UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

**A CASSITERITA DA SUBPROVÍNCIA DO RIO
PARANÃ (GO): DATAÇÕES U-Pb E Pb-Pb
E CARACTERIZAÇÃO MINERAL**

Irena Sparrenberger

Orientador: Prof. Dr. Colombo C. G. Tassinari

DISSERTAÇÃO DE MESTRADO

Programa de Pós-Graduação em Geoquímica e Geotectônica

SÃO PAULO
1998

UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

**A CASSITERITA DA SUBPROVÍNCIA DO RIO
PARANÁ (GO): DATAÇÕES U-Pb E Pb-Pb E
CARACTERIZAÇÃO MINERAL**

IRENA SPARRENBURGER

Orientador: Prof. Dr. Colombo Celso Gaeta Tassinari

DISSERTAÇÃO DE MESTRADO

COMISSÃO JULGADORA

Nome

Assinatura

Presidente: Prof. Dr. Colombo Celso G. Tassinari

Examinadores: Prof. Dr. Jorge Silva Bettencourt

Prof^a Dr^a Marly Babinski

SÃO PAULO
1998

UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

**A CASSITERITA DA SUBPROVÍNCIA DO RIO
PARANÃ (GO): DATAÇÕES U-Pb E Pb-Pb
E CARACTERIZAÇÃO MINERAL**

Irena Sparrenberger

Orientador: Prof. Dr. Colombo C. G. Tassinari

DISSERTAÇÃO DE MESTRADO

Programa de Pós-Graduação em Geoquímica e Geotectônica

DEDALUS - Acervo - IGC

30900005851

SÃO PAULO
1998

AGRADECIMENTOS

O desenvolvimento e conclusão desta pesquisa contaram com a valiosa colaboração de diversas pessoas. Procurarei enumerá-las na ordem cronológica (vício de geocronóloga?) em que se deu seu envolvimento com o trabalho.

Primeiramente, devo agradecer ao Prof. Dr. Colombo Celso Gaeta Tassinari, orientador deste estudo, pelo acompanhamento da pesquisa e, sobretudo, pela sugestão do tema, deveras instigante ainda que de resultados incertos. Pela confiança que demonstrou no meu trabalho.

Ao Prof. Dr. Jorge Silva Bettencourt e ao geólogo e Mestre Tarcísio José Montanheiro, pelo contato com os geólogos da Salomão Mineração Ltda. e obtenção de facilidades para o trabalho de campo, como casa para hospedagem, carro para locomoção, etc. Ao último pelo empréstimo do Relatório Final dos Trabalhos de Pesquisa da Nova Amazônia Mineração Ltda. (inédito) sobre a área da Ingazeira.

Ao geólogo Gilmar de Assis Pagotto e ao funcionário Lourival de Jesus Maciel, o Galego, da Salomão Mineração Ltda., pelo acompanhamento no campo e incansável disposição na orientação e discussão geológica, bem como na obtenção dos furos de sondagem. Pela obtenção dos mapas e descrições dos furos de sondagem do depósito da Ingazeira.

A Hélio dos Remédios dos Santos, também funcionário da Salomão Mineração Ltda., pela acolhida e hospitalidade, com direito a churrasco, durante minha estada na casa/posto/escritório da empresa em Monte Alegre de Goiás.

A Nilson Pinto Teixeira, pelo empréstimo das cópias da dissertação e tese do Prof. Dr. Nilson Francisquini Botelho, da Universidade de Brasília.

Novamente ao Prof. Dr. Jorge Silva Bettencourt pelo financiamento das sessões de microscopia eletrônica de varredura no Laboratório de Caracterização Tecnológica,

Departamento de Engenharia de Minas da Escola Politécnica, Universidade de São Paulo. Pela discussão de alguns dos resultados e leitura do original do capítulo IV. Às geólogas e funcionárias deste laboratório, Lília, Gabriela e Sandra, pela atenção dispensada durante as análises de difração de raios-X e microscopia eletrônica de varredura.

À Pro^{fa}. Dr^a. Marty Babinski pelas discussões, orientações e sugestões sempre pertinentes a respeito dos procedimentos analíticos dos métodos U-Pb e Pb-Pb, e a quem caberia, com justiça, o título de co-orientadora desta pesquisa. Também ao Prof. Dr. Miguel Stipp Basej, pelas sugestões.

A todo corpo técnico do Centro de Pesquisas Geocronológicas (CPGeo) do Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo, em especial a Walter Maurício Sprösser e Liliane Aparecida Petronilho pelas discussões a respeito dos procedimentos químicos e pelo empréstimo de materiais, e a Artur Takashi Onoe, pela infinita boa vontade, sempre “quebrando meus galhos”.

Ao funcionário Flávio Machado de Carvalho, do Laboratório de Difração de Raios-X do Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo, pelo tempo dispendido comigo para a melhora da apresentação dos difratogramas.

Ao Prof. Dr. Márcio Martins Pimentel, do Laboratório de Geocronologia, Instituto de Geociências da Universidade de Brasília, por ter encontrado tempo no seu dia-a-dia atarefado para a leitura dos dados isotópicos no espectrômetro de massa deste laboratório, não economizando disposição para explicar os princípios básicos do funcionamento do aparelho.

Aos colegas da pós-graduação, pela camaradagem e bons momentos vividos juntos e, em especial, às “colombetes”, por tudo que tivemos em comum.

Por fim, àquele que foi testemunha do cotidiano do desenvolvimento deste Mestrado e que constituiu, por assim dizer, minha “torcida organizada”: Marco Aurélio Bonfá Martin. Pela revisão cuidadosa dos originais. Sobretudo aos meus pais, que sempre estimularam o meu desenvolvimento intelectual, e a quem coube a parte mais sacrificada deste processo: a distância.

RESUMO

Esta dissertação teve como objetivo a implantação do método de datação U-Pb em cassiterita no Centro de Pesquisas Geocronológicas da Universidade de São Paulo. Para tanto, utilizaram-se amostras da mineralização estanífera da Subprovincia do Rio Paraná, extremo nordeste do Estado de Goiás.

A área compreende unidades de idade mínima transamazônica, representadas pelo Complexo Granito-Gnáissico e pela Formação Ticunzal, superpostas por metassedimentos predominantemente psamíticos do Grupo Araí, com idade aproximada de 1.770 Ma, e intrudidos por granitóides estaníferos paleo a mesoproterozóicos. Pegmatitos alojados nas duas primeiras unidades correspondem a outras manifestações da mineralização de estanho na subprovincia.

Datações pelo método K-Ar em muscovita situaram a idade da mineralização nos pegmatitos entre cerca de 2.000 Ma e 2.130 Ma. As análises por U-Pb na cassiterita confirmaram estes valores na maior parte dos casos. Quanto aos granitóides, uma idade U-Pb em cassiterita de 1.535 ± 57 Ma foi obtida.

A metodologia U-Pb em cassiterita mostrou-se útil, desde que tomadas precauções como a análise de várias amostras distintas e a caracterização mineral prévia da fase, a fim de selecionar amostras isentas de inclusões de minerais portadores de Pb.

Datações pelo método Pb-Pb resultaram incorretas na maior parte das vezes em função de excesso de Pb comum derivado de inclusões, especialmente de feldspato.

A composição isotópica de Pb mais radiogênica foi verificada em cassiterita de rocha granitóide, analogamente ao reportado em Gulson & Jones (1992), sugerindo que o método pode ter melhor resposta se aplicado em mineralizações neste tipo de rocha.

Caracterizou-se a ocorrência de pelo menos duas fácies distintas mineralizadas nos pegmatitos, com base na natureza de suas inclusões.

ABSTRACT

The purpose of this work was to set up the cassiterite U-Pb method of dating at Centro de Pesquisas Geocronológicas of Universidade de São Paulo. Samples of tin mineralization from the Subprovincia do Rio Paranã, Goiás State, were used to perform the experience.

The area includes units of Transamazonian minimum ages, represented by Complexo Granito-Gnássico and Formação Ticunzal, overlayed by metamorphosed sandstones mainly, with ages close to 1.770 Ma, and intruded by paleo to mesoproterozoic tin granites. Pegmatites that cut the first and second units correspond to another manifestation of tin mineralization in the area.

Muscovite K-Ar ages situated the pegmatites mineralization between 2,000 Ma and 2,130 Ma. The cassiterite U-Pb analyses confirmed these values in most cases. In relation to the granitoids, one single U-Pb age in cassiterite of $1,535 \pm 57$ Ma was obtained.

The cassiterite U-Pb methodology proved useful since caution is taken, as dating of many distinct samples and mineralogical characterization of the phase prior to dating in order to select samples without inclusions of Pb-bearing minerals.

The most radiogenic isotopic composition of Pb was verified in cassiterite from a granitoid rock, in analogy to what was reported by Gulson & Jones (1992). This suggests that the method can give better results if applied to mineralization in such rocks.

The occurrence of at least two mineralized distinct facies was characterized in the pegmatites, based on its inclusions peculiarities.

SUMÁRIO

I INTRODUÇÃO.....	1
1.1 Apresentação e Objetivos do Trabalho.....	1
1.2 Área estudada.....	2
1.3 Escala de Tempo Geológico Adotada.....	3
II MÉTODOS DE TRABALHO.....	4
2.1 Revisão Bibliográfica.....	4
2.2 Trabalho de Campo.....	5
2.3 Petrografia e Escolha das Amostras.....	5
2.4 Britagem, moagem, peneiramento.....	6
2.5 Separação Magnética.....	6
2.6 Procedimentos Analíticos.....	6
2.6.1 K-Ar.....	6
2.6.2 Rb-Sr.....	7
2.6.3 Sm-Nd.....	8
2.7 Espectrometria de Massa.....	9
2.8 Cálculo das idades.....	9
2.8.1 K-Ar.....	9
2.8.2 Rb-Sr.....	10
2.8.3 Sm-Nd.....	11
III CONTEXTO GEOLÓGICO-GEOTECTÔNICO.....	12
3.1 Trabalhos Anteriores.....	12
3.2 Geologia Regional.....	16
3.2.1 Complexo Granito-Gnáissico.....	17
3.2.2 Formação Ticunzal.....	18
3.2.3 Grupo Araí.....	19
3.2.4 Granitos Estaníferos da Subprovincia do Rio Paranã (tipo Serra Branca).....	19
3.2.5 Deformação e Metamorfismo.....	22
3.3 Geologia das mineralizações estaníferas.....	23
3.3.1 Pegmatitos encaixados no Complexo Granito-Gnáissico.....	24
3.3.1.1 Xupé.....	24
3.3.1.2 Grotão.....	25
3.3.1.3 Riacho dos Cavalos.....	26
3.3.1.4 Ingazeira.....	26
3.3.2 Granitos Estaníferos.....	27
3.3.2.1 Mangabeira.....	27
3.3.2.2 Sucuri.....	28
IV GEOCRONOLOGIA.....	30
4.1 Trabalhos Anteriores.....	30
4.2 Dados Geocronológicos e Discussões.....	33
4.2.1 Método K-Ar.....	33
4.2.1.1 Xupé.....	36
4.2.1.2 Grotão.....	38
4.2.1.3 Riacho dos Cavalos.....	38
4.2.1.4 Granito Mangabeira.....	39

