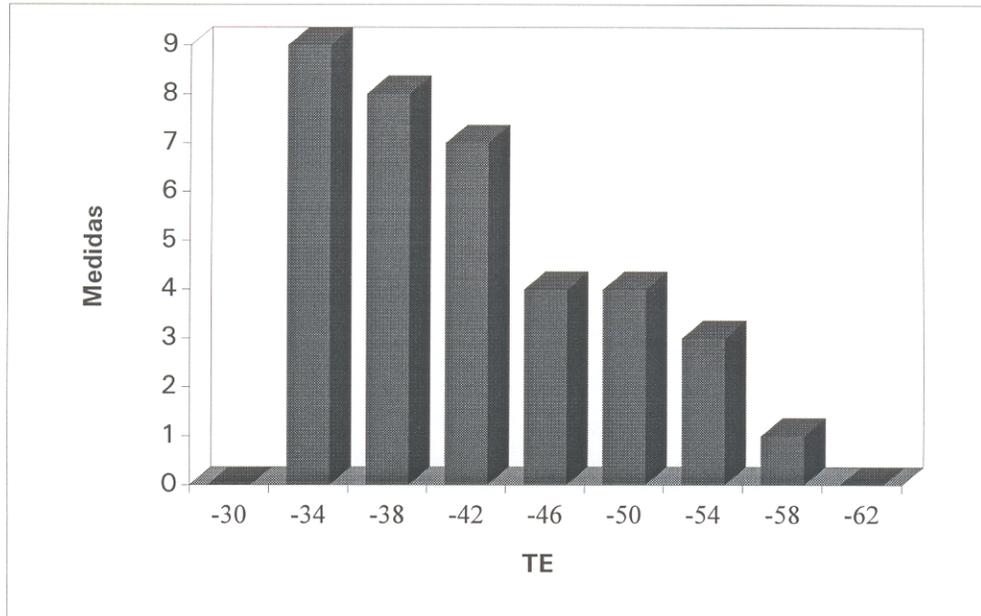
aleatoriamente no interior dos grãos, interpretadas assim como de origem primária. São inclusões claras e bifásicas em temperatura ambiente. A temperatura do seu ponto eutético não pode ser medida devido ao seu reduzido tamanho. A temperatura de fusão do gelo variou entre 3°C e 0°C evidenciando uma baixíssima salinidade, o que faz com que estas inclusões sejam interpretadas como provenientes de fluidos de águas meteóricas.

3.3.2.3 - Inclusões do Tipo III

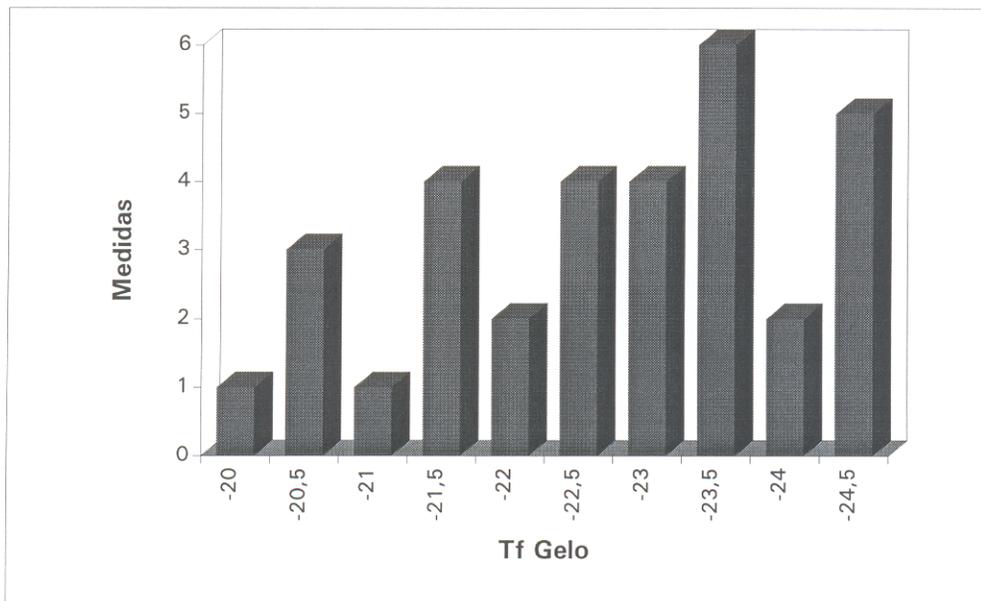
Estas inclusões ocorrem em todas as amostras estudadas e possuem tamanhos inferiores a 30µm e exibem formas irregulares até levemente arredondadas. São observadas em porções restritas das amostras, ao longo de fraturas cristalizadas, que podem ou não atravessar os limites dos cristais. Elas foram interpretadas como pseudo-secundárias e secundárias, segundo os critérios de ROEDDER (1984). São geralmente bifásicas em temperatura ambiente e apresentam grau de preenchimento $F=0,8$ a $0,7$. Foram observadas raramente duas fases sólidas, provavelmente a calcita (CaCO_3) em cristais prismáticos e a nahcolita (NaHCO_3).

Como para as inclusões tipo I foram obtidas poucas temperaturas de homogeneização total, entretanto elas mostraram uma temperatura de aprisionamento entre 150°C e 250°C, mais baixa que as inclusões carbônicas e aquo-carbônicas.

As temperaturas da primeira fusão do gelo mostraram fortes variações (Figura 9A) entre -34°C e -54°C, entretanto eutéticos com temperaturas entre -50° e -54° C são característicos do sistema $\text{H}_2\text{O}-\text{NaCl}-\text{CaCl}_2$ que apresenta temperatura padrão do eutético de -52,2° e de -55°C para o seu eutético metaestável. Além disso, segundo SHEPHERD et al. 1985, considerando-se que KCl e MgCl_2 são componentes menores nos fluidos e que as características físicas dos



(A)



(B)

Figura 09 - (A) - Histograma para as temperaturas do eutético e (B) para as temperaturas de fusão final do gelo, para as inclusões tipo IV.

hidratos MgCl_2 e CaCl_2 são similares, a maioria dos fluidos pode ser perfeitamente representada pelo ternário $\text{H}_2\text{O}-\text{NaCl}-\text{CaCl}_2$.

O registro de temperaturas do ponto eutético de aproximadamente -40°C , cerca de 10°C acima do ponto teórico, pode ser devido a grande dificuldade que existe na visualização das mudanças de fase nas inclusões. No sistema $\text{H}_2\text{O}-\text{NaCl}-\text{CaCl}_2$, além da hidrohalita ($\text{NaCl}\cdot 2\text{H}_2\text{O}$) ocorre também a formação da antarctita ($\text{CaCl}_2\cdot 6\text{H}_2\text{O}$) que são hidratos de granulação muito fina que aparecem após a primeira fusão do gelo. Em teoria, antes da fusão final do gelo deveria ocorrer primeiramente a fusão da antarctita e em seguida a fusão da hidrohalita. Em função de problemas de observação ocasionados pelo tamanho reduzido das inclusões estas mudanças não puderam ser observadas no instante exato em que ocorreram. Este fato pode explicar talvez a presença de pontos eutéticos muito acima da temperatura teórica.

No que se refere a salinidade, esta não pode ser calculada em termos de concentração de Na e Ca, pois não se obteve nenhuma medida de fusão de hidrato. Entretanto, considerando-se as temperaturas de fusão do gelo, ela parece ser superior a 22% em peso de NaCl.

4 - GEOCRONOLOGIA

4.1 - AVALIAÇÃO DOS RESULTADOS

4.1.1 - Rochas Vulcânicas Ácidas

Foram selecionados zircões destas rochas para a datação através do método Pb-Pb por evaporação em zircões. Para a análise no espectrometro de massa foram separados doze zircões. Dentre estes, alguns mostravam-se bem cristalizados, automórficos, com hábito bipiramidal, arestas retilíneas e translúcidos. Como a quantidade destes zircões era reduzida analisou-se também, dentre os doze zircões, alguns com características metamícticas. Estes eram automórficos, bipiramidais, com arestas retilíneas, porém com coloração castanho escuro, pouco translúcidos, fraturados e mais magnéticos que aqueles descritos acima.

Assim, dos doze zircões analisados por espectrometria de massa, cinco atenderam aos critérios básicos adotados no LGI/UFPa (vide item 1.3.3), sendo que estes cristais forneceram uma idade preliminar de 2137 ± 12 Ma.

Analisando-se o diagrama Idade (Ma) vs. Número de Blocos (Figura 10 A), que mostra os resultados analíticos fornecidos pelos cinco zircões, observou-se que três cristais, VUMC/07, o VUMC/08 e o VUMC/12, forneceram um platô de idade bem definido com número elevado de blocos de razões $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ e baixo erro analítico. Outros dois cristais, o VUMC/03 e o VUMC/10 forneceram, cada um deles, blocos com elevado erro analítico e idades variáveis. Em particular, o cristal VUMC/03 que forneceu uma idade individual de 2043 ± 50 Ma, cerca de 100 Ma inferior a idade média obtida de 2137 ± 12 Ma.

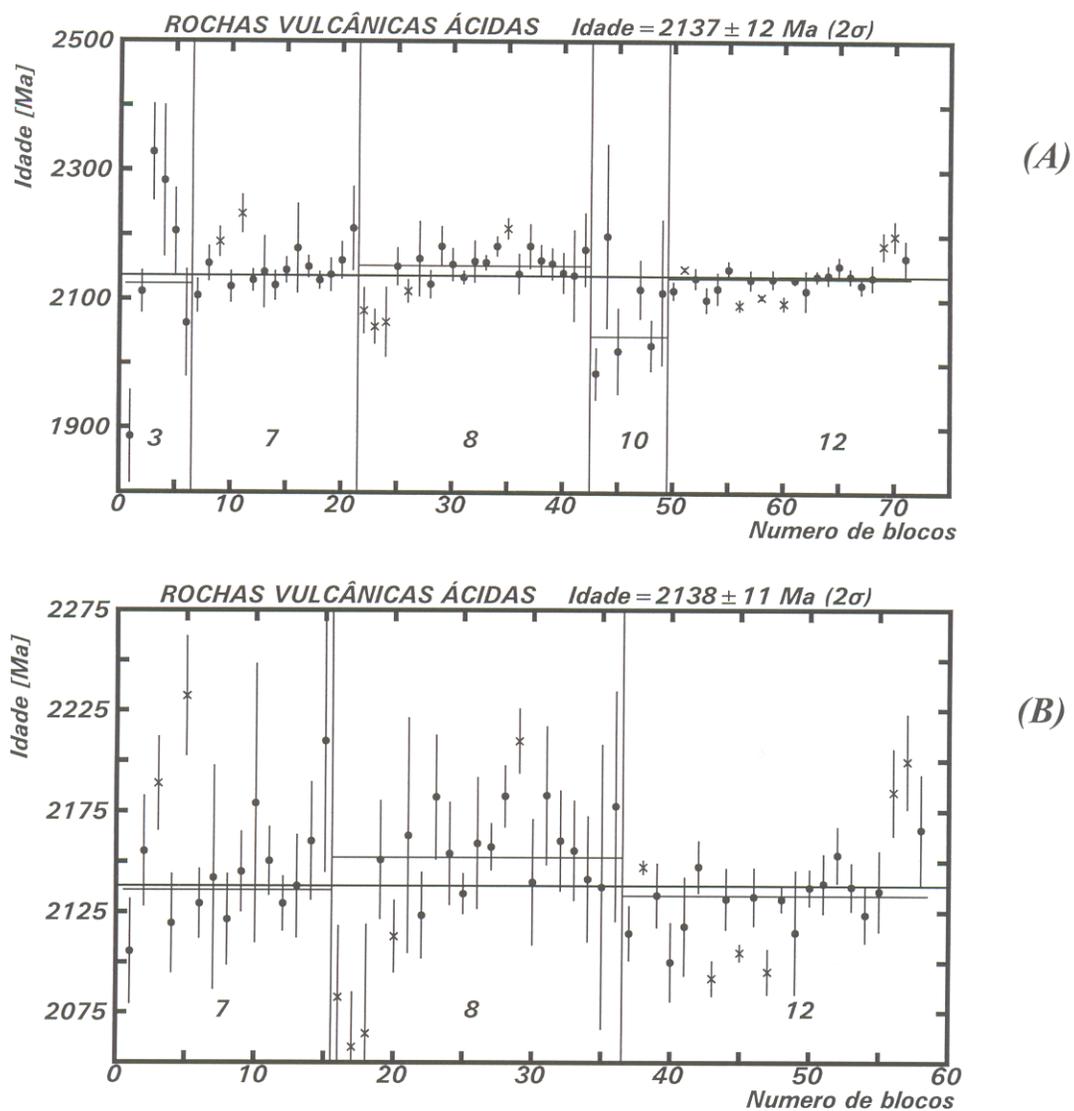


Figura 10 - (A e B) - Diagrama Idade vs. Número de Blocos para as rochas vulcânicas ácidas. Adotou-se a idade de 2138 ± 11 Ma (B) para época de cristalização destas rochas.

Tabela 02 - Resultados analíticos para os zircões utilizados no cálculo final da idade das rochas vulcânicas ácidas.