4.2.1.5 Discussões.....	40
4.2.2 Método Rb-Sr.....	41
4.2.3 Método Sm-Nd.....	45
V CRISTALOQUÍMICA DA CASSITERITA.....	47
5.1 Generalidades.....	47
5.2 Cristalografia.....	49
5.3 Propriedades Físicas.....	52
5.3.1 Propriedades Óticas.....	56
5.3.1.1 Luz Transmitida.....	56
5.3.1.2 Luz Refletida.....	57
5.4 Propriedades Químicas.....	57
5.5 Caracterização das Amostras.....	61
5.5.1 Pegmatitos encaixados no Complexo Granito-Gnáissico.....	61
5.5.1.1 Xupé.....	61
5.5.1.2 Grotão.....	65
5.5.1.3 Riacho dos Cavalos.....	70
5.5.1.4 Ingazeira.....	74
5.5.2 Granitos Estaníferos (tipo Serra Branca).....	78
5.5.2.1 Mangabeira.....	78
5.5.2.2 Sucuri.....	78
VI MÉTODO U-Pb EM CASSITERITA.....	83
6.1 Fundamentos Teóricos do Sistema Isotópico U-Th-Pb.....	83
6.1.1 Comportamento geoquímico do urânio, tório e chumbo.....	83
6.1.2 Princípios básicos da datação pelo sistema U-Th-Pb.....	84
6.1.3 Diagrama Concórdia de U-Pb.....	86
6.1.4 Diagrama Concórdia de U-Th-Pb.....	87
6.1.5 Isócronas U-Pb, Th-Pb e Pb-Pb.....	88
6.1.6 Uso de isótopos de Pb em depósitos minerais.....	89
6.1.6.1 Idades-modelo Pb-Pb.....	89
6.1.6.1.1 Modelo de estágio único de Holmes (1946) e Houtermans (1946).....	89
6.1.6.1.2 Modelo de evolução contínua (Cumming & Richards 1975).....	92
6.1.6.1.3 Modelo de estágio duplo (Stacey & Kramers 1975).....	92
6.1.6.1.4 Modelo em multi-estágios.....	93
6.1.6.2 A evolução dos reservatórios.....	93
6.2 Amostragem.....	95
6.3 Preparação das amostras.....	95
6.4 Extração do U e do Pb.....	98
6.4.1 Dissolução da cassiterita.....	98
6.4.2 Colunas de troca iônica.....	99
6.5 Espectrometria de massa.....	101
6.6 Resultados e Discussões.....	102
6.6.1 Pegmatitos encaixados no Complexo Granito-Gnáissico e/ou Formação Ticunzal.....	102
6.6.1.1 Xupé.....	102
6.6.1.2 Grotão.....	106
6.6.1.3 Riacho dos Cavalos.....	108

6.6.1.4 Ingazeira.....	111
6.6.2 Granitos Estaníferos (tipo Serra Branca).....	116
6.6.2.1 Mangabeira.....	116
VII CONCLUSÕES.....	119
VIII REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS.....	122
ANEXO.....	130

LISTA DE FIGURAS

1.1 - Mapa de localização da área estudada. À esquerda, destacada em preto. À direita, perspectiva ampliada da mesma, representada pela superfície hachurada.....	2
3.1 - a) Mapa do território brasileiro subdividido nas dez províncias estruturais definidas por Almeida <i>et al.</i> (1977). O polígono destaca a área representada pela figura (b). b) Província Tocantins subdividida nas faixas Paraguai-Araguaia, Brasília e Uruaçu, e no Maciço Mediano de Goiás, conforme Almeida <i>et al.</i> (1977). Em destaque, Subprovíncia do Rio Tocantins (I), Subprovíncia do Rio Paranã (II) (área desta pesquisa), Subprovíncia de Pirenópolis-Goianésia (III) e Subprovíncia Ipameri (IV), integrantes da Província Estanífera de Goiás definida por Marini & Botelho (1986). (Modificada de Botelho 1992a)	13
3.2 - Mapa geotectônico do centro-oeste brasileiro segundo Pimentel <i>et al.</i> (1996).....	14
3.3 - Área pesquisada - Subprovíncia do Rio Paranã (<i>sensu</i> Marini & Botelho 1986) (Modificada dos autores).....	17
5.1 - Estereomicrofotografia da amostra Xupé-1, fração 35-60 <i>mesh</i> , com aumento de 32X. Os cristais são castanho-escuros, opacos e apresentam brilho submetálico a graxo. Quando subédricos, seu hábito é bipiramidal (vide porção superior direita da fotografia).....	62
5.2 - Difratograma de raios-X da amostra Xupé-1, fração <150 <i>mesh</i> , que mostra a presença largamente predominante de cassiterita sobre minerais do grupo da columbita-tantalita.....	62
5.3 - Espectro da composição da cassiterita da amostra XUPÉ-1 obtido por MEV. Observar a presença discreta de nióbio e tântalo.....	63
5.4 - Imagem de MEV de cristal de cassiterita cortado por fratura preenchida com feldspato potássico. O mesmo mineral ocorre também como inclusão na porção central direita do cristal. Minerais do grupo da columbita-tantalita são comuns como inclusões e exsoluções, exibindo, no primeiro caso, formas euédricas a subédricas. À direita estão representados os espectros das composições da columbita e do feldspato, respectivamente.....	63
5.5 - À esquerda, cristal de cassiterita com abundantes inclusões de feldspato potássico e fraturas paralelas preenchidas com quartzo, conforme espectro de MEV (acima)..	64
5.6 - Espectro de MEV das inclusões dos minerais do grupo da columbita-tantalita com composições no extremo tantalífero.....	64
5.7 - Cristal de cassiterita com inclusões subédricas de columbita-tantalita e exsoluções da mesma fase de formas irregulares e dimensões menores que 10 μm	64

5.8 - Imagem de MEV de cristal de cassiterita com exsoluções de rutilo, que apresenta teores variáveis de tântalo, além de ferro e nióbio. Espectros de MEV do rutilo, mostrando as composições relativamente ricas e pobres em tântalo, estão representados à direita.....	65
5.9 - Estereomicrofotografia da amostra GROT-1, fração 35-60 <i>mesh</i> , com aumento de 32X. A cor da cassiterita é castanho-escuro, com cristais predominantemente opacos e subédricos. Seu brilho é adamantino (porção esquerda da fotografia) a graxo, e o hábito bipiramidal (cristal ao centro).....	66
5.10 - Estereomicrofotografia da amostra GROT-2, fração 35-60 <i>mesh</i> , com aumento de 16X. Observar cor castanho-escuro, presença de cristais opacos e translúcidos, e forma subédrica, denotando hábito bipiramidal. O brilho dos grãos tende ao adamantino.....	66
5.11 - Espectro de MEV da composição da cassiterita da amostra GROT-1, que incorpora pequenos teores de tântalo e nióbio.....	67
5.12 - Difrátograma de raios-X da amostra GROT-1, fração <150 <i>mesh</i> , indicando a presença predominante de cassiterita e a ocorrência relativamente menos significativa de ixiolita, columbita-tantalita e dravita.....	67
5.13 - Em <i>a</i> , imagem de MEV mostrando inclusões de albita "soltas" em vacúolos e inclusões de mica branca. Em <i>b</i> , os mesmos minerais ocorrem também aderidos à superfície da cassiterita. Os espectros da albita e da mica estão representados em <i>c</i> e <i>d</i>	68
5.14 - Em <i>a</i> e <i>c</i> , imagens de MEV de cassiterita praticamente pura, em que as inclusões/agregados são exclusivamente de columbita-tantalita e atingem dimensões de 20 a 130 μm . O espectro de sua composição predominante está representado em <i>b</i>	69
5.15 - À esquerda, imagem de MEV evidenciando a rara presença de micro-inclusões de galena na cassiterita da amostra GROT-1. Acima, o espectro da fase.....	69
5.16 - Imagem e espectro de MEV mostrando a ocorrência de pinta de ouro parcialmente incluída em cassiterita do Grotão.....	70
5.17 - Estereomicrofotografia da amostra RC-3, fração 35-60 <i>mesh</i> , com aumento de 32X. Os cristais são castanho-escuros, opacos, e exibem brilho submetálico ou adamantino. Observar a forma bipiramidal dos grãos euédricos na porção superior direita da fotografia.....	70
5.18 - Estereomicrofotografia da amostra RC-5, fração >35 <i>mesh</i> , com aumento de 8X, que mostra a cor preta, a opacidade e o brilho submetálico da cassiterita.....	71
5.19 - Estereomicrofotografia da amostra RC-5, fração 35-60 <i>mesh</i> , com aumento de 16X. Os cristais são predominantemente castanho-escuros, translúcidos com número significativo de grãos transparentes, e apresentam brilho vítreo. Predominam cristais subédricos.....	71
5.20 - Difrátograma de raios-X da amostra RC-3, que revela a presença predominante de cassiterita, seguida de columbita-tantalita, dravita, quartzo, zinnwaldita, calcopirita e rutilo.....	72
5.21 - Espectro de MEV da composição da cassiterita da amostra RC-3.....	72

5.22 - Imagem de MEV de cristal de cassiterita da amostra RC-3 que apresenta compostos de tântalo tardios, agregados à sua superfície ou preenchendo microvenulações, constituídos de óxidos complexos de tântalo, estanho e chumbo, com teores discretos de nióbio e ferro.....	73
5.23 - Imagem de MEV de cristal de columbita exibindo feições de substituição por tantalita. Tais feições ocorrem isoladas no concentrado de cassiterita RC-3. À direita estão representados os espectros das composições das duas fases.....	74
5.24 - Estereomicrofotografia da amostra INGA-2, fração 35-60 <i>mesh</i> , com aumento de 32X. Observar cor castanho-média a escura, tendência à translucidez, brilho submetálico ou graxo e forma subédrica a anédrica.....	75
5.25 - Espectro de MEV da composição da cassiterita da amostra INGA-2, indicando pureza dentro dos limites de detecção do MEV-EDS	75
5.26 - Difratoograma de raios-X da amostra INGA-2 não-magnética, que mostra a presença de cassiterita, zircão, pirrotita e moganita na fração <150 <i>mesh</i>	76
5.27 - Aspecto textural da cassiterita da amostra INGA-2 em imagem de MEV. A precipitação de quartzo ao longo de fraturas e a englobação de fragmentos da cassiterita hospedeira neste sugerem atuação de cataclase incipiente sobre os cristais.....	76
5.28 - Em <i>a</i> e <i>c</i> , imagens de MEV mostrando micro-inclusões de scheelita elipsoidais ou arredondadas na cassiterita da amostra INGA-2. Em <i>b</i> , espectro de MEV da composição da scheelita.....	77
5.29 - Imagem de MEV mostrando cristal de cassiterita com abundantes inclusões de biotita, cujo espectro está representado à direita.....	77
5.30 - Estereomicrofotografia da cassiterita da amostra PF-7, fração >35 <i>mesh</i> , com aumento de 16X. Observar cor castanho-escura, opacidade, brilho adamantino e forma subédrica a anédrica.....	78
5.31 - Estereomicrofotografia da amostra SUC-0, fração 35-60 <i>mesh</i> , com aumento de 32X. Observar a cor preta, opacidade e brilho submetálico dos cristais, forma anédrica predominante, além do hábito prismático curto.....	79
5.32 - Espectro da composição da cassiterita da amostra SUC-0 obtido por MEV, mostrando sua pureza dentro dos limites de detecção do MEV-EDS.....	79
5.33 - Difratoograma de raios-X da amostra SUC-0, fração <150 <i>mesh</i> , que mostra a grande variedade de minerais presentes, sendo predominantes a cassiterita, a xenotima, a columbita-tantalita e a estaringita, seguidas por volumes menores de ilmenita, monazita, zinnwaldita e anatásio.....	80
5.34 - Imagem de MEV de cristal de cassiterita da amostra SUC-0, onde ocorrem inclusões anédricas de columbita-tantalita, algumas intercrescidas com a própria hospedeira e com rutilo. Os espectros das composições das duas últimas fases estão representados à direita.....	80
5.35 - Imagem de MEV de cassiterita com inclusões de columbita-tantalita intercrescidas com mica e de estaringita. Os espectros das duas últimas fases estão representados à direita.....	81
5.36 - Imagem de MEV mostrando ixiolita wolframífera e wolframita intercrescidas formando micro-inclusão na cassiterita do Granito Sucuri. À direita, espectros das composições das fases intercrescidas.....	81

5.37 - Imagem de MEV de cristal de cassiterita do Granito Sucuri com micro-inclusão arredondada de wolframita de composição ferberítica e inclusões de mica branca, cujos espectros estão representados à direita.....	82
6.1 - Diagrama do crescimento cumulativo dos isótopos radiogênicos de chumbo através do tempo geológico, mostrando que a taxa de crescimento do ^{207}Pb atingiu valores muito baixos no último bilhão de anos como consequência da curta meia-vida de seu isótopo-pai, o ^{235}U . Extraída de Faure (1986).....	85
6.2 - Diagrama Concórdia ilustrando história de perda episódica de Pb. Extraída de Faure (1986).....	87
6.3 - Representação gráfica do modelo de Holmes-Houtermans, onde as linhas curvas são linhas de crescimento para sistemas U-Pb com valores atuais de μ de 8,9 e 10, e as linhas retas são isócronas para valores específicos de t . Extraído de Faure (1986).....	91
6.4 - Representação gráfica de um exemplo hipotético de suíte de chumbos anômalos. Extraída de Faure (1986).....	91
6.5 - Representação gráfica do modelo de evolução do Pb em estágio duplo de Stacey & Kramers (1975). Extraída de Faure (1986).....	92
6.6 - Curvas de evolução dos isótopos de chumbo segundo o modelo da Plumbotectônica. Extraída de Zartman e Doe (1981).....	94
6.7 - Fotografia ilustrando o procedimento de amostragem do elúvio nas catas dos garimpos e bateamento do material.....	96
6.8 - Fotografia dos veios albitíticos/leucodioríticos amostrados no Garimpo Grotão. Destes é proveniente a amostra GROT-2 35-100 <i>mesh</i>	96
6.9 - Massa caulinizada que constitui o Pegmatito Riacho dos Cavalos. O material foi submetido a bateamento, constituindo a amostra RC-3.....	96
6.10 - Representação esquemática da estratégia de separação de U e Pb por troca iônica adotada nesta pesquisa.....	99
6.11 - Representação da distribuição dos íons entre resina aniônica forte e soluções de ácido clorídrico. Extraída de Walton & Rocklin (1990).....	100
6.12 - Diagrama Concórdia da fração XUPÉ-1 60-100 <i>mesh</i>	105
6.13 - Diagrama isocrônico Pb-Pb das frações 35-60 <i>mesh</i> e 60-100 <i>mesh</i> da amostra XUPÉ-1.....	105
6.14 - Acima, pontos analíticos das amostras GROT-1 >35 <i>mesh</i> e GROT-2 35-100 <i>mesh</i> plotadas em Diagrama Concórdia. À direita, parte superior, regressão linear entre o ponto analítico da amostra GROT-1 >35 <i>mesh</i> e intercepto inferior zero; abaixo, regressão linear entre o ponto analítico da amostra GROT-2 35-100 <i>mesh</i> e intercepto inferior zero.....	107
6.15 - Diagrama isocrônico U-Pb das amostras GROT-1 >35 <i>mesh</i> e GROT-2 35-100 <i>mesh</i> , que revelam ganho de urânio em proporções variáveis quando comparadas à isócrona de referência de 2.000 Ma.....	108
6.16 - À esquerda, diagrama isocrônico Pb-Pb das frações >35 <i>mesh</i> e 35-60 <i>mesh</i> da amostra GROT-1, e 35-100 <i>mesh</i> da amostra GROT-2. A área destacada no retângulo aparece ampliada à direita.....	108
6.17 - Acima, pontos analíticos das frações >35 <i>mesh</i> e 60-100 <i>mesh</i> da amostra RC-5 plotados em Diagrama Concórdia. À direita, parte superior, regressão linear do ponto analítico da fração >35 <i>mesh</i> a intercepto inferior zero; abaixo, regressão linear do ponto analítico da fração 60-100 <i>mesh</i> a intercepto inferior zero.....	110

6.18 - Diagrama isocrônico U-Pb da amostra RC-5 em que a fração >35 <i>mesh</i> revela perda de urânio, enquanto que a fração de 60-100 <i>mesh</i> demonstra ganho do elemento.....	110
6.19 - À esquerda, diagrama isocrônico Pb-Pb das frações >35 <i>mesh</i> e 60-100 <i>mesh</i> da amostra RC-5. A área destacada no retângulo encontra-se ampliada à direita.....	111
6.20 - À esquerda, Diagrama Concórdia da amostra INGA-2, frações >35 <i>mesh</i> , 35-60 <i>mesh</i> e 60-100 <i>mesh</i> não-magnética. A área destacada no retângulo encontra-se ampliada acima.....	112
6.21 - À esquerda, Diagrama Concórdia das frações INGA-2 >35 <i>mesh</i> e 60-100 <i>mesh</i> não-magnética; à direita, Diagrama Concórdia com as frações 35-60 <i>mesh</i> e 60-100 <i>mesh</i> não-magnética da mesma amostra.....	112
6.22 - Diagrama isocrônico U-Pb da amostra INGA-2, que mostra ganho significativo do elemento pelas frações >35 <i>mesh</i> e 35-60 <i>mesh</i> , enquanto que 60-100 <i>mesh</i> exibe perda do elemento. O diagrama também explica os teores anômalos de urânio das duas primeiras frações.....	113
6.23 - Diagrama isocrônico Pb-Pb das frações >35 <i>mesh</i> , 35-60 <i>mesh</i> e 60-100 <i>mesh</i> magnética e não-magnética da amostra INGA-2.....	114
6.24 - Diagramas isocrônicos Pb-Pb da amostra INGA-2, excluídas as frações 60-100 <i>mesh</i> magnética, à esquerda, e 60-100 <i>mesh</i> magnética e não magnética, à direita. Os pontos analíticos estão destacados pelos retângulos tracejados.....	114
6.25 - Diagrama isocrônico Pb-Pb das frações 60-100 <i>mesh</i> magnética e não magnética da amostra INGA-2. Os pontos analíticos estão destacados pelos retângulos tracejados.....	115
6.26 - Diagramas isocrônicos ^{207}Pb - ^{206}Pb (esquerda) e ^{208}Pb - ^{206}Pb (direita) com os pontos analíticos de todas as frações dos pegmatitos Xupé (elipses), Grotão (cruzes), Riacho dos Cavalos (xises) e Ingazeira (círculos). Observar a concentração dos pontos segundo alinhamento, o que sugere contemporaneidade dos depósitos, e a composição isotópica distinta das frações da amostra Xupé-1.....	116
6.27 - Fração PF-7 35-60 <i>mesh</i> plotada em Diagrama Concórdia. À esquerda, regressão linear a intercepto inferior zero; à direita, regressão a intercepto inferior de 560 Ma, representativo da atuação do Ciclo Brasileiro sobre o Granito Mangabeira, conforme análise de mica branca pelo método K-Ar.....	117
6.28 - Diagrama isocrônico Pb-Pb das frações PF-7 >35 e 35-60 <i>mesh</i> . Os pontos analíticos estão destacados pelos retângulos tracejados.....	117

LISTA DE TABELAS

4.I - Dados analíticos K-Ar de concentrados de muscovita da Subprovincia do Rio Paran� (GO).....	37
4.II - Dados analíticos Rb-Sr em rocha total do Complexo Granito-Gnássico na Subprovincia do Rio Paran� (GO).....	42
4.III - Dados analíticos Rb-Sr em rocha total dos granitos est�niferos da Subprovincia do Rio Paran�.....	43
4.IV - Dados analíticos Sm-Nd de albita granito do Maciço Sucuri.....	46
6.I - Abundâncias isotópicas, meias-vidas ($T_{1/2}$) e constantes de decaimento (λ) dos isótopos de U e Th. Referências: (1) Steiger & J�ger (1977) e (2) Lederer <i>et al.</i> (1967). Extraída de Faure (1986).....	85
6.II - Dados analíticos de U e de Pb da cassiterita da Subprovincia do Rio Paran� (GO).....	103
6.III - Idades-modelo e valores de μ calculados segundo Stacey & Kramers (1975) para cada fração datada.....	116

1 INTRODUÇÃO

1.1 Apresentação e Objetivos do Trabalho

As datações de mineralizações são importantes para o estabelecimento de modelagens conceituais de depósitos minerais, definição de províncias metalogenéticas e caracterização das fontes dos fluidos mineralizantes. São feitas, via de regra, indiretamente, ou seja, datam-se minerais de ganga e de alteração, e rochas encaixantes e/ou alteradas hidrotermalmente. Alguns métodos convencionais de datação direta de mineralizações, como idades-modelo de Pb em galenas, podem resultar incorretas em função de histórias genéticas complexas ou da aplicação de modelos muito simplistas (Gulson & Jones 1992).