ROCHAS VULCÂNICAS ÁCIDAS							
Zircão	Número de blocos	Número de razões	$(^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_c$	2σ	Idade (Ma)	2σ	
VUMC/03	6	30	0,1309	0,0004	2124	102	
VUMC/07	13	78	0,1328	0,0005	2136	13	
VUMC/08	16	96	0,1340	0,0004	2152	11	
VUMC/10	6	36	0,1258	0,0018	2043	50	
VUMC/12	16	96	0,1326	0,0003	2133	7	
57 Blocos		342 Razões			Idade :	2137	12

Numa segunda fase, devido ao elevado erro analítico obtido no cálculo das suas idades, os zircões VUMC/03 e VUMC/10 foram excluídos. Obteve-se, com os três zircões restantes, uma idade de 2138 ± 11 Ma (Figura 10 B e Tabela 2), semelhante àquela obtida anteriormente, porém com um erro analítico inferior. Em função disso, adotou-se este último resultado como representativo da idade de cristalização das rochas vulcânicas ácidas.

4.1.2 - Granito Lajeado

Esta unidade foi analisada através do método Pb-Pb por evaporação em zircão. Para tal, foram selecionados vinte cristais de zircões para a análise no espectrômetro de massa, sendo que, os primeiros cristais escolhidos eram bem cristalizados, bipiramidais, com arestas retilíneas, translúcidos e de coloração castanho claro. Foram também analisados, devido a reduzida quantidade dos cristais descritos acima, zircões com características metamícticas. Estes, eram também bipiramidais, com arestas retilíneas, porém translúcidos e de coloração castanho escuro, além de um pouco fraturados.

Após a análise no espectrômetro de massa, verificou-se que doze dos cristais analisados não atendiam aos critérios básicos adotados no LGI/UFPa (ver item 1.3.3). Dentre os zircões excluídos estavam todos os metamícticos, com exceção do GRLA/12, que será discutido posteriormente.

Os oito cristais restantes forneceram uma idade de 1985 ± 103 Ma (Figura 11A). Como o erro analítico desta idade é elevado, foram eliminados, numa segunda etapa, blocos de baixa temperatura e também o cristal GRLA/12, que forneceu uma idade de 1694 ± 34 Ma, inferior à idade média obtida. Este cristal foi eliminado do cálculo também por sua provável

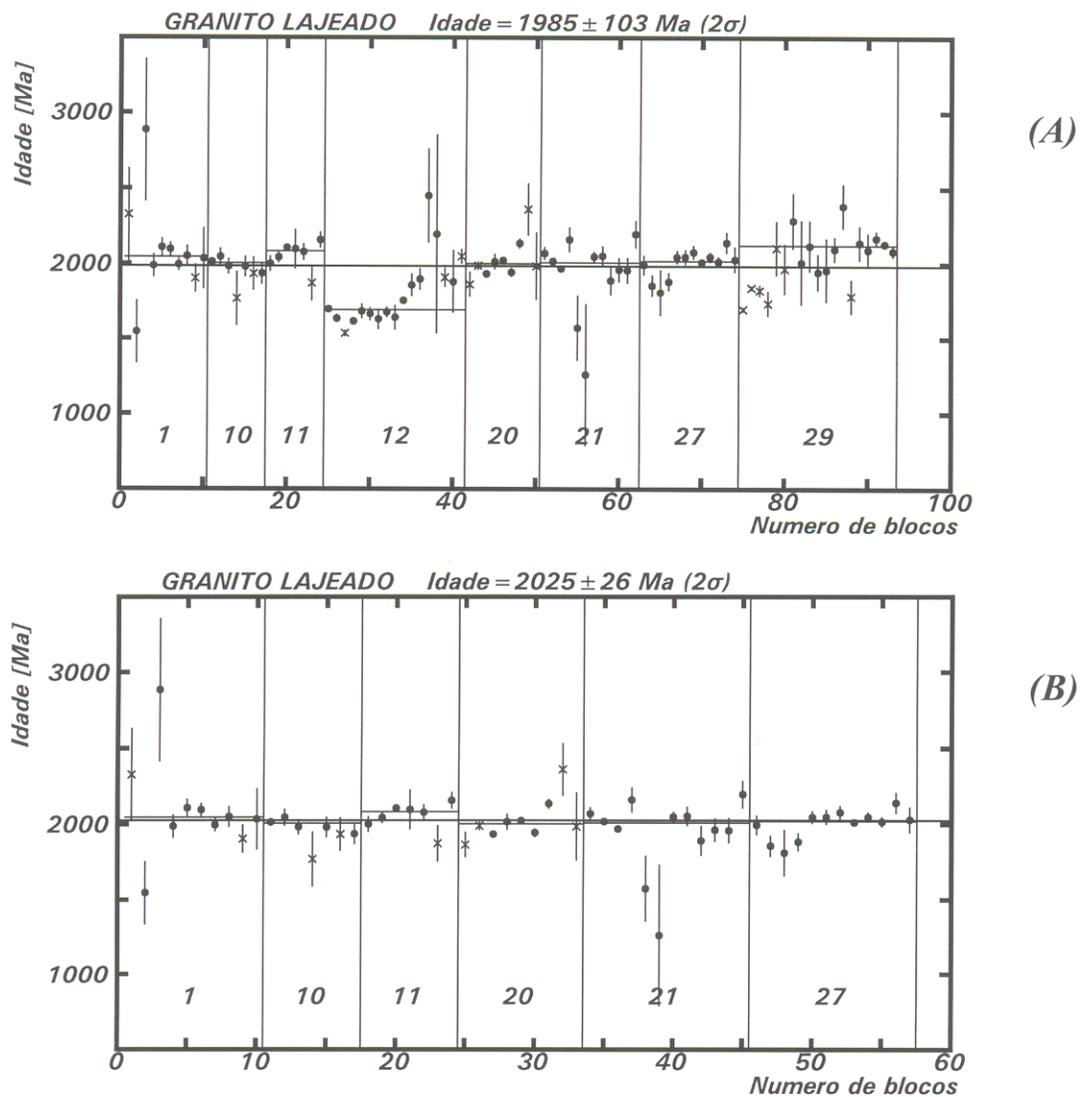


Figura 11 - (A e B) - Diagramas Idade vs. Número de Blocos para o Granito Lajeado. Foi adotada a idade de 2025 ± 26 Ma, para a sua cristalização.

Tabela 3 - Resultados analíticos obtidos para os zircões utilizados no cálculo da idade do granito Lajeado.

GRANITO LAJEADO

Zircão	Número de Blocos	Número de Razões	(²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁴ Pb)	2σ	Idade (Ma)	2σ	
GRLA/01	8	48	0,1256	0,0023	2045	65	
GRLA/10	5	30	0,1233	0,0012	2006	37	
GRLA/11	6	36	0,1286	0,0014	2082	39	
GRLA/20	5	30	0,1228	0,0018	2001	54	
GRLA/21	10	60	0,1235	0,0011	2010	34	
GRLA/27	8	48	0,1253	0,0009	2034	27	
54 Blocos		324 Razões		Idade :		2025	26

metamictização, o que pode provocar a perda do Pb radiogênico fazendo com que a idade obtida seja inferior.

Pode-se destacar também o zircão GRLA/29 que forneceu uma idade de 2123 ± 35 Ma, cerca de 100 Ma mais antiga que a idade média obtida. Tal idade pode ser causada, provavelmente, pela presença de um componente de Pb herdado da rocha fonte. Este cristal foi também eliminado do cálculo, obtendo-se agora, com os seis zircões restantes, uma idade de 2025 ± 26 Ma (Figura 11B e Tabela 3) que foi considerada como a época de cristalização do Granito Lajeado.

Os demais cristais utilizados no cálculo final da idade mostraram platôs de idades bem definidos o que se refletiu o baixo erro analítico do resultado.

4.1.3 - Granitóide Torre

Os zircões desta unidade foram analisados através do método Pb-Pb por evaporação em zircão e provêm da fração menos magnética que se pode obter.

Foram selecionados, para a análise em espectrômetro de massa doze zircões. Estes, apresentavam coloração castanho claro a acinzentados e relação comprimento/largura entre 2:1 e 4:1. São bipiramidais, automórficos a sub-automórficos, pouco translúcidos e possuem faces corroídas.

Destes doze zircões, após análise por espectrometria de massa, restaram quatro cristais considerados adequados para o cálculo da idade, de acordo com os critérios adotados no LGI/UFPa (vide item 1.3.3). Estes quatro cristais forneceram uma idade preliminar de 2031 ± 145 Ma.

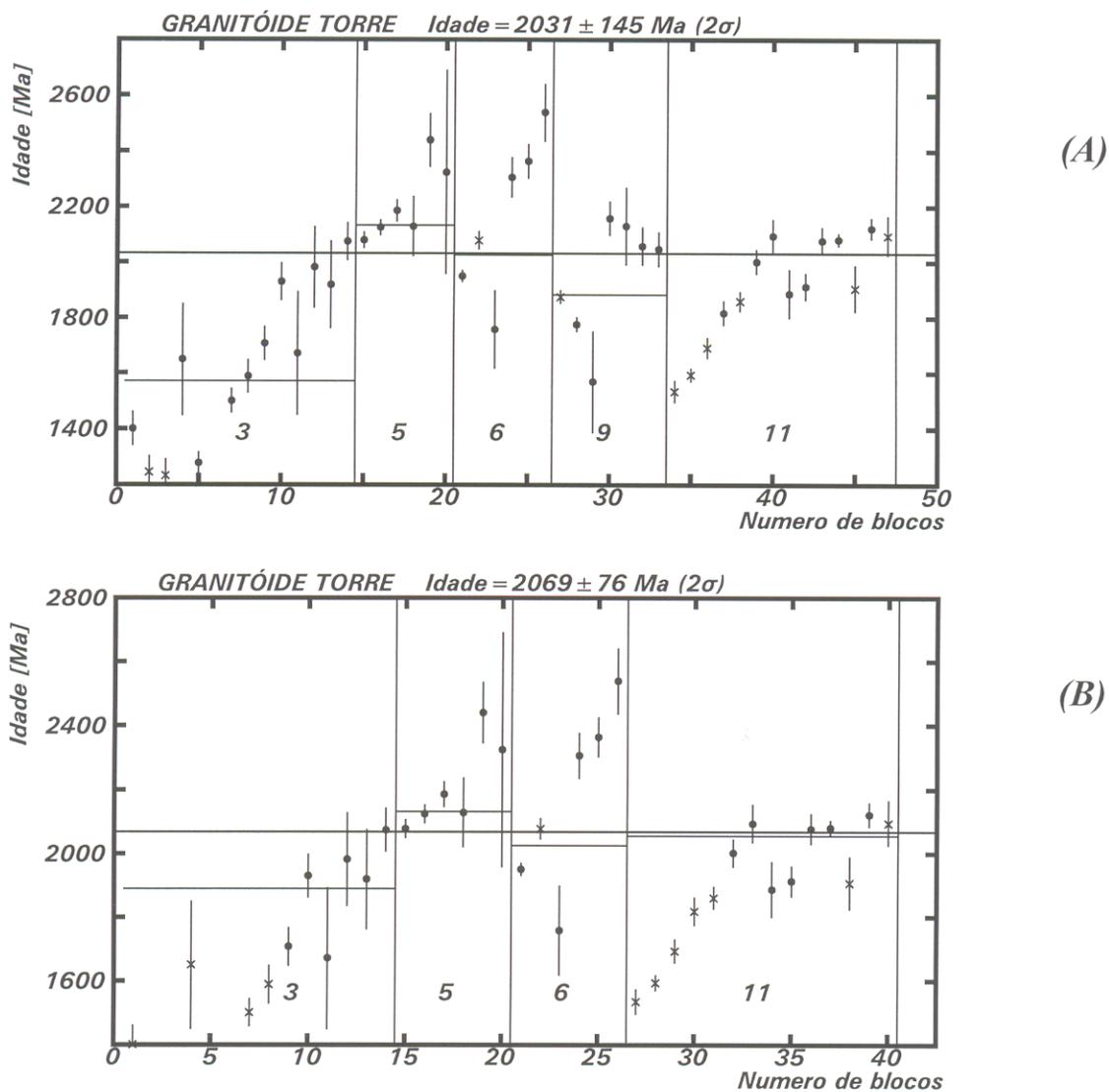


Figura 12 - (A e B) Diagramas Idade vs. Número de Blocos para o granitóide Torre. A idade de 2069 ± 76 Ma foi considerada como a idade mínima para a cristalização desta unidade.

Tabela 4 - Resultados analíticos obtidos para os zircões utilizados no cálculo da idade do Granitóide Torre.

GRANITÓIDE TORRE						
Zircão	Número de Blocos	Número de Razões	$(^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})$	2σ	Idade (Ma)	2σ
GRCI/03	6	36	0,1142	0,0042	1891	133
GRCI/05	6	36	0,1322	0,0022	2132	63
GRCI/06	5	30	0,1229	0,0053	2026	171
GRCI/11	7	42	0,1266	0,0020	2056	54
24 Blocos		144 Razões	Idade :		2069	76

Observando-se o diagrama Idade (Ma) vs. Número de Blocos (Figura 12A), percebe-se que, em geral, os zircões fornecem blocos com idades variadas e sem apresentar platôs de idade bem definidos. Nos zircões que exibem acentuados sinais de metamictização como os cristais GRCI/03 e GRCI/11, as idades obtidas nos blocos de baixas temperaturas ficaram na faixa de 1440 Ma a 1660 Ma. No caso do zircão GRCI/03, as idades aumentaram até cerca de 2000 Ma sem atingir um platô de idade, ao contrário do cristal GRCI/11 onde houve também um aumento nas idades, porém, pode-se identificar um platô de idade, ainda que mal definido, em torno de 2000 Ma. Tem-se ainda o cristal GRCI/09 que também forneceu um platô de idade mal definido em torno de 2000 Ma.