Daviditas e branneritas têm sido datadas tentativamente por U-Pb (e.g. Ludwig & Cooper 1984; Bjorlykke *et al.* 1990), revelando graus variáveis de perda dos dois elementos, além de ganho de chumbo, ao passo que uma datação bem sucedida de uraninita foi descrita por Turpin *et al.* (1988). A utilização de minerais de titânio, como o rutilo (e.g. Corfu & Andrews 1986; Schärer *et al.* 1986; Richards *et al.* 1988; Corfu & Muir 1989; Mezger *et al.* 1989; Schandl *et al.* 1990) e a perovskita (e.g. Queen *et al.* 1996), tem ganho aceitação. No caso do primeiro, entretanto, há possibilidade de obtenção de idades mais jovens ou mistas, haja vista sua origem comum a partir da quebra de titanita, titanomagnetita ou ilmenita consideravelmente depois da geração do depósito (Gulson & Jones 1992).

Datações bem sucedidas de minerais-de-minério são reportadas por Romer & Wright (1992), Romer & Smeds (1994; 1997) e Romer & Lehmann (1995), utilizando minerais do grupo da columbita-tantalita. Bell *et al.* (1989) e Darbyshire *et al.* (1996) aplicaram os sistemas Sm-Nd e Rb-Sr em scheelita. Sulfetos de modo geral são datados pelo método Pb-Pb utilizando-se técnicas de lixiviação (e.g. Bjorlykke *et al.* 1990; Frei & Pettke 1996). Gulson & Jones (1992) propuseram a datação U-Pb de cassiterita, que tem como vantagem a presença comum do mineral em uma variedade de depósitos.

Esta pesquisa teve como objetivo principal estudar a viabilidade da utilização dos métodos de datação U-Pb e Pb-Pb em cassiterita na Província Estanífera de Goiás, Subprovíncia do Rio Paranã, visando à sua implantação no Centro de Pesquisas Geocronológicas (CPGeo) do Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo.

Concomitantemente, buscou-se a geração de dados geocronológicos inéditos da mineralização estanífera da área estudada, que propiciassem a elucidação da compartimentação temporal dos diversos eventos presentes na região e sua inserção no quadro geocronológico/geotectônico regional. Para tanto, utilizaram-se ainda as metodologias K-Ar em muscovita e Rb-Sr e Sm-Nd em rocha total.

1.2 Área estudada

A área pesquisada integra a Subprovíncia do Rio Paranã, que constitui parte da Província Estanífera de Goiás, definida por Marini & Botelho (1986). A subprovíncia localiza-se no extremo nordeste do Estado de Goiás, limitando-se, aproximadamente, pelos paralelos 13°S e 14°S, e pelos meridianos 47°30'W e 46°W (figura 1.1). Emprста seu nome do Rio Paranã, que cruza seu quadrante SW numa direção grosseiramente SE-NW.

Figura 1.1. Mapa de localização da área estudada. À esquerda, destacada em preto. À direita, perspectiva ampliada da mesma, representada pela superfície hachurada.

Abrange parte dos municípios de Campos Belos, Monte Alegre de Goiás, Galheiros, São Domingos, Nova Roma, Terezina e Cavalcante. Trata-se de um planalto com altitude média de 400 metros onde predominam as rochas do embasamento granito-gnáissico, cortado por

corpos graníticos isolados, que constituem cúpulas bem formadas, e encimado por metassedimentos predominantemente psamíticos, que sustentam serras proeminentes.

A região foi palco de uma verdadeira corrida de garimpeiros nas décadas de 70 e 80, desencadeada pela descoberta de cassiterita nos maciços da Pedra Branca e Mangabeira, a partir de 1973, por geólogos da DOCEGEO.

1.3 Escala de Tempo Geológico Adotada

Serão discutidas neste item unicamente as subdivisões propostas para o Éon Proterozóico, haja vista inexistirem na área estudada rochas mais antigas que 2.500 Ma, conforme ilustram as datações geocronológicas efetuadas até o presente.

A escala de tempo geológico adotada foi proposta pela Subcomissão de Estratigrafia do Pré-Cambriano (SPS) da Comissão Internacional de Estratigrafia (ICS), e aprovada pela International Union of Geological Sciences (IUGS). Encontra-se sumarizada em Fuck (1991).

Admite um limite Paleoproterozóico/Mesoproterozóico de 1.600 Ma, divergente daquele proposto por Brito Neves *et al.* (1990). Os referidos autores assumem 2.500 e 1.800 Ma como limites para o Paleoproterozóico, 1.800 e 1.000 Ma para o Mesoproterozóico, e 1.000 e 570 Ma para o Neoproterozóico.

O primeiro representaria o início de um período de quiescência que seguiu o Ciclo Jequié (2,7 a 2,5 Ga) em que núcleos cratônicos arqueanos foram envolvidos e retrabalhados por cinturões móveis de idade compreendida entre 2.200 e 1.800 Ma, período definido como Ciclo Transamazônico.

O Mesoproterozóico se caracterizaria por processos geológicos predominantemente cratônicos, com abundante vulcanismo e plutonismo cratogênico, desenvolvimento de sistemas de *rifts* e atividade tectônica concentrada em lineamentos.

O Neoproterozóico corresponderia ao período em que se deu a estruturação final dos domínios brasileiros, correspondentes às porções central e leste do continente, e sua amalgamação às áreas mais antigas, representadas pela região amazônica. No caso dos domínios brasileiros, os limites inferior e superior seriam de 1.000 e 570 Ma. O Ciclo Brasileiro, cujas principais fases orogenéticas são atribuídas ao intervalo de 750 a 500 Ma, foi o responsável pela referida estruturação.

II MÉTODOS DE TRABALHO

Os trabalhos desenvolvidos com a cassiterita, por tratarem-se do tema principal desta dissertação, estão descritos, em detalhe, nos capítulos V e VI.

2.1 Revisão Bibliográfica

Este estudo teve início com uma pesquisa bibliográfica ampla acerca da geologia da Subprovíncia do Rio Paranã. A partir desta abordagem, tomou-se conhecimento da existência de dois tipos principais de depósitos primários de cassiterita: aqueles associados aos pegmatitos intrudidos no Complexo Granito-Gnáissico e/ou Formação Ticunzal e aqueles alojados nos granitóides paleo/mesoproterozóicos.

Um conjunto de datações geocronológicas existentes na literatura, em especial pelo método Rb-Sr em rocha total, auxilia na definição da época de intrusão dos granitóides paleo/mesoproterozóicos. No caso dos maciços Sucuri e Soledade, as idades de cristalização foram obtidas por análises U-Pb em zircão. O mesmo não é verdadeiro para os pegmatitos intrudidos no Complexo Granito-Gnáissico e/ou Formação Ticunzal, que carecem de estudos geocronológicos.

Optamos, assim, por uma abordagem regional da geocronologia da mineralização. O conjunto de dados publicados constitui base para comparação e, conseqüentemente, avaliação dos resultados, no caso da datação de cassiterita dos maciços graníticos. Concomitantemente, o estudo geocronológico dos pegmatitos tem, em potencial, a possibilidade da geração de dados inéditos, que contribuiria para elucidar a evolução desta província mineral no que tange à cronologia dos eventos geológicos.

Neste contexto, e com base nas sugestões do geólogo Gilmar de Assis Pagotto, da Salomão Mineração Ltda., a respeito dos melhores locais para amostragem, escolheram-se os

garimpos Xupé, Grotão e Riacho dos Cavalos, que representam os pegmatitos intrudidos no Complexo Granito-Gnáissico e/ou Formação Ticunzal, e os granitos Mangabeira e Sucuri. O Garimpo Ingazeira, localizado a leste do Granito Mocambo, foi amostrado para verificação da possibilidade de gênese associada à intrusão do referido corpo.

2.2 Trabalho de Campo

Durante o trabalho de campo, visitaram-se e amostraram-se os garimpos Xupé, Grotão, Riacho dos Cavalos e Ingazeira, além dos granitos Mangabeira e Sucuri. Furos de sondagem dos quatro primeiros foram também descritos e amostrados.

Amostras de rocha foram coletadas para análises pelos métodos K-Ar em muscovita, e Rb-Sr e Sm-Nd em rocha total. No caso das análises por U-Pb e Pb-Pb em cassiterita, concentrados de bateia constituíram as amostras na maior parte dos casos, embora tenham-se obtido amostras de rocha portadoras do mineral no caso dos depósitos Grotão, Riacho dos Cavalos e Mangabeira.

2.3 Petrografia e escolha das amostras

Vinte amostras foram descritas petrograficamente, em lâmina delgada, a fim de selecionar as que preenchiam os requisitos para as datações pelos referidos sistemas isotópicos e/ou para determinar os fatores que influenciariam os resultados obtidos. Dentre essas, fez-se contagem modal de doze. As descrições encontram-se no Anexo.

Duas das amostras selecionadas para análises pelo método K-Ar em muscovita (RC-5 e XUPÉ-3) não foram analisadas em microscópio petrográfico, haja vista tratarem-se de greisens de textura grossa a muito grossa não deformados. Tais características, em princípio, justificam a propriedade de sua utilização, pois a granulação grossa dificulta a difusão de Ar pelo retículo do mineral e a ausência de deformação sugere que o sistema não tenha sido aberto ou perturbado após seu fechamento. Adicione-se o fato de serem portadoras de cassiterita.

As amostras escolhidas para K-Ar em muscovita totalizaram nove, para Rb-Sr, seis (duas para idades convencionais e quatro para isócrona), enquanto que Sm-Nd em rocha total foi efetuado em apenas uma amostra.

2.4 Britagem, moagem, peneiramento

As amostras selecionadas foram submetidas à britagem em moinho de mandíbulas, lavagem e secagem sob lâmpada. Aquelas destinadas à datação por Rb-Sr e Sm-Nd em rocha total foram quarteadas, e uma das frações utilizada para pulverização em moinho de bolas, em cápsulas revestidas com tungstênio.

A separação de muscovita para o método K-Ar envolveu peneiramento diretamente após a britagem. A fração retida na peneira de 100 *mesh* (intervalo 60-100 *mesh*) foi então submetida à purificação em Separador Magnético tipo Frantz.

2.5 Separação Magnética

As condições utilizadas para purificação dos concentrados de muscovita foram inclinação frontal de 20°, inclinações laterais entre 0 e 15° e correntes elétricas de 0,5 a 1,5 A.

Por tratar-se de xisto fino, a amostra FXS5-2, do Garimpo Xupé, necessitou ser cominuída com almofariz e pistilo de ágata ao intervalo granulométrico de 100-150 *mesh*, visando à desagregação da mica de outros silicatos, e posteriormente repassada no Separador Magnético Frantz.

Amostras em que a separação magnética gerou concentrados de muscovita com pureza inferior a 95% foram submetidas à separação com bromofórmio ($d=2,8899$ g/ml). A fração leve oriunda deste procedimento foi então purificada com auxílio de papel filtro.

2.6 Procedimentos Analíticos

2.6.1 K-Ar

Os procedimentos analíticos utilizados para datações por K-Ar encontram-se descritos em Torquato & Kawashita (1992).

A determinação de idades pelo método K-Ar requer analisar-se os referidos elementos em frações distintas da amostra. Para a extração do argônio, o concentrado do mineral é acondicionado em cadinho de molibdênio e fundido em sistema de ultra-alto-vácuo (pressão inferior a 10^{-7} mm de Hg) a temperaturas da ordem de 1.500° C. Durante a fusão, adiciona-se uma quantidade conhecida (geralmente inferior a 10^{-5} ccSTP) de *spike* enriquecido em ^{38}Ar (99,98% de pureza).

Os gases liberados durante a fusão são purificados ao passarem por forno de Cu-CuO, que oxida o H e o CO, seguida da passagem por condensadores com carvão ativado mantidos à temperatura do nitrogênio líquido, e finalmente por forno de Ti, com temperaturas de até 850° C, em que os gases ativos são retidos. No final do processo restam unicamente os gases inertes, que não produzem interferências isobáricas com os isótopos de argônio, não necessitando serem eliminados do produto final.

Para a análise do potássio em muscovita, ataca-se, em béquer *savillex*, cerca de 0,1 g de concentrado do mineral com H₂SO₄ (50%) e HF, em aquecedor, por uma noite. A seguir, as amostras são evaporadas sob lâmpada fraca por 3 horas, adicionando-se então HNO₃ ao resíduo. A mistura é aquecida sob lâmpada forte até atingir aspecto gelatinoso. Completa-se então 2/3 do volume do *savillex* com água tri-destilada, e o mesmo retorna ao aquecedor por uma noite. A solução é transferida para frasco Erlenmeyer, onde é neutralizada com NH₄OH e recebe (NH₄)₂CO₃ (10%). Deve então ficar em repouso por um período mínimo de quatro horas, após o qual é filtrada, coletando-se o líquido da lavagem em balão volumétrico. O balão tem seu volume completado com água tri-destilada. A solução é em seguida homogeneizada, transferida para frasco de polietileno, e preparada para leitura no fotômetro de chama mediante adição de padrão de Li. Os teores de potássio são determinados através de análise em duplicata, em aparelho Micronal modelo B262, com precisão melhor que 1%.

A reprodutibilidade analítica do método é da ordem de 2 a 3%.

2.6.2 Rb-Sr

Os procedimentos analíticos para o método Rb-Sr estão descritos em maior detalhe em Torquato & Kawashita (1994).

Inicialmente, procede-se à determinação dos teores de Rb e Sr por fluorescência de raios-X, admitindo-se um erro médio de 2% nos valores entre 50 e 500 ppm. A partir destes dados, seleciona-se aquelas amostras passíveis de gerar boa distribuição no diagrama isocrônico, ou aquelas cujas razões Rb/Sr sejam suficientemente altas a ponto de minimizar a dependência das idades obtidas em relação às razões iniciais de Sr ((⁸⁷Sr/⁸⁶Sr)_i) arbitradas, no caso do seu uso para o cálculo de idades convencionais. Nesta situação, o teor de ⁸⁷Rb é calculado pela fórmula:

$$^{87}\text{Rb} = \text{Rb}_{\text{total}} \times 0,278346,$$

onde o valor de 0,278346 representa a fração do isótopo ^{87}Rb presente no rubídio natural.

Amostras cujos teores de Rb e de Sr estiverem fora do intervalo 50-500 ppm deverão ter as concentrações dos referidos elementos medidas por diluição isotópica, utilizando-se traçadores enriquecidos em ^{87}Rb e ^{84}Sr .

Para o ataque químico, utiliza-se aproximadamente 0,1 g de amostra acondicionada em béquer *savillex*, ao qual adiciona-se HNO_3 concentrado e HF. A solução é aquecida a 60° C por uma noite, e evaporada até a secura sob lâmpada. Dissolve-se o resíduo com HCl 6N e deixa-se em aquecimento a 60° C por uma noite. A solução é novamente evaporada até a secura, e então dissolvida em HCl 2,62N, devendo repousar por uma semana no caso de análises por diluição isotópica. Amostras para análise de estrôncio natural são transferidas para tubos de centrífuga.

Aquelas para análise por diluição isotópica são alíquotadas em três frações: estrôncio natural, estrôncio *spike* e rubídio *spike*. Às duas últimas adicionam-se quantidades previamente calculadas de *spikes* de composições conhecidas. As frações são assim centrifugadas até que as soluções fiquem transparentes.

As alíquotas são posteriormente depositadas em colunas de resina catiônica AG50W-W8 (200-400 *mesh*) previamente condicionadas com HCl 2,62N. O Rb e o Sr são eluídos com volumes calibrados de HCl 2,62N e coletados em béqueres *savillex*, aos quais adiciona-se HClO_4 (50%). A solução é em seguida evaporada e conduzida ao espectrômetro de massa.

2.6.3 Sm-Nd

O procedimento para a separação do Sm e do Nd encontra-se descrito em Sato *et al.* (1995).

Para o ataque químico, utilizam-se entre 50 e 100 mg de amostra, dividida em duas alíquotas: a natural e a *spike*. À alíquota *spike* é adicionado um traçador combinado de Sm e Nd. Ambas são atacadas em *savillex* com HF/HNO_3 (2:1) a 60° C por uma noite, e posteriormente evaporadas. Adiciona-se então HCl 6,2N e deixa-se sob aquecimento a 60° C por mais uma noite, evaporando-as a seguir. Os resíduos são dissolvidos em HCl 2,5N e conduzidos às colunas de troca iônica.

Cada amostra é depositada em colunas com resina catiônica tipo AG50W-X8 (200-400 mesh), ditas primárias, onde são eluídos o Rb e o Sr com HCl 2,5N. Os Elementos Terras Raras são eluídas com HCl 6,2 N.

As frações em que se coletaram os Elementos Terras Raras são evaporadas até a secura e dissolvidas em HCl 0,26 N. Depositam-se as frações em colunas de pó de Teflon®, ditas secundárias, eluídas com HCl 0,26 N para a coleta do Nd, e HCl 0,55 N para a coleta do Sm. Adicionam-se 10 µl de H₃PO₄ às frações de Nd e Sm coletadas. Após a secagem, seus resíduos são levados à espectrometria de massa.

2.7 Espectrometria de Massa

As razões isotópicas de Ar são aferidas em espectrômetro de massa de fonte gasosa Nuclide, tipo Reynolds.

Para as análises isotópicas dos métodos Rb-Sr e Sm-Nd utiliza-se espectrômetro de massa de fonte sólida do tipo Micromass VG-354 com coletor simples, no primeiro caso, e cinco coletores, no segundo. A reprodutibilidade dos resultados Rb-Sr do CPGeo é controlada por meio do padrão NBS-987 (Carbonato de Sr) e pelo padrão interno S10. Para o controle da reprodutibilidade das análises Sm-Nd, é usado o padrão BCR-1.

2.8 Cálculo das idades

2.8.1 K-Ar

Depois de calculado o teor total de potássio da amostra, basta multiplicar seu valor pela abundância molar do ⁴⁰K, que é de 0,01167%.

Os teores de ⁴⁰Ar radiogênico (⁴⁰Ar*) da amostra são calculados segundo a equação de Dalrymple e Lanphere (1969):

$$^{40}\text{Ar}^* = ^{38}\text{Ar}_s \left\{ (40/38)_m - (40/38)_s - \frac{[1 - (38/36)_m (36/38)_s]}{(38/36)_m (36/38)_s - 1} \times [(40/38)_s - (40/38)_m] \right\},$$

onde as razões isotópicas conhecidas para o argônio atmosférico estão subscritas com "a", as razões do argônio do spike com "s", e as razões isotópicas de argônio misturadas estão subscritas com "m". A razão ⁴⁰Ar/³⁶Ar_{atm} é de 295,5.

As constantes de desintegração (λ) do potássio para argônio e a constante total utilizadas (haja vista o potássio sofrer desintegração para Ar e para Ca) são de $4,962 \times 10^{-10}$ anos⁻¹ e $5,543 \times 10^{-10}$ anos⁻¹, respectivamente, conforme Steiger & Jäger (1977).

O cálculo das idades K-Ar é efetuado a partir da equação geral do método:

$$t = 1,804 \times 10^9 \ln \left(1 + 9,54 \frac{{}^{40}\text{Ar}^*}{{}^{40}\text{K}} \right),$$

onde ${}^{40}\text{Ar}^*/{}^{40}\text{K}$ é a razão atômica ou molecular.

2.8.2 Rb-Sr

A constante de desintegração (λ) do Rb adotada para o cálculo das idades é de $1,42 \times 10^{-11}$ anos⁻¹, e a razão $({}^{87}\text{Rb}/{}^{87}\text{Rb})_N$ é igual a $2,5076 \pm 0,0037$, conforme Steiger & Jäger (1977). A fórmula geral do método para idades convencionais pode ser expressa da seguinte maneira:

$$t = 1/\lambda \cdot \ln \left\{ 1 + \frac{({}^{87}\text{Sr}/{}^{86}\text{Sr}) - ({}^{87}\text{Sr}/{}^{86}\text{Sr})_i}{{}^{87}\text{Rb}/{}^{86}\text{Sr}} \right\}$$

O fator $({}^{87}\text{Rb}/{}^{86}\text{Sr})$ é obtido através da expressão

$$({}^{87}\text{Rb}/{}^{86}\text{Sr}) = (\text{Rb}/\text{Sr}) \cdot \frac{(\text{Ab } {}^{87}\text{Rb} \cdot P_{\text{Sr}})}{(\text{Ab } {}^{86}\text{Sr} \cdot P_{\text{Rb}})},$$

onde $({}^{87}\text{Rb}/{}^{86}\text{Sr})$ é a razão atual destes isótopos em termos de números de átomos presentes numa unidade de peso mineral, (Rb/Sr) é a razão das concentrações destes elementos em ppm, $\text{Ab } {}^{87}\text{Rb}$ e $\text{Ab } {}^{86}\text{Sr}$ são as abundâncias isotópicas do ${}^{87}\text{Rb}$ e do ${}^{86}\text{Sr}$, e P_{Rb} e P_{Sr} são seus respectivos pesos atômicos.