Analisando-se a figura 12A observa-se ainda os zircões GRCI/05 e GRCI/06 que não apresentaram platôs de idade bem definidos, sendo que as idades seguem um “trend” crescente, desde aproximadamente 1,9 Ga até uma idade máxima de cerca de 2,5 Ga, observada no cristal GRCI/06.

Em função do exposto acima e do alto erro analítico obtido para o resultado fez-se uma seleção suplementar dos blocos e zircões utilizados no cálculo. Foram eliminados agora, blocos com idades muito afastadas da média, bem como aqueles que apresentavam um erro analítico muito elevado. Obtendo-se finalmente uma idade de 2069 ± 76 Ma (Figura 12B e Tabela 04).

Este resultado, devido a reduzida quantidade de blocos, bem como a não obtenção de um platô de idade bem definido, deve ser considerado apenas como indicativo da época de cristalização, neste caso, uma idade mínima para o Granitóide Torre.

4.1.4 - Filonitos Encaixantes

Para o estudo geocronológico através do método Rb-Sr dos filonitos encaixantes utilizou-se quatro amostras em rocha total provenientes da borda dos veios mineralizados que foram totalmente transformadas mineralogicamente e texturalmente por processos hidrotermais e de cisalhamento. Utilizou-se ainda uma amostra de carbonatos proveniente de veios de dimensões milimétricas associados aos filonitos encaixantes. As amostras foram coletadas no garimpo Dourado (BCL 01 e BCL 01A) e num garimpo próximo a ele (BCL 03C).

As amostras em rocha total, quando plotadas em um diagrama isocrônico forneceram uma idade de 565 ± 22 Ma, I_{Sr} de $0,8148 \pm 0,0094$ (1σ) e MSWD de 2,66 (Figura 13). Na Tabela 5 são mostrados os valores das composições isotópicas obtidas.

No diagrama isocrônico os pontos analisados mostraram-se bem alinhados e com espalhamento satisfatório. O valor do MSWD, apesar de não ser ideal (próximo a 1) não é considerado elevado, garantindo a confiabilidade do resultado obtido.

A análise Rb-Sr dos carbonatos forneceu uma razão ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$) de $0,8147 \pm 0,0032$ e como nestes minerais a concentração de Rb é desprezível, esta razão indica, provavelmente, a composição isotópica inicial do fluido hidrotermal. A razão I_{Sr} obtida nas análises em rocha total é semelhante àquela obtida para os carbonatos, o que confirma o valor da I_{Sr} obtida através da análise em rocha total.

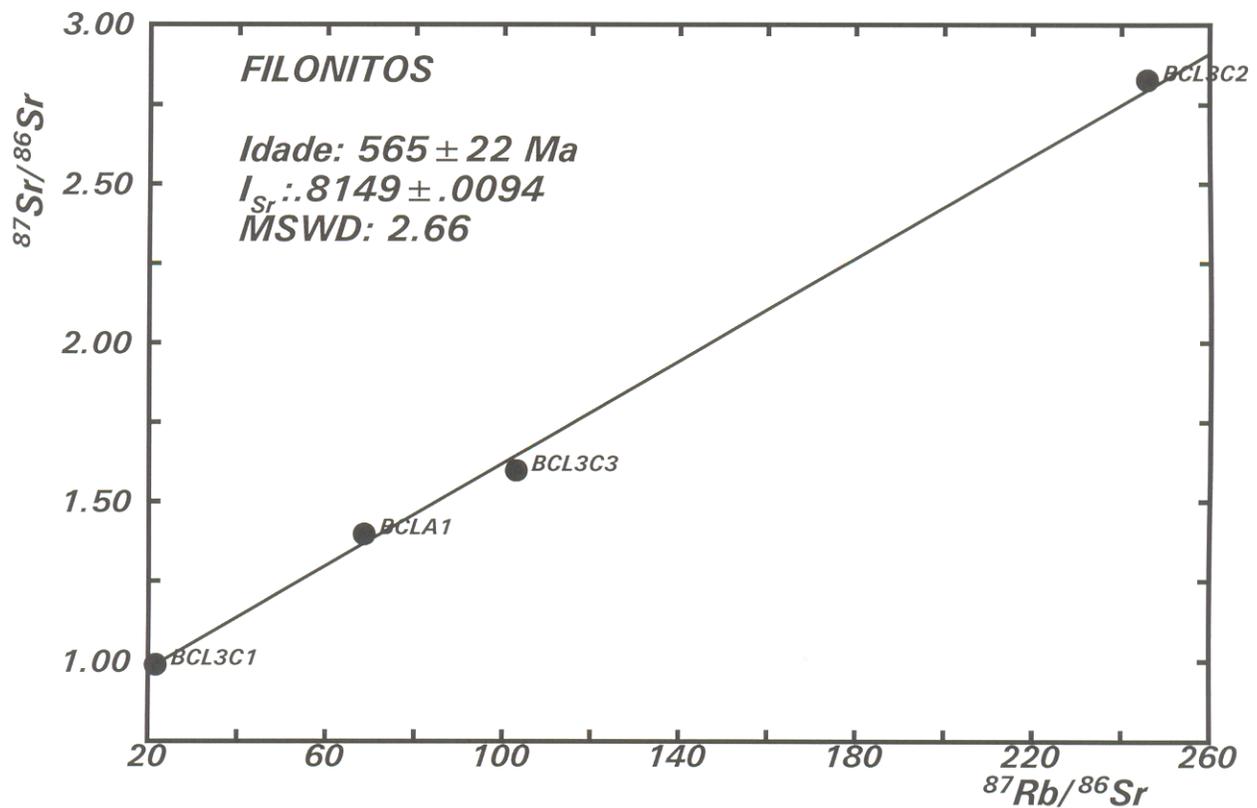


Figura 13 Diagrama Isocrônico para os filonitos encaixantes dos veios de quartzo na região de Monte do Carmo. Obteve-se uma idade de 565 ± 43 Ma (2σ) interpretada como a época de transformação dos filonitos.

Tabela 5 - Composições isotópicas de Rb e Sr dos filonitos da região de Monte do Carmo.

<i>FILONITOS ENCAIXANTES</i>							
<i>Amostra</i>	<i>Rb(ppm)</i>	<i>Sr(ppm)</i>	<i>Rb/Sr</i>	<i>$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$</i>	<i>sX</i>	<i>$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$</i>	<i>sY</i>
BCL 3C1	225	30.9	7.28	21.6	0.4	0.9891	0.0001
BCL A1	708	31.7	22.32	68.9	2.6	1.3972	0.0007
BCL 3C3	567	17.3	32.76	103.0	3.2	1.5979	0.0002
BCL 3C2	509	7.2	70.30	145.8	7.6	2.8271	0.0020

4.1.5 - Galenas e Piritas

Foram analisadas nove amostras de galenas e cinco de piritas através do método Pb-Pb em minerais. Estes, são provenientes de vários pontos de coleta em toda a área estudada, sendo que a localização precisa pode ser obtida na Figura 2.

Na tabela 06 encontram-se listadas as composições isotópicas do Pb das galenas e piritas analisadas neste trabalho, bem como aquelas analisadas por BARRADAS (1993) provenientes também da região de Monte do Carmo.

No diagrama do Pb uranogênico ($^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ vs. $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$) as amostras dispõem-se segundo um “trend” linear e mostram uma forte heterogeneidade nas composições isotópicas (Figura 14A). Observam-se valores pouco radiogênicos, até valores altamente radiogênicos como é no caso das amostras provenientes do Granito Lajeado, sendo que estas variações se verificam tanto para as composições isotópicas das galenas como das piritas. Em dois pontos amostrados puderam ser realizadas análises tanto em galenas quanto em piritas. Comparando-se as composições isotópicas fornecidas pelas amostras BCL 01 (galenas) e BCL 01P (piritas), provenientes do mesmo ponto de amostragem, percebe-se que os resultados são bastante similares. Ao contrário dos valores fornecidos pelas amostras BCL 15 (galenas) e BCL 15P (piritas), também provenientes do mesmo ponto de amostragem, que diferem significativamente. Este fato leva a questionar se, neste trabalho, a pirita é uma boa opção para ser utilizada como indicadora da composição isotópica do momento da sua cristalização. Destaca-se esta questão aqui, pois, para as rochas vulcânicas tem-se apenas valores provenientes de piritas, o que deve ser levado em consideração no momento da interpretação. Esta diferença pode ser devida a presença de U na estrutura cristalina da pirita ou, mais provavelmente, à incorporação de Pb radiogênico

Tabela 06 - Composição isotópica do Pb das galenas e piritas de Monte do Carmo. As amostras em itálico correspondem às análises em piritas. Rochas vulcânicas ácidas (amostras BKL 26P e BKL 20P). Granito Lajeado (demais amostras).

GALENAS E PIRITAS DE MONTE DO CARMO

<i>N^o</i>	<i>Amostra</i>	²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁴ Pb	σ	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁴ Pb	σ	²⁰⁸ Pb/ ²⁰⁴ Pb	σ
01	BCL 07	17.2450	0.0100	15.4574	0.0137	36.1490	0.0430
02	BKL 21	17.3870	0.0170	15.4976	0.0184	37.2300	0.0550
03	BCL 15	17.4800	0.0110	15.4929	0.0143	36.5840	0.0450
04	BKL 18B	17.6920	0.0180	15.5391	0.0190	37.0000	0.0560
05	BKL 18A	17.7110	0.0180	15.5558	0.0190	36.9830	0.0500
06	BKL 18C	17.9250	0.0180	15.5642	0.0188	37.4330	0.0560
07	BKL 26P	18.1370	0.0110	15.6173	0.0142	37.0150	0.0450
08	BCL 15P	18.3670	0.0110	15.6169	0.0141	37.2860	0.0450
09	BCL 08	18.5030	0.0180	15.6584	0.0185	37.3690	0.0550
10	BKL 20P	18.5040	0.0110	15.6222	0.0140	37.4000	0.0450
11	BCL 02	18.6430	0.0110	15.6649	0.0140	37.2210	0.0450
12	BKL 22	18.9520	0.0190	15.7713	0.0190	37.6385	0.0570
13	BCL 06	18.9890	0.0110	15.7084	0.0139	37.4420	0.0450
14	BCL 03	20.0130	0.0120	15.8740	0.0143	38.2890	0.0460
15	BKL A2	20.1790	0.0200	15.9046	0.0191	38.3350	0.0580
16	BCL 05	20.3350	0.0120	15.9054	0.0142	38.5090	0.0460
17	BCL 04	20.4190	0.0120	15.9302	0.0142	38.5950	0.0460
18	PN 102	20.5950	0.0210	15.9850	0.0195	38.7890	0.0580
19	BCL 01	20.8170	0.0130	15.9697	0.0146	38.6950	0.0460
20	BCL 01P	20.8460	0.0130	15.9710	0.0146	38.7580	0.0460
21	BKL 16P	21.0010	0.0130	16.0267	0.0147	39.2290	0.0470
22	PN 25B	21.4630	0.0215	16.1171	0.0195	39.1674	0.0590

posterior a sua cristalização. Por outro lado, trabalhos como o de GULSON (1986), PERRING & McNAUGHTON (1992) e MUKASA et al. (1990) utilizam conjuntamente e sem distinção as composições isotópicas das galenas e das piritas.

Conforme a composição isotópica pode-se dividir as amostras em três grupos. As amostras do primeiro apresentam razões $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ pouco radiogênicas, que variam entre 17 e 18 (amostras 1 a 6) e correspondem às amostras provenientes da região a norte de Monte do Carmo, onde se encontra o contato entre as rochas vulcânicas e o Granito Lajeado. O segundo grupo compõe-se de amostras com valores das razões $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ intermediários, que variam entre 18 e 19 (amostras 7 a 13), correspondendo a amostras provenientes principalmente do Granito Lajeado e das amostras de rochas vulcânicas. O terceiro grupo engloba amostras com razão $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ altamente radiogênica (entre 20 e 22) e são provenientes apenas da área onde ocorre o Granito Lajeado (amostras 13 a 22), na região a sul de Monte do Carmo. Os pontos experimentais apresentaram um alinhamento satisfatório definindo uma reta com inclinação de $0,1465 \pm 0,0031$ com intercepto $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ igual a $12,9395 \pm 0,0603$ que indica uma idade de 2306 ± 37 Ma com MSWD de 2.00 (Figura 14A).

Plotando-se as amostras em um diagrama toriogênico ($^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ vs. $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$), observa-se novamente a disposição das amostras segundo um “trend” linear, podendo ser definido também os mesmos grupos de amostras (Figura 14B). O alinhamento, entretanto, não é tão bom quanto o obtido no diagrama anterior. Observa-se ainda que as amostras provenientes do contato granito/vulcânicas apresentam um “trend” sub-vertical, diferente dos dois outros grupos, cujo padrão de distribuição se assemelha ao observado no diagrama do Pb uranogênico.

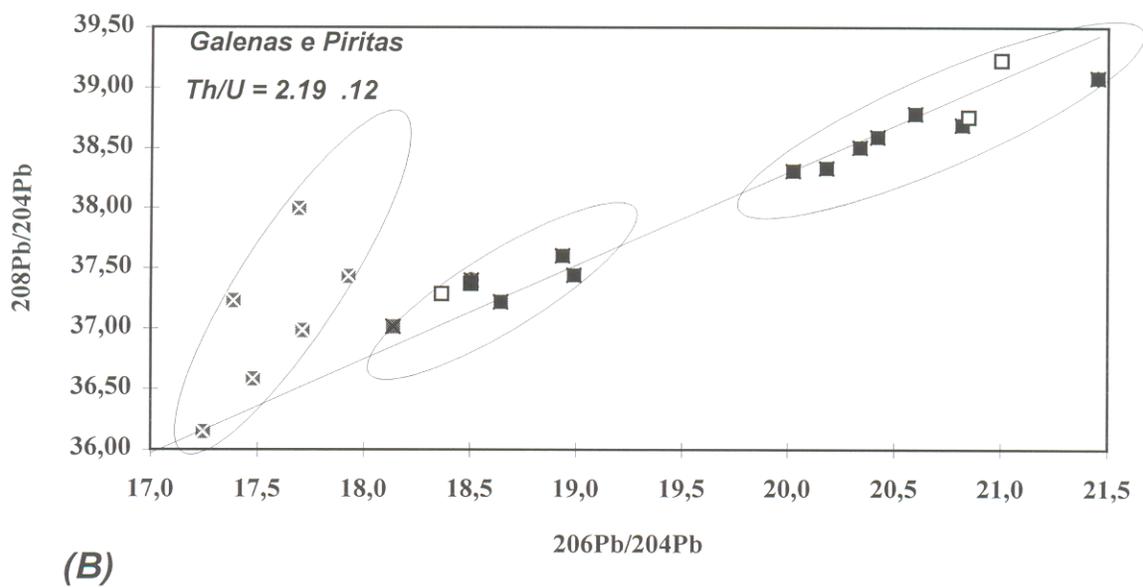
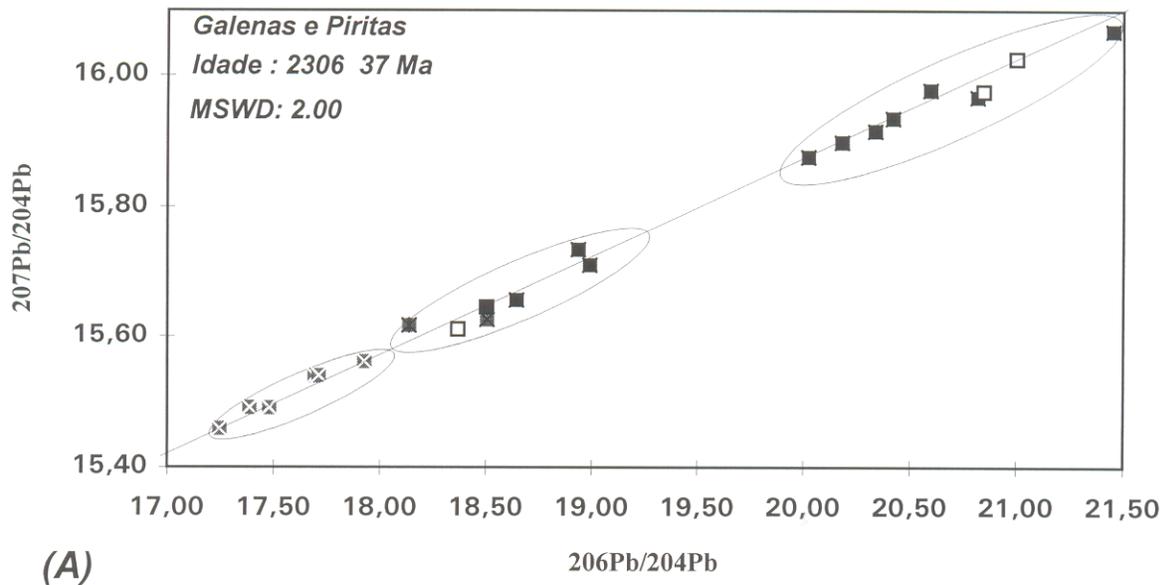


Figura 14 - Diagrama do Pb uranogênico (A) e diagrama do Pb toriogênico (B) para as galenas e piritas de Monte do Carmo.

4.2 - INTERPRETAÇÃO DOS RESULTADOS

4.2.1 - Rochas Vulcânicas Ácidas

A idade de 2137 ± 12 Ma (2σ) obtida para esta unidade pode ser interpretada como sua idade de cristalização, pois, estas rochas não apresentam evidência de deformação ou metamorfismo, exceto nas zonas de cisalhamento que as afetam localmente.

BARRADAS (1993) obteve, para estas rochas, uma idade Pb-Pb em rocha total de 2028 ± 103 Ma (1σ), que foi interpretada como a época de sua cristalização. Comparando-se as duas idades, percebe-se que existe uma diferença de aproximadamente 100 Ma entre elas. Entretanto, considerando-se o elevado erro analítico do resultado da análise em rocha total pode-se admitir que os resultados são similares, visto que as idades se superpõem quando considerados os intervalos de erros. Por outro lado, as análises por evaporação em zircões forneceram um resultado analítico muito bom a partir de três cristais de zircões, expressos por platôs de idades bem definidos. Além disso, os resultados Pb-Pb em rocha total são apresentados a 1σ , o que elevaria o erro analítico para cerca de 206 Ma se considerado a 2σ como são apresentados os resultados Pb-Pb por evaporação em zircão. Estes fatos levam a considerar o resultado obtido neste trabalho como o mais representativo da época de cristalização das rochas vulcânicas ácidas.

Trabalhos utilizando-se a metodologia Pb-Pb por evaporação em zircões e com interpretações neste sentido tem sido publicados por diversos pesquisadores do LGI/UFPa. AVELAR (1996) realizou estudos na Província Mineral de Carajás, onde os resultados obtidos através do método Pb-Pb por evaporação em zircões para granitóides arqueanos e proterozóicos foram também interpretados em termos de idades de cristalização. MACAMBIRA & SCHELLER (1994) também realizaram um estudo comparativo dos diversos métodos de datação

que utilizam o cronômetro U-Pb no Granodiorito Rio Maria, no sul da Província Mineral de Carajás. Neste trabalho a idade obtida através do método Pb-Pb em zircão também foi interpretada como a época da cristalização. GAUDETTE et al. (1993b) e MOURA et al. (1996) analisaram zircões anteriormente datados através do método convencional U-Pb e obtiveram idades semelhantes, o que confirma a potencialidade do método Pb-Pb por evaporação em zircões na determinação de idades de cristalização. Os trabalhos de KRÖNER & TODT (1988), KOBER et al. (1989), COMPSTON & KRÖNER (1988), ANSDELL et al. (1991), KARABINOS & GROMET (1993) também sugerem que o método Pb-Pb por evaporação em zircão fornece idades $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ semelhantes às idades obtidas através do método U/Pb em fração de zircões polidos e tais idades devem ser interpretadas como de cristalização. Entretanto, PAQUETTE et al. (1994) mostraram que os resultados fornecidos através do método Pb-Pb por evaporação em zircões de rochas submetidas a condições extremas de metamorfismo (fácies granulito) fornecem idades cerca de 3 a 6% mais jovens que aquelas obtidas através dos métodos Sm-Nd e U-Pb em zircões, o que não é o caso das rochas da região de Monte do Carmo.

4.2.2 - Granito Lajeado

Na área investigada, o Granito Lajeado pode ser considerado como um corpo não deformado, apenas cortado por zonas de cisalhamento que o afetam de modo restrito, provocando profundas modificações mineralógicas e texturais na porção do granito em contato com tais zonas. Levando-se em consideração que as amostras foram coletadas em zonas não deformadas, a idade de 2025 ± 26 Ma pode ser interpretada como a sua idade de cristalização.

Este resultado é compatível com a idade de 1999 ± 32 Ma (1σ) obtida por BARRADAS (1993) através do método Pb-Pb em rocha total. Neste caso, confirmando a idade obtida por este autor, pois considerando-se o erro analítico de cada resultado, percebe-se que os valores se cortam.

Comparando-se agora somente os resultados Pb-Pb por evaporação em zircões obtidos para o Granito Lajeado e as rochas vulcânicas ácidas, pode-se sugerir que as rochas vulcânicas ácidas são anteriores ao Granito Lajeado e não contemporâneas como mostraram os resultados Pb-Pb em rocha total.

Esta diferença entre as idades de cristalização leva a questionar a hipótese de cogeneticismo entre as duas unidades, levantada por BEZERRA et al. (1981) e BARRADAS (1993), pois o período de 100 Ma pode ser considerado longo para o desenvolvimento do quadro geológico em estudo. No entanto, os valores de μ_0 ($8,2 \pm 0,4$) obtidos por BARRADAS (1993) tanto para o Granito Lajeado como para as rochas vulcânicas ácidas indicam uma fonte similar para estas duas unidades, ficando, portanto, esta questão, em aberto.

4.2.3 - Granitóide Torre

A idade de 2069 ± 76 Ma fornecida pelos zircões do Granitóide Torre, como mostrado anteriormente, não é de boa qualidade, devendo ser utilizada com cautela.

Considerando-se o seu valor absoluto, este resultado, deveria ser interpretado como a idade de cristalização do Granitóide Torre. Entretanto o fato de não ter sido definido um platô de idade, leva a considerar o valor de 2,07Ga apenas como uma idade mínima de cristalização do referido corpo. Uma idade arqueana não deve ser totalmente descartada pois em

um zircão analisado obteve-se, em blocos de mais altas temperaturas, uma idade de 2538 ± 207 Ma. Esta idade poderia, numa primeira hipótese, representar resquícios de Pb proveniente de rochas arqueanas que foram submetidas a processos de fusão parcial e geraram o Granitóide Torre no período de 2,0 a 2,1 Ga. Poderia indicar igualmente a presença de um núcleo de zircão remanescente de rochas com idade de cristalização em torno de 2,5 Ga que foram quase que totalmente rehomogeneizadas no período de 2,0 - 2,1 Ga.

A idade Rb-Sr de 2159 ± 448 Ma obtida por MEIRELES (1995), era até o presente momento, a única informação geocronológica existente para o Granitóide Torre. Entretanto, o elevado erro analítico, sugeria uma idade tanto do Paleoproterozóico como do Arqueano. A idade obtida neste trabalho é compatível com estas hipóteses, porém os problemas analíticos persistem e obrigam-nos a considerá-la com o máximo cuidado.

Considerando-se a presença de faixas intensamente milonitizadas bem como sinais de forte alteração hidrotermal (MEIRELES, 1995), pode-se explicar os elevados erros analíticos obtidos nos dois estudos geocronológicos. A ação conjunta das deformação e do hidrotermalismo podem desestabilizar os sistemas isotópicos Rb-Sr e U-Pb. Cabe ressaltar que esta alteração é também observada a nível dos zircões, pois estes, em sua maioria, apresentam sinais de corrosão.

4.2.4 - Filonitos Encaixantes

Estas rochas, como citado anteriormente são porções do Granito Lajeado que sofreram intenso cisalhamento e foram totalmente transformadas em termos mineralógicos e texturais. Nestas condições, ocorreu provavelmente uma total rehomogeneização do sistema isotópico Rb-Sr, permitindo que a idade de 565 ± 43 Ma (2σ) fosse interpretada como sendo a da

transformação das rochas e, conseqüentemente como a época de implantação das zonas de cisalhamento.

Este resultado confirma mais uma vez uma idade Neoproterozóica para a implantação das zonas de cisalhamento e, conseqüentemente para a formação das mineralizações auríferas, conforme já citado por BARRADAS (1993). Não se pode, entretanto, descartar a possibilidade de que a idade obtida corresponda a uma total rehomogeneização de zonas mais antigas.

A elevada I_{Sr} (0,8148) obtida para estas rochas, bem com aquela obtida para os carbonatos (0,8147) foi interpretada como a I_{Sr} dos fluidos que percolaram as zonas de cisalhamento. Este valor indica que a fonte deste fluidos era bastante radiogênica, compatível com um elevado nível crustal. Na região de Monte do Carmo, esta elevada I_{Sr} poderia indicar que o próprio Granito Lajeado foi a principal fonte deste fluido, que, como demonstrado por BARRADAS (1993) apresenta uma elevada razão Rb-Sr.

A I_{Sr} tem sido também utilizada com sucesso por TASSINARI et al. (1990), através da análise de minerais de ganga como a calcita, barita e fluorita nas mineralizações do Vale do Ribeira (SP - PR) para indicar a fonte das mineralizações.

A idade obtida para a mineralização aurífera da região de Monte do Carmo enquadra-se nos maiores eventos orogênicos ocorridos na Plataforma Sul-Americana, conforme citado por TASSINARI & MELLITO (1994). Tais eventos ocorreram mais precisamente entre os seguintes intervalos: 2,9 - 2,7 Ga; 2,2 - 2,0 Ga; e 0,75 - 0,55 Ga, onde inclui-se a região de Monte do Carmo. Além disso existem mineralizações auríferas relacionadas a regimes distensivos que ocorreram nos intervalos de 1,8 - 1,55 Ga e 1,25 - 0,9 Ga (TASSINARI & MELLITO, 1994).