No caso do método isocrônico, os pontos analíticos de diversas amostras cogenéticas ou de diferentes minerais de uma mesma amostra são plotados em diagramas ${}^{87}\text{Sr}/{}^{86}\text{Sr}$ x ${}^{87}\text{Rb}/{}^{86}\text{Sr}$. Tais pontos devem alinhar-se segundo uma reta que respeita a equação:

$$({}^{87}\text{Sr}/{}^{86}\text{Sr})_{\text{atual}} = ({}^{87}\text{Sr}/{}^{86}\text{Sr})_i + ({}^{87}\text{Rb}/{}^{86}\text{Sr}) \cdot (e^{\lambda t} - 1).$$

Por analogia com a equação geral da reta, expressa por $y = b + ax$, tem-se que

$$y = ({}^{87}\text{Sr}/{}^{86}\text{Sr})_{\text{atual}}$$

$$b = ({}^{87}\text{Sr}/{}^{86}\text{Sr})_i$$

$$a = ({}^{87}\text{Rb}/{}^{86}\text{Sr})$$

$$x = (e^{\lambda t} - 1).$$

Daí, tem-se que a idade (t) da rocha cujos pontos analíticos foram plotados é proporcional à inclinação da reta formada por eles, segundo a equação:

$$\text{tg } \alpha = e^{\lambda t} - 1. \text{ Logo, } t = \frac{1}{\lambda} \ln (1 + \text{tg } \alpha).$$

Os fatores “a” e “b” podem ser determinados gráfica ou estatisticamente. No último caso, através de regressões, cujas fórmulas acham-se descritas em Torquato & Kawashita (1994). A técnica de regressão adotada no CPGeo para o cálculo de idades isocrônicas Rb-Sr é o modelo de Williamson (1968), e o resultados analíticos são calculados pelo programa Pisog, desenvolvido no Centro, utilizando-se desvio padrão de 1σ .

2.8.3 Sm-Nd

A equação fundamental para o cálculo de idades modelo Sm-Nd pode ser expressa da seguinte maneira:

$$T = (1/\lambda) \log \left\{ 1 + \frac{(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_x - (^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_{\text{am}}}{(^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd})_x - (^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd})_{\text{am}}} \right\}$$

onde λ é a constante de desintegração do ^{147}Sm , cujo valor é de $0,654 \times 10^{11} \text{ anos}^{-1}$, e os fatores subscritos por “x” dependem do modelo adotado. Aqueles subscritos por “am” são atuais, medidos na amostra.

No caso deste estudo, utilizou-se o modelo do Manto Depletado (“Depleted Mantle”), que assume os seguintes valores para $T = 0$:

$$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0,513144;$$

$$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd} = 0,222.$$

O cálculo da idade pelo modelo do manto depletado (T_{DM}) segundo DePaolo (1988) requer a resolução da equação:

$$\epsilon_{\text{Nd}}(T) = 0,25T^2 - 3T + 8,5$$

em que o cálculo do parâmetro petrogenético $\epsilon_{\text{Nd}}(T)$ é feito segundo a equação:

$$\epsilon_{\text{Nd}}(T) = \left[\frac{(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_{\text{am}}(T)}{(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_{\text{CHUR}}(T)} - 1 \right] \times 10^4.$$

III CONTEXTO GEOLÓGICO-GEOTECTÔNICO

3.1 Trabalhos Anteriores

Conforme Fernandes *et al.* (1982), a região representada pela folha Brasília ao milionésimo abrange quatro províncias geológicas distintas. A primeira compreende terrenos de alto a médio grau metamórfico e seqüências metavulcanossedimentares de baixo grau, ambos de idades arqueanas. Rochas metassedimentares e metavulcânicas intensamente dobradas, cuja época de formação estende-se desde o final do Paleoproterozóico até o Neoproterozóico, constituem a segunda província. Relacionados à tectônica brasileira, ocorrem metassedimentos conglomeráticos, psamíticos, pelíticos e carbonáticos representantes da terceira província. Coberturas tabulares mesocenozóicas e coberturas recentes formam a quarta província.

A área em estudo constitui parte integrante da Província Tocantins, de Almeida *et al.* (1977). Nesta, estão individualizadas três regiões: central, correspondendo em sua maior parte ao Maciço Mediano de Goiás, oriental, que inclui as faixas de dobramentos Uruaçu e Brasília, e ocidental, composta pela faixa de dobramentos Paraguai-Araguaia (figura 3.1).

Do ponto de vista geotectônico, a região tem sido historicamente alvo de controvérsias. Almeida *et al.* (1976) defenderam que o Maciço Mediano de Goiás faria parte do Cráton Amazônico durante o Ciclo Uruaçuano, transformando-se em uma zona axial entre as faixas Paraguai-Araguaia e Brasília no Brasileiro. Almeida (1981) considerou o Maciço Mediano de Goiás como parte integrante, juntamente com o Cráton do São Francisco, do que o autor denominou Cráton do Paramirim (Almeida 1978), estabilizado no início do Proterozóico ou mesmo no final do Arqueano, após o Ciclo Jequié. A separação do Cráton do São Francisco teria se dado durante o Ciclo Brasileiro.

Figura 3.1. a) Mapa do território brasileiro subdividido nas dez províncias estruturais definidas por Almeida *et al.* (1977). O polígono destaca a área representada pela figura (b). b) Província Tocantins subdividida nas faixas Paraguai-Araguaia, Brasília e Uruaçu, e no Maciço Mediano de Goiás, conforme Almeida *et al.* (1977). Em destaque, Subprovíncia do Rio Tocantins (I), Subprovíncia do Rio Paraná (II) (área desta pesquisa), Subprovíncia de Pirenópolis-Goianésia (III) e Subprovíncia Ipameri (IV), integrantes da Província Estanífera de Goiás definida por Marini & Botelho (1986). (Modificada de Botelho 1992a)

Marini *et al.* (1981) sugeriram a existência de uma junção tríplice na região do Maciço de Guaxupé, em que a Faixa Brasília representaria o *rift* continental e a Região Dobrada do Sudeste do Brasil o *rift* oceânico.

Hipóteses acerca de acreção crustal durante o Brasiliano no Maciço Mediano de Goiás surgiram com o trabalho de Pimentel *et al.* (1985). Pesquisando a região de Arenópolis-Piranhas, no sudoeste de Goiás, os autores confirmaram a existência de uma província de rochas granito-gnáissicas de idade brasileira, conforme proposto por Tassinari *et al.* (1981).

Pimentel & Fuck (1986, 1987, 1991, 1994) e Pimentel *et al.* (1996) consideraram uma evolução tectônica na região sudoeste de Goiás em ambiente de convergência de placas litosféricas durante o Neoproterozóico, com consumo de litosfera oceânica seguido de choque de massas continentais, o que teria propiciado a agregação de arcos ensimáticos imaturos e formação de uma massa protocontinental maior. Segundo Pimentel & Fuck (1987), é possível que este arco tenha continuidade a norte e a sul, acompanhando o Lineamento Transbrasiliiano, e incluindo a seqüência metavulcanossedimentar de Mara Rosa (figura 3.2). Com base no mapa gravimétrico de Haralyi & Hasui (1981) e na evolução geotectônica esboçada por Reis Neto (1983), os autores defenderam que tal lineamento representaria uma zona de sutura entre o Cráton Amazônico e o Maciço Mediano de Goiás.

Kuyumjian (1994a, b) confirmou, através da análise de dados geoquímicos e da trajetória do metamorfismo da Seqüência Mara Rosa, sua evolução em ambiente de arco magmático. Viana & Pimentel (1994, 1995) dataram por Sm-Nd e Rb-Sr o desenvolvimento deste arco entre 900 e 630 Ma, com fechamento do sistema Rb-Sr entre 600 e 560 Ma. Segundo estes autores, as características químicas dos ortognaisses de Mara Rosa indicam formação em ambiente do tipo arco-de-ilhas. Fuck (1994) reportou a datação do mesmo arco por Pimentel & Fuck (1992) e Pimentel *et al.* (1993) em cerca de 930 a 650 Ma.

Figura 3.2. Mapa geotectônico do centro-oeste brasileiro segundo Pimentel *et al.* (1996).

Integrante desta zona de convergência de blocos continentais, o Complexo Barro Alto foi datado por Rb-Sr em aproximadamente 1300 Ma (Fuck *et al.* 1989), idade considerada pelos autores como registro da época da colisão.

Nilson *et al.* (1994) concluíram que o extenso lineamento crustal NS/NNE do centro-norte de Goiás "representa manifestação magmática de rifteamento continental ocorrido há 1600-1700 Ma". Neste contexto, os granitos tipo Serra Branca, de afinidade alcalina, representariam uma fase de pré-*rift* ou de *rift* imaturo, enquanto que os do tipo Serra da Mesa, aflorantes a oeste dos primeiros, de características metaluminosas, estariam associados à crosta continental adelgada em processo de rifteamento. Os complexos básico-ultrabásicos de Cana Brava e Niquelândia e o Complexo Alcalino de Peixe constituiriam, respectivamente, magmatismo basáltico toleítico e complexos alcalino-carbonatíticos comuns neste tipo de seqüência. Silva *et al.* (1996) relataram metamorfismo de fácies granulito no Complexo Niquelândia há 777 ± 10 Ma, em consequência da orogênese brasileira.

Correia *et al.* (1997) defendem uma evolução polimetamórfica para as rochas dos complexos Barro Alto, Cana Brava e Niquelândia. Sua formação teria se dado há cerca de 2,0 Ga, durante episódio de extensão litosférica, seguida de eventos metamórficos no Meso (1,3 - 1,2 Ga) e Neoproterozóico (0,8 - 0,7 Ga), relacionados a encurtamento e espessamento litosférico durante colisão continental.

Kuyumjian & Dias (1991) sugeriram uma evolução tectônica para Goiás que envolveria "o estabelecimento de dois sistemas de multiarcos-bacias marginais", um com o Cráton do São Francisco durante o Paleoproterozóico-Mesoproterozóico, e outro com o Cráton Amazônico durante o Mesoproterozóico-Neoproterozóico. Tal evolução teria sido acompanhada por processos de acreção, desenvolvimento de rifteamentos e superfícies de deslocamento, culminando com a orogenia brasileira, responsável pela atual estruturação em flor do Maciço Mediano de Goiás.

Fuck (1994) considerou o fragmento crustal do centro de Goiás, que englobaria granito-*greenstones* arqueanos acrescidos de terrenos ortognáissicos paleoproterozóicos cobertos ao norte por metassedimentos mesoproterozóicos e justapostos pelos complexos Barro Alto, Niquelândia e Cana Brava e por seqüências vulcanossedimentares, como um fragmento crustal complexo, um microcontinente, de comportamento independente durante o Ciclo Brasileiro. Seus limites se dariam, a oeste, pela zona de cisalhamento que o separa do arco magmático

neoproterozóico e, a leste, pelas rampas frontais que justapõem exposições de crosta inferior, representadas pelos referidos complexos, sobre os terrenos granito-gnáissicos.

Em síntese, a partir do exposto na literatura acerca da geologia de Goiás, pode-se aventar uma evolução geotectônica que remonta ao Arqueano. As unidades mais antigas estariam representadas pelos terrenos do tipo *greenstone belts* e granito-gnaisses correlatos. No Paleoproterozóico, teriam sido acrescidas rochas graníticas de composição granodiorítica a tonalítica, mostrando características isotópicas de rochas derivadas a partir de processos de fusão parcial de crosta continental mais antiga, atualmente representadas pelos ortognaisses do Complexo Granito-Gnáissico.

No limite Paleo/Mesoproterozóico (1700-1600 Ma) teria ocorrido um rifteamento continental na região de ocorrência do Lineamento Transbrasiliano, cuja fase *pré-rift* teria como manifestação magmática os granitos do tipo Serra Branca e como seqüência sedimentar associada as rochas do Grupo Araí. À crosta continental em vias de rifteamento estariam associados os granitos do tipo Serra da Mesa. Os complexos de Barro Alto, Niquelândia e Cana Brava constituiriam manifestações do magmatismo basáltico toleítico comum em ambiente de *rift*.

Durante o Brasiliano, a região teria se envolvido numa colisão com o Cráton Amazônico, ocorrendo consumo de placa oceânica e posterior colisão de massas continentais, dando origem a um arco magmático cuja expressão superficial tem sido evidenciada por geoquímica, entre outros métodos, desde o sudoeste de Goiás até as imediações de Porto Nacional (TO). Finalmente, teria ocorrido a deposição dos sedimentos pelítico-carbonáticos do Grupo Bambuí, levemente deformados em função de inúmeras reativações.

3.2 Geologia Regional

No domínio da área em estudo, ocorrem terrenos do Complexo Granito-Gnáissico (*sensu* Marini *et al.*, 1984), as unidades proterozóicas, constituídas pela Formação Ticunzal, Grupo Araí e granitos tipo Serra Branca, e o Subgrupo Paraopebas do Grupo Bambuí, relacionado à orogênese brasileira. Coberturas detríticas terciárias e aluvionares quaternárias também estão representadas (figura 3.3).

Figura 3.3. Área pesquisada - Subprovincia do Rio Paran (sensu Marini & Botelho 1986). (Modificada dos autores).

3.2.1 Complexo Granito-Gnáissico

Almeida (1968) individualizou, no centro-oeste do Brasil, uma ampla faixa entre os crtons Amaznico e do So Francisco afetada por episdios orognicos durante o Neoproterozico. As rochas mais antigas aflorantes nesta faixa, denominadas Pr-Cambriano Indiferenciado por Barbosa *et al.* (1966 in Berbert, 1980), designou de Complexo Basal. Incluem vrios tipos de gnaisses e migmatitos, leptinitos, biotita-xistos, mrmores, quartzitos, metaconglomerados, para-anfibolitos e rochas granticas cataclasadas, todos mais antigos que 1.100 Ma e remobilizados durante os ciclos orognicos mais novos.

Cunha *et al.* (1981) atribuiram a esta unidade a denominao Complexo Goiano, sob a alegao de grande complexidade litolgica e estrutural, "de que as seqncias tipicamente parametamrficas so aparentemente concordantes com as rochas granito-gnissicas e granulticas mais antigas" e de que "nem todas as litologias presentes em tal unidade podero ser consideradas basais s que as superpem", desaconselhando a utilizao do termo "Basal".

Marini *et al.* (1984) descreveram suas rochas como litologias granito-gnissicas relativamente montonas, "provavelmente derivadas de antigas rochas plutnicas de composio tonaltica e granodiortica", de "extensa continuidade lateral" e "notvel homogeneidade qumica e mineralgica", propondo o nome Complexo Granito-Gnissico.

Dados geocronológicos recentes demonstram que o Complexo Granito-Gnáissico constitui um domínio transamazônico, com idades entre 1.750 e 2.000 Ma, que contém núcleos arqueanos preservados (Fuck *et al.* 1987).

Botelho (1992a) subdividiu as rochas integrantes do Complexo Granito-Gnáissico no setor central da Subprovincia do Rio Paran em quartzo dioritos e granodioritos (GRA) e granitos cinzas (GRB), pertencentes mesma srie magmtica, clcio-alcalina, sendo os granitos GRA precoces e os GRB, tardios.

Os granitos GRA afloram a sul e a leste do Macio da Pedra Branca e nas imediaes da cidade de Nova Roma. Compreendem rochas quartzo diorticas e granticas, equigranulares mdias a grossas, compostas por oligoclsio-andesina, hornblenda, biotita, quartzo e feldspato potssico. Apatita, zirco, granada, ilmenita, pirrotita e esfalerita so acessrios.

Os granitos GRB afloram por toda parte no setor central da Subprovincia do Rio Paran, em ncleos menos deformados. Comportam granitos "*stricto sensu*", granodioritos e tonalitos, constitudos essencialmente por oligoclsio, microclnio, quartzo e biotita, e por apatita, zirco e granada como acessrios.

3.2.2 Formao Ticunzal

Identificada por Marini *et al.* (1978b), a Formao Ticunzal recobre os gnaisses do Complexo Granito-Gnissico. de distribuio muito restrita e est representada por mica-xistos grafitosos, mica-xistos, grafita-xistos, gnaisses grafitosos, quartzitos micceos, por vezes turmalnicos ou arcoseanos, sericita e sericita-clorita xistos, mica-xistos grantferos e tremolita-xistos (Fernandes *et al.*, 1982). O pacote encontra-se por vezes intrudido por granitos do tipo Serra Branca ou por suas manifestaes pneumatolticas e hidrotermais. Segundo Marini *et al.* (1978), exibe metamorfismo de fcies anfibolito e retrometamorfismo para fcies xistos verdes.

Para a deposio dos sedimentos originrios destes metamorfitos, Marini *et al.* (1984) sugeriram ambiente marinho restrito de guas quentes e salgadas, com intensa atividade orgnica, resultando em deposio em zona redutora.

De acordo com Botelho (1992a), a seqncia deformada por cisalhamento orientado segundo a direo NS a N10.

3.2.3 Grupo Araí

Os metassedimentos paleoproterozóicos da porção centro-leste do estado de Goiás são também representados pelo Grupo Araí, definido por Dyer (1970) como um conjunto de metamorfitos que recobrem discordantemente ora o embasamento granito-gnáissico, ora os xistos do Grupo Araxá.

Constituem o Grupo Araí as formações Arraias, na base, e Traíras, no topo. Segundo Dyer (1970), da primeira fazem parte metassiltitos, filitos, metapelitos, quartzitos finos a grossos, por vezes arcoseanos, metaconglomerados, além de metavulcânicas intermediárias e básicas; na Formação Traíras ocorrem metassiltitos, filitos, quartzitos, cálcio-albititos, cálcio-filitos e calcários impuros. Atualmente, o Grupo Araí não inclui a parte superior de suas litologias, consideradas por Araújo & Alves (1979) como pertencentes ao Grupo Bambuí, nem os cálcio-albititos (Dardenne, 1980 e Dardenne *et al.*, 1978), além de possuir metavulcânicas ácidas na Formação Traíras (Fernandes *et al.* 1982).

Segundo Dyer (1970), as rochas deste grupo exibem metamorfismo de fácies xistos verdes. Para a evolução da bacia Araí, Fernandes *et al.* (1982) propuseram um ambiente inicial fluvio-lacustre, representado pela Formação Arraias, sucedido por sedimentação de caráter plataformal, compreendida pelas rochas da Formação Traíras.

Fuck & Marini (1981) classificaram os grupos Serra da Mesa e Araí e a Formação Canastra como homotaxiais ao Grupo Araxá. O Grupo Araí representaria fácies proximais, de borda de plataforma, à leste da bacia, enquanto que o Grupo Serra da Mesa compreenderia fácies mais distais, a oeste dela.

Botelho (1992a) atribuiu nova conotação estratigráfica e geotectônica ao Grupo Araí, tradicionalmente considerado como encaixante dos granitos estaníferos através da ascensão destes por diapirismo. O autor afirmou que os referidos maciços serviram como fonte de clastos para o conglomerado basal do grupo, aflorante a sudoeste e nordeste do Maciço da Pedra Branca.

3.2.4 Granitos Estaníferos da Subprovíncia do Rio Paranã (tipo Serra Branca)

Fuck & Marini (1978) definiram a província de granitos estaníferos do centro-leste de Goiás, dividindo-a nas subprovíncias ocidental e oriental. A ocidental compreenderia os corpos Serra do Encosto, Serra Dourada e Serra da Mesa, circunscritos por metassedimentos do Grupo

Serra da Mesa, e os corpos Serra Branca, Florêncio e Cachoeira do Funil, bordejados por metassedimentos do Grupo Araí, constituindo, em ambos os casos, núcleos de estruturas dômicas ou braquanticlinais. A subprovincia oriental apresentaria corpos elípticos intrusivos no Complexo Granito-Gnáissico, incluindo os granitos das serras Sucuri, Pedra Branca, Mendes, Mangabeira, Ingazeiro e Riacho dos Cavalos, além dos granitos de Nova Roma e Campos Belos, os seis primeiros envolvidos por rochas do Grupo Araí e os demais pelas do Grupo Bambuí. Os autores reportaram efeitos de diapirismo nos granitos de ambas as subprovincias em várias épocas.

Fernandes *et al.* (1982) adotaram a terminologia "granitos tipo Serra Branca" para as intrusões denominadas Serra do Mendes, Mocambo, Pedra Branca, Sucuri e Soledade, alegando semelhanças textural, mineralógica e metalogenética com o Granito Serra Branca, aflorante na área incluída na Folha ao milionésimo SD.22 Goiás, a oeste.

A subdivisão da Província Estanífera de Goiás proposta por Marini *et al.* (1985) e Marini e Botelho (1986) denominou as subprovincias de Rio Tocantins, Rio Paranã, Pirenópolis-Goianésia e Ipameri (figura 3.1). As duas primeiras corresponderiam às províncias ocidental e oriental de Fuck & Marini (1978), respectivamente.

Uma descrição mais detalhada dos granitos estaníferos da Pedra Branca, Mocambo, Mangabeira e Serra do Mendes deve-se a Padilha & Laguna (1981), que os descreveram como sendo constituídos basicamente de biotita granitos, e de muscovita ou biotita-muscovita granitos subordinados, constituindo, segundo Marini & Botelho (1986), corpos circulares com orientação mineral difusa, predominantemente porfíricos, apresentando megacristais de feldspato potássico e cristais de quartzo azulado. Os principais corpos da subprovincia distribuem-se segundo alinhamento regional N30W (Botelho *et al.* 1986).

Manifestações tardi e pós-magmáticas estão representadas por microgranitos, aplitos, granitos pegmatóides, granitos pórfiros e greisens. Padilha & Laguna (1981) consideraram estes granitos como intrusivos no Complexo Granito-Gnáissico e/ou Formação Ticunzal, em ambiente cratogênico, no fim do Paleoproterozóico e início do Mesoproterozóico. Tais corpos teriam sofrido diapirismo e cataclase no final do Mesoproterozóico e no limite Neoproterozóico/Cambriano. Segundo os autores, datariam da época da intrusão as alterações tardi-magmáticas e as mineralizações estaníferas.