4.2.5 - Galenas e Piritas

A disposição e o arranjo dos pontos analíticos fornecidos pelas amostras, conforme se observa no diagrama do Pb uranogênico e toriogênico são indicativos de uma equação de dois membros extremos que contém composição isotópica distinta, da mesma forma como citado anteriormente por BARRADAS (1993). Esta heterogeneidade isotópica é comumente observada em sulfetos associados a jazidas de ouro em veios e filões, ao contrário do que acontece em jazidas de sulfetos maciços de Pb e Zn (GULSON, 1986). Outros autores como McNAUGHTON et al. (1993), BROWNING et al. (1987) e JAMES & HENRY (1993) também citam a complexa variação das composições isotópicas do Pb em depósitos de ouro. Assim a idade de 2306 ± 37 Ma (Figura 14A), obtida com o alinhamento dos pontos analíticos das galenas e piritas não tem significado geológico pois a disposição destes pontos indica provavelmente a proveniência do Pb de fontes distintas, o que é contrário a um dos princípios básicos para o cálculo de idades isocrônicas que é o cogeneticismo das amostras.

O modelo de CUMMING & RICHARDS (1975) foi aplicado inicialmente por BARRADAS (1993) às galenas de Monte do Carmo. Este autor obteve uma reta cujo intercepto inferior corresponde a uma idade de $2109 +74 -80$ Ma, interpretada como a idade da rocha fonte, compatível com as idades do Granito Lajeado e das rochas vulcânicas ácidas e um intercepto superior em $552 +59/-52$ Ma interpretado como a idade da mineralização.

No entanto, quando são utilizadas conjuntamente as composições isotópicas obtidas por BARRADAS (1993) e as galenas e piritas analisadas neste trabalho obtêm-se um resultado diferente. O intercepto superior fornece uma idade de $440 +35/-30$ Ma e o intercepto inferior de $2113 +55/-59$ Ma (Figura 15). A idade fornecida pelo intercepto inferior confirma

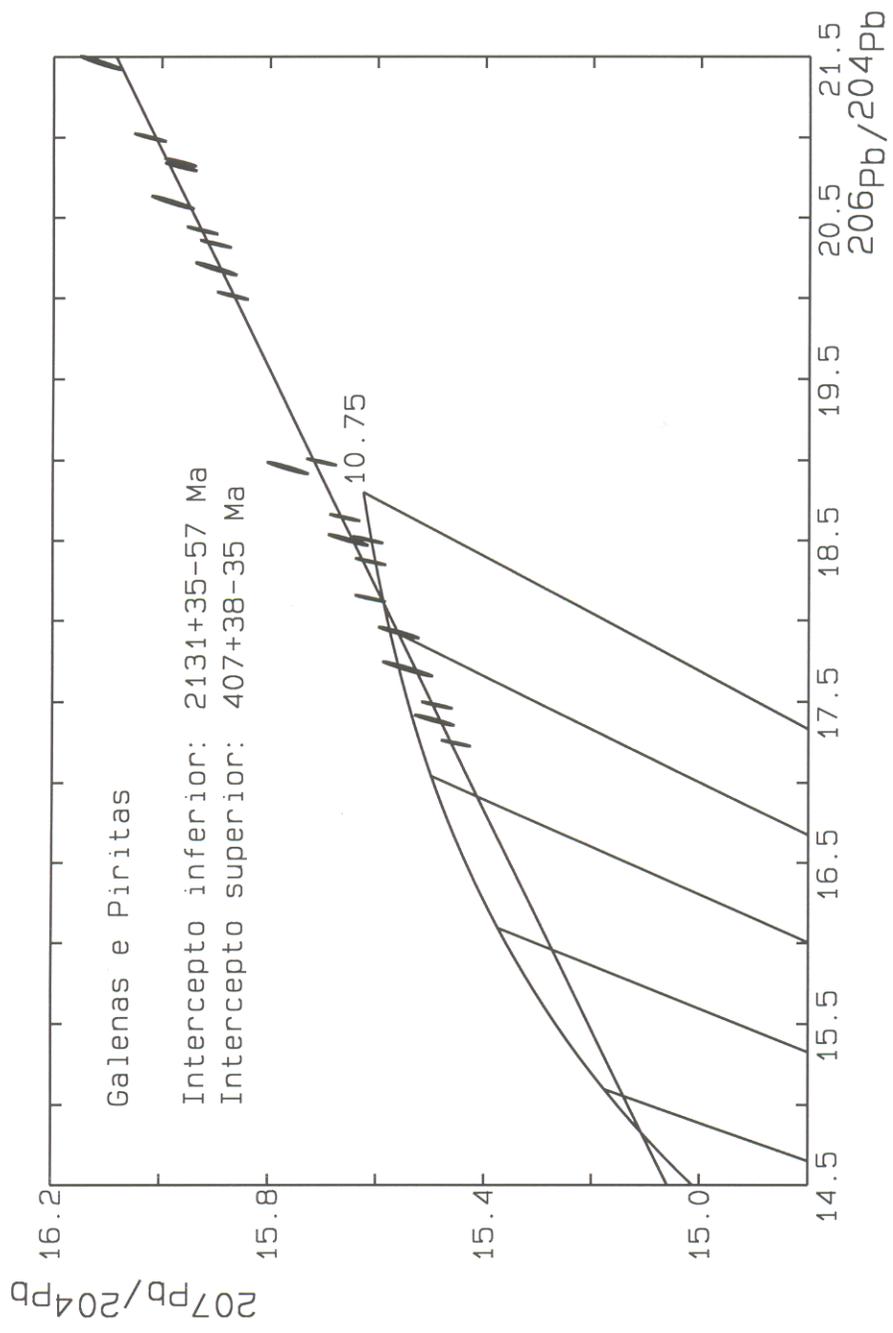


Figura 15 - Diagrama de CUMMING & RICHARDS (1975) para as galenas e piritas de Monte do Carmo.

mais uma vez que as mineralizações tiveram como fonte principal rochas do Proterozóico Inferior, como citado por BARRADAS (1993). No entanto, a idade fornecida pelo intercepto superior, mesmo considerando os erros analíticos é bastante diferente daquela obtida por BARRADAS (1993). Este resultado, apesar de não possuir um elevado erro analítico, não tem significado geológico, pois, existem vários indicadores de que estas mineralizações estejam relacionadas ao Brasileiro. Entre eles destaca-se a idade Rb-Sr de 565 ± 43 Ma (2σ) obtida para os filonitos encaixantes dos veios mineralizados. Além disso, segundo GULSON (1986) as composições isotópicas de galenas provenientes de depósitos metálicos devem ser usadas com cautela, pois estes minerais podem ser formados em resposta a eventos metamórficos ou hidrotermais posteriores, o que pode modificar a sua composição isotópica inicial, fazendo com que as idades fornecidas por estes sulfetos sejam mais jovens que a realidade.

Na tentativa de se identificar os pontos que poderiam provocar a modificação desta idade foram inicialmente eliminados do cálculo os pontos das rochas vulcânicas, obtendo-se uma idade pouco mais antiga ($469 + 43/-40$ Ma para o intercepto superior e $2082 + 57-60$ Ma para o intercepto inferior). Eliminando-se agora os pontos resultantes das análises isotópicas das pirritas, que não mostravam variações significativas, bem como os pontos da zona de contato granito/vulcânicas se obtém a idade de $513 + 111/-88$ Ma para o intercepto superior e $2032 + 127/-151$ Ma para o intercepto inferior, mais próxima daquela encontrada por BARRADAS (1993) entretanto com um elevado erro analítico. No entanto, apesar da falta de precisão das idades obtidas para as mineralizações através do modelo de CUMMING & RICHARDS (1975) percebe-se que, de qualquer forma, elas indicam claramente uma idade brasileira para as mineralizações. Por outro lado estes dados confirmam o período de 2.0 e 2.1 Ga como a idade da fonte do Pb.

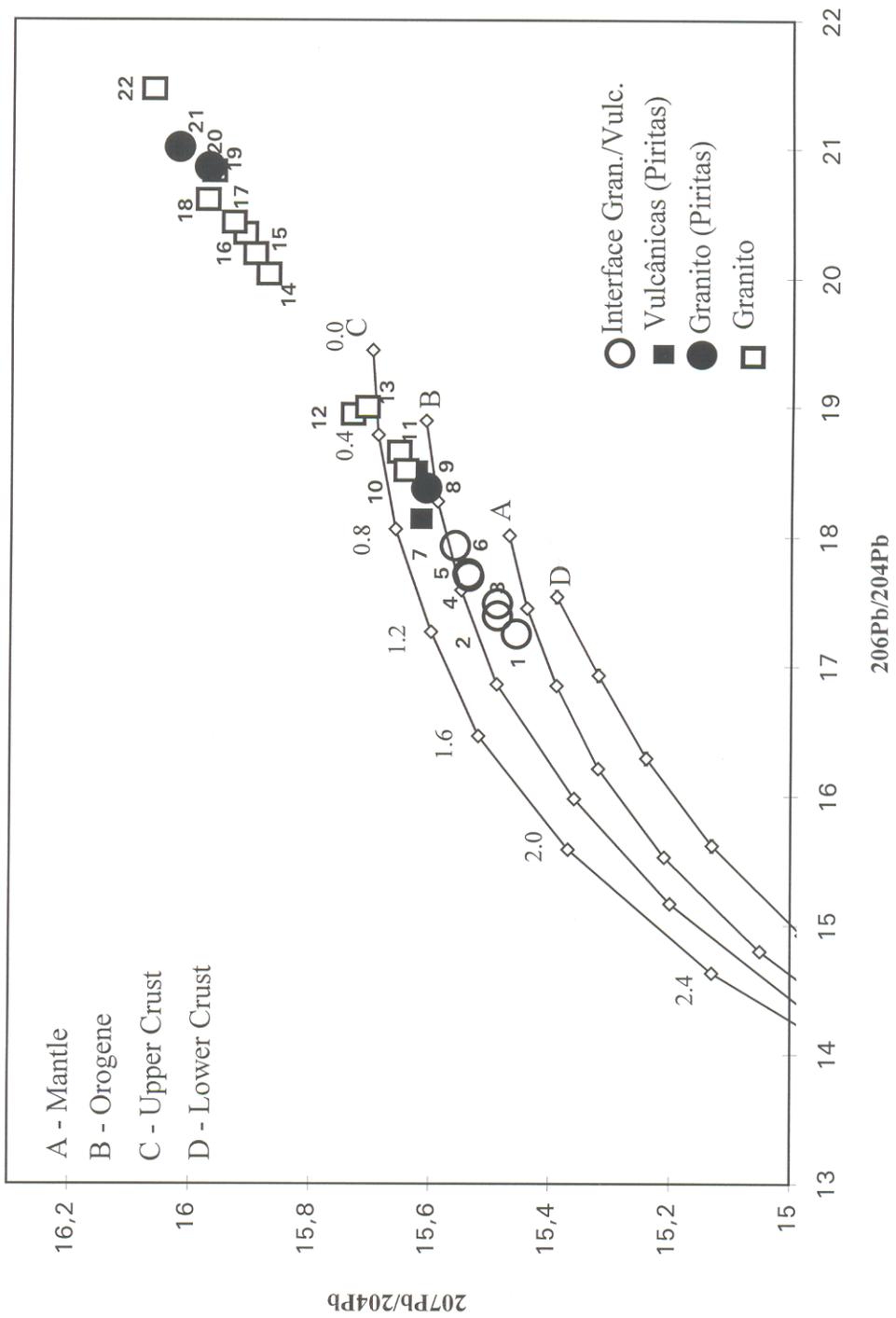


Figura 16A - Curvas de evolução do Pb segundo ZARTMAN & DOE (1981).

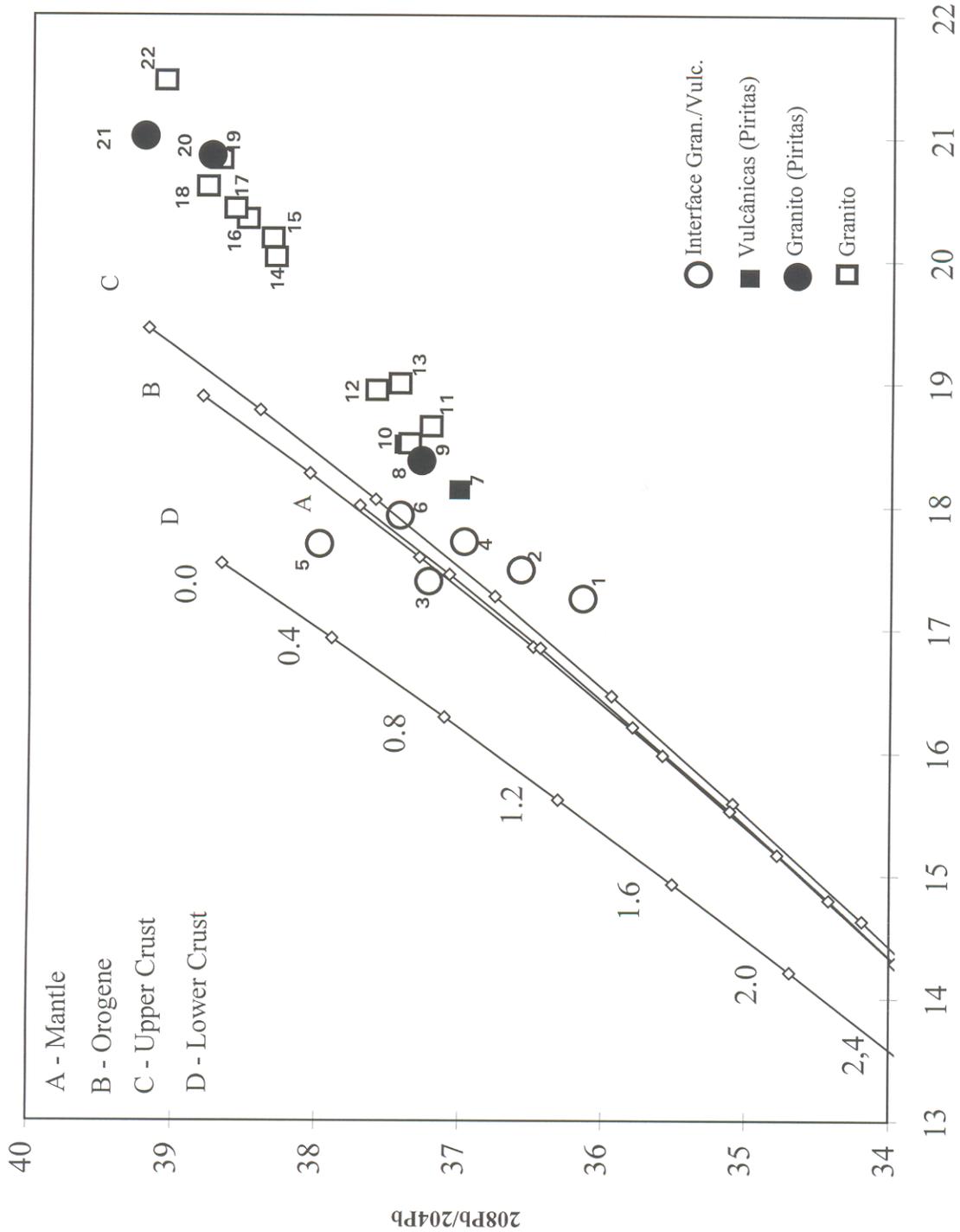


Figura 16B - Curvas de evolução do Pb segundo ZARTMAN & DOE (1981).

Segundo Doe & Zartman apud KERRICH (1991) a composição isotópica do Pb em galenas provenientes de depósitos metálicos foi inicialmente usada para estimar idades com base nas curvas de evolução do Pb. Entretanto, em épocas pós-arqueanas, tal abordagem é raramente satisfeita devido a complexidade entre os reservatórios crosta, manto, litosfera e astenosfera. Ainda segundo estes autores, atualmente os isótopos do Pb podem ser utilizados para avaliar-se a origem do Pb e possivelmente de outros metais das mineralizações, bem como identificar perturbações pós-mineralização. Utilizou-se, conseqüentemente, o modelo da Plumbotectônica proposto por ZARTMAN & DOE (1981) para as galena e pirita de Monte do Carmo (Figuras 16 A e B). Apesar destes diagramas não serem específicos para o cálculo de idades, a posição dos pontos analíticos no diagrama indicam preferencialmente uma idade do Proterozóico Superior para a mineralização. Por outro lado, se a mesma mineralização fosse de idade transamazônica, os pontos definiriam uma reta que passaria pelos valores de 2.0 Ga das curvas A,B,C e D.

Analisando-se inicialmente o diagrama $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ vs. $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ (Figura 16 A) e apenas as amostras com valores de $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ superiores a 18, que correspondem a rochas vulcânicas e ao Granito Lajeado, pode-se afirmar que o Pb dessas galenas provem de rochas da crosta superior ou desta e do manto. No que diz respeito às amostras com valores das razões de $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ inferiores a 18, estas são provenientes do contato entre as rochas vulcânicas e o Granito Lajeado. Convém ressaltar que, para as rochas vulcânicas, existem apenas dados isotópicos obtidos em pirita. Como citado anteriormente, estes dados podem mostrar variações em relação a composição isotópica obtida em galenas, mostrando valores superiores que não representam a composição isotópica do momento da cristalização do sulfeto. Dessa forma, a

interpretação destes dados deve ser feita com cuidado. Inicialmente acreditava-se que as composições isotópicas das amostras da interface granito/vulcânicas seriam resultado de uma mistura entre as composições isotópicas do Granito Lajeado e das rochas vulcânicas ácidas. Entretanto, se esta hipótese fosse verdadeira as suas composições isotópicas deveriam possuir valores de $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ intermediários entre as rochas vulcânicas e o Granito Lajeado. Em função disso, considera-se provável que, além das rochas vulcânicas e do Granito Lajeado, existam outras fontes que contribuíram para os fluidos mineralizantes. Estes pontos situam-se no diagrama $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ vs. $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ abaixo da curva de orogênese, mostrando uma influência da crosta inferior ou manto. No diagrama $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ vs. $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ (Figura 16B) percebe-se que pelo menos 2 amostras (amostras 3 e 4) encontram-se entre as curvas D e A,B,C, indicando que, neste caso, existe uma participação de material proveniente da crosta inferior ou mesmo do manto. Estas fontes poderiam ser provenientes do Complexo Porto Nacional, que representa uma grande ocorrência de rochas granulíticas na região. No diagrama do Pb toriogênico (Figura 16B), o grupo de amostras com valores radiogênicos inferiores a 18 apresenta um trend linear diferente, sub-vertical, o que pode ser mais uma evidência da contribuição de uma terceira fonte na composição isotópica do Pb das galenas e piritas da região de Monte do Carmo.

5 - INTEGRAÇÃO DOS DADOS

As idades obtidas através do método Pb-Pb por evaporação em zircões para as rochas vulcânicas ácidas, o Granito Lajeado e Granitóide Torre (Tabela 7) são bastante significativas, pois estabelecem, de modo seguro, o posicionamento cronológico destas unidades e mostram mais uma vez que durante o Paleoproterozóico, no período entre 2,2 e 2,0 Ga, a região de Monte do Carmo, no âmbito do Bloco Brasília, foi marcada por intensa atividade magmática.

Tabela 7 - Síntese das idades obtidas para a região de Monte do Carmo

GEOCRONOLOGIA DA REGIÃO DE MONTE DO CARMO

<i>UNIDADE</i>	<i>IDADE</i>
Rochas Vulcânicas Ácidas	2138 ± 11 Ma
Granito Lajeado	2025 ± 26 Ma
Granitóide Torre	2069 ± 76 Ma
Filonitos Encaixantes	565 ± 22 Ma

Existem outras evidências de atividades geológicas durante este período como a obtenção de idades Rb-Sr em rocha total para os granulitos de Porto Nacional de 2078 ± 48 Ma (GORAYEB & LAFON, 1996), sendo que este resultado foi interpretado como a idade mínima para um evento termo-tectônico de amplitude regional.

Os resultados obtidos neste trabalho não confirmam a proposta apresentada por GOTTARDO et al. (1995) que relaciona a Suíte Granítica Ipueiras, a qual pertence o Granito Lajeado, à intrusões tardi-cinemáticas relacionadas à movimentação direcional das zonas de cisalhamento transcorrentes que constituem o Lineamento Transbrasiliano, a menos que esta movimentação seja do Paleoproterozóico. Estes dados geocronológicos não detectaram também a

presença de rochas de idade arqueana na região de Monte do Carmo - Porto Nacional, conforme citado por HASUI et al. (1984) e COSTA et al. (1988).

Se o posicionamento cronoestratigráfico do Granito Lajeado e das rochas vulcânicas ácidas foi definitivamente confirmado com os resultados obtidos neste trabalho, ainda permanece a questão do cogeneticismo entre estes dois corpos. Os valores de μ_o obtidos por BARRADAS (1993) são compatíveis com uma origem comum para estas duas unidades. Apesar disso, existe um intervalo de tempo de 100 Ma entre a cristalização de cada um destes corpos, mostrado pelas datações Pb-Pb em zircões, intervalo este, considerado longo para o desenvolvimento do quadro geológico da região de Monte do Carmo. Na Província Amazônica Central tem-se extensas áreas cobertas por rochas vulcânicas ácidas a intermediárias e plutões graníticos intrusivos e geneticamente relacionados a estas seqüências, que são correspondentes ao plutono-vulcanismo Uatumã (SCHOBENHAUS et al. 1994). Análises U-Pb em zircões fornecidas por estes autores mostraram uma idade de 1966 ± 6 Ma para a vulcânica Surumu e uma idade também U-Pb em zircões de 1834 ± 6 Ma para o Granito Madeira, intrusivo nas seqüências vulcânicas. Percebe-se também para esta associação uma diferença de aproximadamente 100 Ma entre a cristalização das duas unidades.

Para as rochas vulcânicas, os dados geoquímicos indicam um ambiente de arco vulcânico e para o Granito Lajeado um ambiente intraplaca. Estes dados são compatíveis com os resultados geocronológicos ora obtidos. Neste caso o evento magmático teria início com formação das rochas vulcânicas, que seriam geradas em arcos vulcânicos próximos ao continente. A evolução tectônica faria com que aproximadamente 100 Ma mais tarde o arco vulcânico já

estivesse incorporado a crosta continental fazendo com que o Granito Lajeado fosse gerado em um ambiente intraplaca.

A idade obtida para o Granitóide Torre (2069 ± 76 Ma) apesar de ser considerada apenas como uma idade mínima para a cristalização deste corpo, tem importância significativa, pois dá a certeza de que esta unidade teve sua evolução relacionada a eventos que ocorreram durante o Paleoproterozóico e não no Mesoproterozóico ou Neoproterozóico.

As análises isotópicas do Pb nas galenas e piratas dos veios mineralizados da região de Monte do Carmo apresentam algumas diferenças em relação aos resultados obtidos por BARRADAS (1993), no que diz respeito a idade das mineralizações, fornecendo uma idade mais nova ($410 +35/-30$ Ma) quando utilizados os mesmos diagramas e modelos. Este fato mostra que tal quadro isotópico apresenta uma complexidade maior e não pode ser explicado apenas com um modelo simples como o de CUMMING & RICHARDS (1975). Por outro lado, os resultados isotópicos confirmam a idade das fontes do Pb das mineralizações em torno de 2,1 Ga.

No entanto, este resultado, apesar de não ser preciso, confirma uma idade do Proterozóico Superior para a formação das galenas e conseqüentemente dos veios mineralizados. Poderia-se propor uma formação contemporânea para o Granito Lajeado e os veios mineralizados, entretanto os resultados obtidos com as galenas e piratas deveriam apontar para uma idade do Proterozóico Inferior no diagrama do Pb uranogênico de ZARTMAN & DOE (1981), fato este que não ocorre. Se esta idade fosse verdadeira deveria ter havido uma completa rehomogeneização isotópica das galenas, o que é improvável. Por outro lado, a análise Rb-Sr em rocha total das amostras hidrotermalizadas do Granito Lajeado proveniente da borda dos veios forneceu uma idade 565 ± 23 Ma (1σ) com baixo erro analítico e pontos bem alinhados o que

leva a considerar este resultado como representativo da época da alteração das rochas e conseqüentemente da implantação das zonas de cisalhamento.

A análise microtermométrica das inclusões dos veios de quartzo revelou a presença de dois fluidos distintos. Um fluido de composição carbônica a aquo-carbônica de baixa salinidade, aprisionado nos estágios iniciais de formação dos veios a temperaturas entre 250°C e 350°C e pressões de 2 a 3 Kbars, típicos de zonas de cisalhamento (PHILLIPS & GROVES, 1984). Com a evolução das zonas de cisalhamento, os fluidos passaram a ser aquosos e mais salinos (equivalente em peso de NaCl superior a 22%) contendo os cátions Na e Ca que foram aprisionados a temperaturas entre 150°C e 200°C. Segundo FEDOROWICH et al. (1991) os fluidos carbônicos a aquo-carbônicos tem como origem a desidratação metamórfica. A alta salinidade e a baixa temperatura de homogeneização das inclusões aquosas teria como possível origem um magmatismo induzido pelo cisalhamento em profundidade. As informações geológicas e geocronológicas existentes até o momento não comprovam a existência de manifestações magmáticas na região de Monte do Carmo durante o Neoproterozóico. No entanto, análises geocronológicas realizadas por BARRADAS (1993) em amostras da Suíte Matança sugerem uma idade do Brasiliano para esta unidade. Sendo assim parece provável a ocorrência de uma granitogênese brasileira também na região de Monte do Carmo.

6 - CONCLUSÕES

Os dados geocronológicos e microtermométricos aqui apresentados para as rochas ígneas e veios de quartzo da região de Monte do Carmo, juntamente com as informações já existentes para a região possibilitou a aquisição de novos indicativos para a sua evolução geológica onde puderam ser evidenciados os seguintes aspectos.

As idades obtidas através do método Pb-Pb por evaporação em zircões para as rochas vulcânicas ácidas e para o Granito Lajeado de **2138 ± 11 Ma** e **2025 ± 26 Ma**, respectivamente, bem como de **2069 ± 76 Ma** para o Granitóide Torre confirmam uma intensa atividade magmática na Região de Monte do Carmo durante o Paleoproterozóico.

Os dados geocronológicos obtidos até o presente momento não confirmaram a presença de rochas de idades Arqueanas na região, como proposto inicialmente por HASUI et al. (1984), COSTA et al. (1988) e HASUI et al. (1987).

A idade Rb - Sr em rocha total de **565 ± 43 Ma** obtida para os filonitos encaixantes dos veios de quartzo confirmam uma idade Neoproterozóica para a formação das mineralizações.

As composições isotópicas do Pb em galenas e pirritas provenientes dos veios de quartzo indicaram além do Granito Lajeado e das rochas vulcânicas ácidas a participação de uma terceira fonte com características isotópicas da crosta inferior ou mesmo do manto podendo estar relacionados ao Complexo Porto Nacional. A elevada I_{Sr} fornecida tanto pela análise Rb-Sr em rocha total como pelos carbonatos indicam a participação de uma fonte com característica isotópica do Sr da crosta superior, provavelmente o próprio Granito Lajeado.

A análise microtermométrica das inclusões dos veios de quartzo revelou a presença de dois fluidos distintos. Um fluido de composição carbônica a aquo-carbônica de baixa

salinidade aprisionado nos estágios iniciais de formação dos veios em temperaturas entre 250°C e 350°C e pressões de 2 a 3 Kbars. Com a evolução das zonas de cisalhamento os fluidos passaram a ser aquosos e mais salinos (equivalente em peso de NaCl superior a 22%) com a presença dos cátions Na e Ca que foram aprisionados a temperaturas entre 150°C e 200°C.

A partir dos dados expostos acima pode-se esboçar a seguinte seqüência evolutiva para a região de Monte do Carmo:

- Desenvolvimento de um quadro regional de estruturação/metamorfismo antes de 2,1 Ga.
- Cristalização das rochas vulcânicas por volta de 2,1 Ga em um ambiente de arcos vulcânicos.
- Com a evolução tectônica, os arcos vulcânicos seriam incorporados ao continente onde seria cristalizado o Granito Lajeado em torno de 2,0 Ga.
- Em cerca de 500 Ma seriam implantadas zonas de cisalhamento por onde percolaram fluidos carbônicos a aquo-carbônicos e salinos a partir dos quais seriam precipitados sulfetos juntamente com o ouro.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ANSDELL, K.M.; KISER, T.K.; STAUFFER, M.R. 1991. Age and source of detrital zircons from the Missi Formation: a Proterozoic molassa deposit, Trans-Hudson Orogen, Canada. **Can. J. Earth Sci.**, 29:2583-2594.
- AVELAR, V.G. 1996. **Geocronologia Pb-Pb por evaporação em monocristal de zircão, do magmatismo da região de Tucumã, SE do estado do Pará, Amazônia Oriental**. Belém, Universidade Federal do Pará. Centro de Geociências. 121p. Tese (Mestrado em geoquímica) - Curso de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica, Centro de Geociências, UFPA, 1996.
- AVELAR, V.G. DE; LAFON, J.M.; MACAMBIRA, E.M.B. 1995. Geocronologia Pb-Pb em zircão do magmatismo da região de Tucumã, Amazônia Oriental, Brasil. In: CONG. BRAS. GEOQ., 5, Niterói-RJ, 1995 **Bol. Res. Exp.**
- AVELAR, V.G. de; LAFON, J.M.; SCHHELLER, T.; ARAÚJO, O.J.B.; MACAMBIRA, E.M.B. 1994. Geocronologia Pb-Pb por evaporação de zircão e Rb-Sr em rocha total do granito Seringa, Província Mineral de Carajás. In: CONG. BRAS. GEOL., 38. Balneário Camburiú, 1994. **Bol. Res. Exp.** v. 2 p. 387-389.
- BARBOSA, O.; GOMES, F.A.; HEMBOLD, R.; RAMOS, J.R.A. 1966. **Geologia estratigráfica, estrutural e econômica da área do Projeto Araguaia**. Rio de Janeiro, DFPM-DNPM (Monografia 11).
- BARKER, F. 1979. Trondjemite: definition, environment and hypotheses of origin. In: BARKER, F. ed. **Trondjemites, dacites and rocks related**. Amsterdam, Elsevier. V.6, p. 1-12.

- BARRADAS, J.A.S. 1993. **Geocronologia das Rochas Ígneas e Mineralizações Auríferas Associadas da Porção Centro-Sul do Estado do Tocantins (Região de Porto Nacional - Monte do Carmo)**. Belém, Universidade federal do Pará. Centro de Geociências. 109p. Tese (Mestrado em Geoquímica) - Curso de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica. Centro de Geociências, UFPA. 1993.
- BARRADAS, J.A.S.; LAFON, J.M.; KOTSCHOUBEY, B. 1992. Geocronologia Pb-Pb e Rb-Sr da Região de Monte do Carmo - Porto Nacional, TO. Novos resultados. In: CONG. BRAS. GEOL., 37., Belém, 1992. **Bol. Res. Exp.** v.2, p. 182-183.
- BEZERRA, P.E.L.; CUNHA, B.C.C.; IANHEZ, A.C.; POTIGUAR, L.A.T; PITTHAN, J.H.L; SOUZA, J.J.J.; MONTALVÃO, R.M.G.; SOUZA, A.M.S. 1981. Associação pluto-vulcânica de Ipueiras. In: SIMP. GEOL. CENTRO-OESTE, 1., Goiânia, 1981. **Atas...**p. 363-375.
- BROWING, P.; GROVES, D.I.; BLOCKLEY, J.G.; ROSMAN, K.J.R. 1987. Lead isotope constraints on the age and source of gold mineralization in the Archean Yilgarn Block, Western Australia. **Econ. Geol.**, 56:1-38.
- COMPSTON, W. & KRÖNER, A. 1988. Multiple zircon growth within early archean tonalitic gneiss from the Gneiss Complex, Swziland. **Earth Planet. Sci. Lett.**, 87:13-28.
- COSTA, J.B.S. 1985. **Aspectos lito-estratigráficos e evolução crustal da região centro-oeste de Goiás**. Belém, Universidade Federal do Pará. Centro de Geociências. 109p. Tese (Doutorado em Geologia) - Curso de Pós-Graduação em Geologia e Geofísica, Centro de Geociências. UFPA, 1990.

- COSTA, J.B.S.; HASUI, Y. & GORAYEB, P.S.S. 1988. Relações estruturais entre a faixa Araguaia e o Maciço Goiano na região de Paríso do Norte - Gurupi, Go. In: Cong. Bras. Geol., 35, belém. **Anais...**, 5:2187-2196.
- COSTA, J.B.S; LEMOS, R.L.; MARTINS, J.P.A.; BELTRÃO, J.F.; GOÉS, A.M. & HASUI, Y. 1984. Geologia da região de Porto Nacional, GO. **Rev. Bras. Geoc.**, 14:3-11.
- COSTA, J.B.S.; MARTINS, J.P.A.; BELTRÃO, J.F.; GOÉS, A.M.; LEMOS, R.L. & GORYEB, P.S.S. 1982. **Projeto Porto Nacional** - Relatório Final. Belém, DNPM/UFPa. 107p. (Inédito).
- COSTA, L.A.M.; PORTELA, A.C.; NILSON, A.A.; PALE, C.R.; MARCHETTO, C.L.M.; SANTOS, E.L.; MANEGESSO, G.; INDA, H.A.V.; STERNA, R.; MARCHETTO, M.; BATISTA, M.B.; FRATIN,O.; MOSHANN, R.; OLIVEIRA, T.F.D. & SILMA, W.G. 1976. **Projeto Leste do Rio Tocantins/oeste do Rio São Francisco**. Rio de Janeiro, PROSPEC. 200p. (Inédito).
- CUMMING, G.L. & RICHARDS, J.R. 1975. Ore lead isotope rations in a continuously changing earth. **Earth Planet. Sci. Lett.**, 28: 155-171.
- CUNHA, B.C.C.; POTIGUAR, L.A.T.; IANHEZ, A.C.; BEZERRA, P.E.L.; PITTHAN, J.H.L.; SOUZA Jr. J.J.; MONTALVÃO, R.M.G.; SOUZA, A.M.S.; HILDRED, P.R.; TASSINARI, C.C.G. 1981. Geologia. In: BRASIL. PROJETO RADAMBRASIL. **Folha SC.22 Tocantins**; geologia, geomorfologia, pedologia, vegetação e uso potencial da terra. Rio de Janeiro. Cap. 1. p. 7-196. (Levantamento do Recursos Naturais)

- CUNHA, F.S.S.; GOTTARDO, E.; STRIEDER, A.J.; MESQUITA, M.J.M.; CARVALHO, O.N.G.; RODRIGUES NETO, L.; BUFFON, S.A. 1995. Potencial interpretativo e análise de lineamentos tipo 2 no controle de depósitos minerais em zonas de cisalhamento, Porto Nacional (TO). In: SIMP. NAC. EST. TECT., 5, Gramado **Bol. Res. Exp...**p.354-355.
- DOE, B.R. & STACEY, J.S. 1974. The application of lead isotopes to the problems of ore genesis and ore project evaluation: a review. **Econ. Geol.**, 69: 757-776.
- DOE, B.R.; & ZARTMAN, R.E. 1979. The mean age of mantle and crustal reservoirs. **J. Geophys. Res.** 84: 7411-7427.
- FAURE, G. 1986. **Principles of isotope geology**. New York, J. Wiley & Sons. 589p.
- FERREIRA, M.A.A. 1992. **Alteração hidrotermal no Granito Monte do Carmo - TO**. Belém, Universidade Federal do Pará. Centro de Geociências. 38p. Trabalho de Conclusão de Curso.
- FUSIKAWA, K. 1985. Inclusões Fluidas: Métodos usuais de estudo e aplicações. **Contribuições à geologia e à petrologia**. SBGM. 17: 29-44.
- GAUDETTE, H.E.; ABREU, F.A.M.; GORAYEB, P.S.S; LAFON, J.M. 1993a. Dominant TransAmazonian tectonism in NW Ceará, Brazil: Evidence from Direct Evaporation Pb Analysis of Zircons. (Abrasct), In: NATIONAL MEETING, Boston, 1993. **Abstracts with programs**. GSA., p. a-457-458.
- GAUDETTE, H.E.; LAFON, J.M.; MOURA, C.A.V.; SCHELLER, T. 1993b. Datação de monozircão por evaporação de Pb, no Laboratório de Geologia Isotópica - UFPa: Metodologia e primeiros resultados. In: CONG. BRAS. GEOQ., Brasília, 1993. **Resumos expandidos...**Brasília, SBG. p.236-237.

- GORAYEB, P.S.S. 1996. **Petrologia e evolução crustal das rochas de alto grau de Porto Nacional**. Belém, Universidade Federal do Pará. Centro de Geociências. 358p. Tese (Doutorado em Geoquímica) - curso de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica, Centro de Geociências, UFPA, 1996.
- GORAYEB, P.S.S. & LAFON, J.M. 1996. Resultados Geocronológicos Rb-Sr como indicadores do metamorfismo granulítico de Porto Nacional - TO. In: CONG. BRAS. GEOL., Salvador 1996. **Anais...**,p.300-302.
- GORAYEB, P.S.S.; COSTA, J.B.S.; LEMOS, R.L.; GAMA Jr.T.; BEMERGUY, R.L.; HASUI, Y. 1988. O Pré-Cambriano da região de natividade, Go. **Rev. Bras. Geoc.**, 18:391-397.
- GORAYEB, P.S.S.; PALERMO, N.; KOTSCHOUBEY, B.; LEITE, A.A.S. 1992. As vulcânicas de Monte do Carmo - TO: caracterização geológica-petrográfica e relacionamento estratigráfico com o Grupo Natividade, Granito do Carmo e Formação Monte do Carmo. In: CONG. BRAS. GEOL., 37., São Paulo, 1992. **Bol. Res. Exp.**, v.1, p.313-314.
- GOTTARDO, E.; CUNHA,F.S.S.; STRIEDER,A.J.; MESQUITA,M.J.M.; PEREIRA,O.N.G.; RODRIGUES NETO,L. & SCISLEWSKI, A.R. 1995. Caracterização litoestrutural preliminar e relações entre o magmatismo e a deformação nas rochas da Suíte Granítica Ipueiras, Porto Nacional, (TO). In: SIMP. NAC. EST. TECT., 5, **Anais...**Gramado. p. 191-193.
- GULSON, B.L. 1986. **Lead Isotopes in mineral exploration**. Amsterdam, Elsevier. 245 p.
- HARALYI, N.L.E. & HASUI, Y. 1981. Anomalias gravimétricas e estruturais maiores do sul de Goiás. In: SIMP. GEOL. CENTRO-OESTE, 1, **Atas...** Goiania p. 73-92.

- HARALYI, N.L.E. & HASUI, Y. 1982a. Compartimentação geotectônica do Brasil oriental com base na informação geofísica. In: Cong. Bras. Geol., 32,. **Anais..**, Salvador v.1, p.374-386.
- HARALYI, N.L.E. & HASUI, Y. 1982b. The gravimetric information and Archean-Proterozoic structural framework of eastern Brazil. **Rev. Bras. Geoc.**, 12: 160-166.
- HARALYI, N.L.E. & HASUI, Y. 1985. Interpretation of gravity and magnetic data, central and eastern Brazil. In: HINZE, W.J. ed. **The utility of regional gravity and magnetic anomaly maps**. Society of Exploration Geophysicists. Tulsa, EUA, p. 124-131.
- HASUI, Y. & COSTA, J.B.S. 1990. O Cinturão Araguaia : Um Novo Enfoque Estrutural-Estratigráfico. In: CONG. BRAS. GEOL., 36, **Anais....**, Natal v.6, p. 2535-2549.
- HASUI, Y. & HARALYI, N.L.E. 1985. A megaestruturação de Goiás. In: SIMP. GEOL. CENTRO-OESTE, 2, **Atas...**Goiânia. p. 120-144.
- HASUI, Y.; BARTORELLI, A.; MORTARI, D.; RIBEIRO, A.C.O.; JÁCOMO, A.A.C. 1987. Considerações sobre a Geologia da Região entre Porto Nacional e Ipueiras, GO. **Rev. Bras. Geoc.**, 17:295-301.
- HASUI, Y.; COSTA, J.B.S.; ABREU, F.A.M. 1984. Província Tocantins - Setor Setentrional. In: ALMEIDA, F.F.M. & HASUI, Y. **Pré-Cambriano do Brasil**, ALMEIDA, F.F.M.; HASUI, Y. São Paulo, Edgar Blucher. 932p.
- HASUI, Y.; HENNIES, W.T.; IWANUCH, W. 1975. Idades K-Ar do Pré-Cambriano da região centro-norte do Brasil. **Bol. IG**, 6:77-83.

- HASUI, Y.; TASSINARI, C.C.G.; SIGA Jr.,O; TEIXEIRA, W.; ALMEIDA, F.F.M.; KAWASHITA, K. 1980. Datações Rb-Sr e K-Ar do centro-norte do Brasil e seu significado geológico-geotectônico. In: CONG. BRAS. GEOL., 31, **Anais....** Camburiú v. 5 p.2659-2676.
- HO, S.E.; GROVES, D.I.; PHILLIPS, G.N. 1985. Fluid inclusions as indicators of the nature and source of ore fluids and ore depositional conditions for Archean gold deposits of Yilgarn Blok, Western Australia. **Trans. Geol. Soc. S. Afr.**, 88: 149-158.
- JAMES, E.W. & HENRY, C.D. 1993. Pb Isotopes of ore deposits in Trans-Pecos Texas and Northeastern Chihuahua, Mexico: Basement, Igneous, and sedimentary Sources of Metals. **Economic Geology**. 88:934-947.
- KARABINOS, P. & GROMET, L.P. 1993. Applications of single-grain zircon evaporation analyses to detrital grain studies and age discrimination in igneous suites. **Geoch. Cosmoch. Acta**, 57:4257-4267.
- KERRICH, R. 1991. Radiogenic isotope systems applied to mineral deposits. In: HEAMAN, L. LUDDEN, J.N. (eds.). **Applications of radiogenic isotopes to problems in geology**. *Mineral. Assoc. Canada*. 19:p. 365-423 (Short Course, 19).
- KOBER, B. 1986. Whole-grain evaporation for $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ -age-investigations on single zircons using a double-filament thermal ion source. **Contrib. Mineral. Petrology**, 93:482-490.
- KOBER, B. 1987. Single zircon evaporation combined with Pb+ emitter-bedding for $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ -age investigations using thermal ion mass spectrometry, and implications to zirconology. **Contrib. Mineral. Petrology**. 91:286-296.

- KOBER, B.; PIDGEON, R.T.; LIPPOLT, H.J. 1989. Single-zircon dating by stepwise Pb-evaporation constrain the Archean history of detrital zircons from the Jack Hills, Western Austrália. **Earth Planetary Science Letters**. 91: 286-296.
- KRÖNER, A. & TODT, W. 1988. Single zircon dating constraining the maximum age of the Barberton Greenstone Belt, Southern Africa. **Journal of Geophysical Research**. 93:15,329-15,337.
- LAFON, J.M. & SCHELLER, T. 1994. Geocronologia Pb-Pb em zircão do granodiorito Cumaru, Serra dos Gradaús, PA. In: SIMP. GEOL. AM., 4, Belém, 1994. **Bol. Res. Exp...**Belém, SBG p. 321-324.
- LAFON, J.M.; KOTSCHOUBEY, B.; BARRADAS, J.A.S. 1994. Rb-Sr and Pb-Pb Dating of Proterozoic Igneous Rocks and Associated gold Mineralizations in the Monte do Carmo Regions, State Tocantins, Brazil. In: CONG. GEOL. CHILENO, 7., Concepción, 1994. **Anais...** Concepción. V.2. p. 1496-1500.
- LE MAITRE, R.W. 1989. **A classification of igneous rocks and glossary of terms**. Oxford, Blackwell. 193 p.
- MACAMBIRA, M.B. & SCHELLER, T. 1994. Estudo Comparativo Entre Métodos Geocronológicos Aplicados em Zircões; o Caso do Granodiorito Rio Maria, Província Mineral de Carajás. In: SIMP. GEOL. DA AMAZ., 4, Belém, 1994. **Bol. Res. Exp...** Belém, SBG. P. 343 - 346.

- MACAMBIRA, M.J.B.; MOURA, C.A.V.; LAFON, J.M.; SCHELLER, T.; GAUDETTE, H.E. 1994. O método Pb-Pb por evaporação em zircão; avaliação dos dados obtidos no Laboratório de Geologia Isotópica da UFPa. In: CONG. BRAS. GEOL., 38., Camboriú, 1994, **Anais...**Camboriú-SC, SBG, V.2, p.404-405.
- MANHÈS, G. 1982. **Developpement de l'ensemble chronometrique U-Th-Pb. contribution a la chronologie initiale du systeme solaire.** Paris, Université de Paris VII. (Thèse du Doctorat d'État). 294p.
- MARINI, O.J.; FUCK, R.A.; R.A. DANNI, J.C.M.; DARDENNE, M.A. 1979 - **Evolução geotectônica da Faixa Brasília e de seu embasamento.** Salvador, Núcleo Bahia, Soc. Bras. Geol. (Pub. Esp.).
- MARINI, O.J.; FUCK, R.A.; DARDENE, M.A.; DANNI, J.C.M. 1984. Província Tocantins - Setores Central e Sudoeste. In: ALMEIDA, F.F.M. & HASUI, Y., **O Pré-Cambriano do Brasil.** São Paulo, Ed. Edgard Blücher. p.205-264.
- MCNAUGHTON, N.J.; GROVES, D.I.; WITT, W.K. 1993. The source of lead in Archaen lode gold deposits of the Menzies-Kalgoorlie-Kambalda region, Yilgarn Block, Western Australia. **Mineral. Deposita**, 28: 495-502.
- MEIRELES, H.P. 1995. **Geologia e ocorrências auríferas da área do Morro do Lajeado, Porto Nacional - TO.** Dissertação de Mestrado. CPGG-UFPa. 90p.
- MEIRELES, H.P. & KOTSCHOUBEY, B. 1994. Geologia e Mineralizações Auríferas da Área do Morro do lajeado, Porto Nacional - TO. In: SIMP. GEOL. AMAZ., 4., Belém, 1994 **Bol. Res. Exp.** p.95 - 97.

- MESQUITA, M.J.M.; HARTMANN, A.L.; PEREIRA, A.A.; CARVALHO, O.N.G.; GOTTARDO, E. 1992. Dados preliminares sobre as mineralizações de ouro relacionadas a zonas de cisalhamento em granitóides. Porto Nacional/TO. In: CONG. BRAS. GEOL., 37., São Paulo, 1992. **Bol. Res. Exp.**. V.2, p.273-274.
- MESQUITA, M.J.M.; SAMSON, I.M.; FIFE, W.S.; HARTMANN, L.A. 1995. Relationship between fluid inclusions and microstructures in deformed quartz veins, Porto Nacional gold province/ TO, Brasil. In: SIMP. NAC. EST. TECT., 5, Gramado, 1995. **Bol. Res. Exp.** v.2, p.354-355.
- MOURA, C.A.V.; GAUDETTE H.E.; MACAMBIRA M.J.B.; LAFON, J.M.; SCHELLER, T. 1996. Datação de monocristal de zircão por evaporação de Pb em filamento simples: comparação com resultados U-Pb. In: CONG. BRAS. GEOL., 39, Salvador, SBG, **Anais...** V.6, p.480-483.
- MUKASA, S.B.; VIDAL, C.E.C. & ESPINOZA, J.I. 1990. Pb isotope bearing os Metallogenesis of sulfide ore deposits in central and southern Peru. **Economic Geology**, 85:1438-1446.
- OLSZEWSKI, W.J.; GAUDETTE, H.E.; CREATHAM, M.M. 1990. $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ age from the Chain Lakes Massif, NW maine using single grain direct thermal ionization. Annual Meeting NE. **Section Geol. Soc. of America**, 27, Syracuse, p.61.
- PALERMO, N. 1988. **Geologia e mineralizações auríferas da região de Monte do Carmo, Goiás**. Rio de Janeiro, Inst. Geoc., UFRJ. (Diss. Mestrado). 139p.

- PAQUETTE, J.L.; NÉDELÉC, A.; MOINE, B.; RAKOTONDRAZAFY, M. 1994. U-Pb, single zircon Pb-evaporation, and Sm-Nd isotopic study of Granulite domain in SE Madagascar. **Journal of Geology**. 102:523-538.
- PEARCE, J.A.; HARRIS, N.B.W.; TINDLE, A.G. 1984. Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. **J. Petrology**, 25: 956-983.
- PERRING, C.S.; McNAUGHTON, N.J. 1992. The relationship between Archaean gold mineralization and spatially associated minor intrusions at Kambalda and Norseman gold camps, western Australia: lead isotope evidence. **Mineral. Deposita** 27:10-22.
- RAMOS, J.R. de A. & BARBOSA, R.A. 1967. Geologia e petrografia da região de Porto Nacional e Miracema do Norte, Rio Tacantins. In: SIMP. SOBRE A BIOTA AMAZÔNICA, 1, Belém, 1967. **Atas...** Belém, CNPq. p. 387-401.
- ROEDDER, E. 1984 Fluid Inclusions. Reviews in Mineralogy. **Mineralogical Society of America**, Washington, 12: 644.
- ROLLINSON, H.R. 1993 - **Using geochemical data: Evaluation, Presentation, Interpretation**. Longman Scientific & Technical. 352p.
- SANTOS, M.D. 1996. **O papel dos granitóides na gênese dos depósitos de ouro tipo lode arqueano: caso da jazida do Cumaru - PA**. Brasília, Universidade de Brasília, Instituto de Geociências.146p. Tese (Doutorado em geoquímica). 1995.
- SCHOBENHAUS, C.; RIBEIRO, C.L.; OLIVA, L.A.; TAKANOHASHI, J.T.; LINDENMAYER, Z.G.; VASCONCELOS, J.B.; ORLANDI, V. 1975. Folha Goiás (SD.22). In: SCHOBENHAUS, C. coord. **Carta Geológica do Brasil ao Milionésimo**. Brasília, DNPM.

- SCHOBENHAUS, C.; HOPPE, A. LORK, A.; BAUMANN, A. 1994. Idade U-Pb do magmatismo Uatumã no norte do Cráton Amazônico, Escudo da Guianas (Brasil): primeiros resultados. In: CONG. BRAS. GEOL. 38. Camburiú. 1994. **Boletim de resumos expandidos**. v.1, p. 395-397.
- SHEPHERD, K.L.; RANKIN, A.H.; ALDERTON, D.H.M. 1985. **A practical guide to fluid inclusions studies**. Glasgow, Blaclie and Son. 239p.
- STACEY, J.S. & KRAMERS, J.D. 1975. Aproximation of terrestrial lead isotopic evolution by a two-stage model. **Eath Planet. Sci. Lett.**, 26 : 207-221.
- STEIGER, R.H. & JAGER, E. 1977. Subcommission on Geochronology: convention to use of decay constants in geo and cosmochronology. **Earth Planet. Sci. Lett.** 36:359-362.
- SUNIN, L.V. & MALISHEV, V.I. 1983. The thermoisochron method of determining Pb-Pb ages. **Geochem. Int.**,20:34-45.
- TASSINARI, C. & MELLITO, K. 1994. The time-bound characteristics of gold deposits in Brazil and their tectonic implications. **Comunicaciones**, 45: 3-11.
- TASSINARI, C. G.; BARBOUR, A. P.; DAITX, E.C.; SATO, K. 1990. Aplicações dos isótopos de Pb e Sr na determinação da natureza das fontes das mineralizações de chumbo da Vale do Ribeira - SP e Pr. In: CONG. BRAS. GEOL., 36. Natal, 1990. **Anais...** v.3 p.1254-1266.
- WALSH, J.F.; KESLER, S.E. DUFF, D.; CLKE, P.L. 1988. Fluid inclusions geochemistry of high-grade gold ore at the Pamour mine, Porcupine Camp. Ontario. **Econ. Geol.**, 83:1347-1367.
- WILLIAMSON, J.H. 1968. Least-squares fitting of a straight line. **Can. J. Phys.**, 46:1945-1947.

- WINCHESTEER, J. A. & FLOYD, P.A. 1977. Geochemical discrimination of different magma séries and their differentiation products using immobile elements. **Chemical Geology**, 20: 325-343.
- XAVIER, R.P. 1991. **The role of microstructural and fluid processes in the genesis of gold-bearing shear zones: Fazenda Maria Preta mine, Rio Itapicuru greenstone belt Bahia, Brasil.** PhD thesis, Department of Geology, University of Southampton, 241p.
- YORK, D. 1969. Least-squares fitting of a straight line with correlated errors. **Earth Planet. Sci. Lett.**, 5:320-324.
- ZARTMAN, R.E. & DOE, B.R. 1981. Plumbotectonics - the model. **Tectonophysics**, 75: 135-162.