Do ponto de vista geoquímico, Marini & Botelho (1986) caracterizaram os granitos estaníferos de Goiás como ricos em SiO_2 , peraluminosos, cálcio-alcalinos e alcalinos (principalmente os da Subprovíncia do Rio Tocantins) e pertencentes à Série Ilmenita de Ishihara (1981). A assinatura geoquímica dos Elementos Terras Raras levou Marini & Botelho (1984) a sugerirem cogeneticidade com os riolitos da base do Grupo Arai.

Botelho (1992 a, b) separou os granitos da parte central da Subprovíncia do Rio Paran nas famlias magmticas g1 e g2. A famlia g1 seria mais antiga e estaria presente em todos macios da subprovincia, enquanto que g2 seria mais jovem, ocorrendo principalmente nos macios Pedra Branca e Mangabeira. Os granitos de ambas as famlias possuiriam caractersticas de granitos do tipo A, sendo os g1 alcalinos e os g2 metaluminosos a peraluminosos e responsveis pela maioria dos depsitos de estanho.

Comparando suas interpretaes s dataes U-Pb em zirco de Pimentel *et al.* (1991), Botelho (1992b, 1997) conclui pela existncia de dois conjuntos granticos, distribudos nas subprovincias do Rio Tocantins e do Rio Paran: um de 1.770 Ma, correspondente g1, e outro de 1.580 Ma, relacionado g2.

Botelho & Pimentel (1993) dataram atravs de diagramas isocrnicos Rb-Sr em rocha total os granitos g1 e g2 aflorantes no Macio Grantico da Pedra Branca. Apesar dos elevados erros das idades obtidas, os dados confirmam preliminarmente as concluses de Botelho (1992a, b) a respeito das idades relativas das duas famlias de granitos, e corroboram a contemporaneidade do Granito Pedra Branca com o Soledade e o Sucuri, os ltimos datados por Pimentel *et al.* (1991) atravs do mtodo U-Pb em zirco em 1.769 ± 2 Ma e 1.767 ± 10 Ma, respectivamente. As razes iniciais de estrncio da ordem de 0,710 indicam origem dos magmas por refuso de crosta continental mais antiga.

Quanto gnese destes granitos estanferos, a hiptese aventada por Barbosa *et al.* (1966) sugeria origem por remobilizao de material derivado do embasamento granodiortico e ascendido diapiricamente. Arajo & Alves (1979) defenderam origem e evoluo magmtica distintas para os corpos aflorantes nas atualmente denominadas Subprovincia do Rio Tocantins e Subprovincia do Rio Paran, advogando que os macios desta so mais jovens do que os daquela (*in* Marini *et al.*, 1985).

Com base em dataes U-Pb em zirco, Pimentel *et al.* (1991) conclram pela contemporaneidade entre os granitos da Subprovincia do Rio Paran e a sedimentao Arai, e

por idades mais jovens para os corpos da Subprovíncia do Rio Tocantins em relação aos da Subprovíncia do Rio Paranã. Segundo os autores, as características geoquímicas dos granitos da Subprovíncia do Rio Paranã e dos riolitos da base do Grupo Arai são compatíveis com derivação a partir da fusão de crosta inferior pré-existente.

Marini *et al.* (1984) consideraram os granitos estaníferos do centro-leste de Goiás como cratogênicos subvulcânicos semelhantes aos do Cráton Amazônico, “embora se possam tratar de granitos tardi- a pós-tectônicos de Ciclo Transamazônico”. Pimentel *et al.* (1991) estenderam essa similaridade ao Supergrupo Espinhaço, aflorante na Bahia e em Minas Gerais.

3.2.5 Deformação e Metamorfismo

A região em estudo foi palco de deformações dúcteis e rúpteis, sendo as primeiras responsáveis pela geração de zonas de cisalhamento regionais de orientação NW e NNE (Botelho 1992a).

A zona de cisalhamento NW corresponderia a antigas zonas subverticais muito profundas, de idade transamazônica, originárias de um *rift* mesoproterozóico onde teriam se alojado os maciços graníticos e depositado a bacia Arai. Reativação durante o Brasileiro seria responsável pelo desenvolvimento de foliação milonítica subvertical N150-N160 nos maciços graníticos, em especial no Mangabeira e no Mendes, causando recristalização das micas dos greisens deformados e reorientação dos porfiroclastos de topázio.

As zonas de cisalhamento NNE afetam as unidades do Neoproterozóico, e seriam de idade brasileira. Caracterizam-se por foliação milonítica subvertical de orientação NS-N20E. No interior dos maciços graníticos, se manifestam pela recristalização das micas dos granitos greisenizados e greisens e pelo fraturamento do feldspato e cassiterita, com desenvolvimento de mica nas fraturas.

Quanto às deformações rúpteis, compõem-se principalmente pelos sistemas de fraturas NW e NE, definidos por Padilha & Laguna (1981) e caracterizados por Botelho (1984) no Maciço Pedra Branca. O primeiro, de direções entre N140 e N160, controla a colocação de microgranitos e granitos porfíricos nos maciços graníticos e condiciona zonas greisenizadas mineralizadas. É exemplificado pela mineralização no Maciço Mangabeira (Botelho 1992a). O segundo, posterior, de direções entre N20 e N60, controla os elementos mais tardios da evolução dos granitos: as zonas greisenizadas, os filões de aplito e de granitos porfíricos.

Segundo Botelho (1992a), os granitos não-greisenizados manifestam a ação destas deformações única e exclusivamente pelo desenvolvimento de mica fina nos planos de cisalhamento, recristalização da biotita magmática, saussuritização do plagioclásio e recristalização quase completa do quartzo. Já as zonas de granitos greisenizados parecem ter desenvolvido paragênese de fácies xistos verdes médio, com biotita, albita, epidoto, titanita, fengita, microclínio e quartzo. O autor chama atenção para a geração dos chamados "pseudo-greisen" em virtude destas deformações, os quais se diferenciam dos verdadeiros pela ausência de fluorita, niobo-tantalatos e cassiterita, e pela composição da mica, que é muscovítica, em contraposição à fengítica dos greisens verdadeiros.

3.3 Geologia das mineralizações estaníferas

Remonta a 1973 e 1974 a descoberta de cassiterita nos maciços da Pedra Branca e Mangabeira, respectivamente (Padilha & Laguna 1981). A região foi, então, invadida por garimpeiros e intensamente prospectada no período de 1973 a 1985 pelas empresas DOCEGEO, METAGO, Tricontinental e Goiás Estanho/Empresas Brumadinho (Botelho *et al.* 1986).

Segundo os últimos autores, os principais tipos de mineralização primária conhecidos nas subprovíncias do Rio Tocantins e do Rio Paran incluem:

- a) albititos com cassiterita disseminada, nos granitos Serra Dourada (garimpos/minas de Cruzeiro/Mata Azul e Pela-Ema/Buriti) e Sucuri (garimpos dos Cachorros e Tatu);
- b) exogreisen (?) em quartzitos com wolframita, cassiterita e tantalita, no granito Serra Dourada - garimpos Pela-Ema/Tatu;
- c) endogreisen de fratura e de cúpula com cassiterita nos granitos Serra Dourada (Garimpo Pela-Ema/Areia), Serra Branca, Mangabeira (Garimpo Passa-e-Fica) e Pedra Branca (Zona da Bacia, Faixa Placha e Moncho dos Baianos);
- d) endogreisen de fratura com berilo no Granito Serra Branca;
- e) exogreisen de fratura com cassiterita e sulfetos em granito-gnaiss e filonitos junto às bordas dos granitos Pedra Branca (borda sul) e Mocambo (Garimpo Ingazeira);
- f) pegmatitos com cassiterita, tantalita e wolframita no granito Serra da Mesa e nos pegmatitos da região de Monte Alegre de Goiás (Pelotas, Arapu, Xup, Alto Atoleiro) e de São Domingos (Garimpo do Córrego Bonito).

Uma descrição mais detalhada dos granitos estaníferos da Pedra Branca, Mocambo, Mangabeira e Serra do Mendes deve-se a Padilha & Laguna (1981). Formação de albita a partir de feldspato alcalino, de muscovita a partir de biotita, e de fluorita e topázio na transformação de feldspato, são as reações tardi-magmáticas destes granitos relatadas pelos autores, sendo que a última estaria intimamente ligada à mineralização.

3.3.1 Pegmatitos encaixados no Complexo Granito-Gnáissico

Os garimpos Xupé, Grotão e Riacho dos Cavalos localizam-se a nordeste da cidade de Monte Alegre de Goiás, condicionados por uma zona de cisalhamento regional de direção N-NE que compreende os *trends* Xupé-Grotão, Riacho dos Cavalos-Atalaia e Morro Redondo-Mutuca (Montanheiro 1994). Tais garimpos são caracterizados por corpos aplítico-pegmatíticos ou greisens intrudidos em "granitos diferenciados" (denominação do autor) pertencentes ao Complexo Granito-Gnáissico, muscovita granitos pegmatóides de idade indeterminada e xistos da Formação Ticunzal. Para Pagotto & Kenji (*in* Botelho *et al.* 1986), as intrusões constituem corpos descontínuos, afetados por foliação milonítica regional N-N10, mineralizados com Sn, Ta-Nb, quartzo, mica e caulim. Contêm frequentemente berilo, espodumênio e turmalina, embora não em concentrações econômicas conhecidas (Botelho 1992a).

3.3.1.1 XUPÉ

O depósito do Xupé apresenta como litotipos, segundo Montanheiro (1994), granitos diferenciados, muscovita granitos pegmatóides, filonitos da Formação Ticunzal, anfibolitos, e o Pegmatito Xupé. Os primeiros tratam-se de rochas cinzentas de textura cataclástica média à grossa oriundos de esforços sobre as rochas do Complexo Granito-Gnáissico. Os muscovita granitos pegmatóides apresentam-se como rochas claras, de textura média à grossa e estrutura maciça aflorantes ao sul do Pegmatito Xupé. Os anfibolitos ocorreriam como diques de orientação NNW localizados a oeste do pegmatito. Os granitos diferenciados e a Formação Ticunzal são encaixantes do pegmatito.

O pegmatito Xupé, de cerca de 2,5 Km de extensão, apresenta-se como diques, *sills* ou bolsões pegmatíticos, configurando uma forma em meia-lua. Está condicionado por zona de cisalhamento N-NE, apresentando caimento de 70 a 80° nas extremidades e vertical na porção mediana. O corpo comporta associações mineralógicas predominantemente constituídas de

feldspato caulinizado e quartzo ou de muscovita e quartzo com granulação grossa, além de exibir zonas ou bolsões de aplitos distribuídos aleatoriamente. Montmorilonita, magnetita, apatita, sulfetos, berilo, fluorita e espodumênio constituem outras fases minerais identificadas. É mineralizado com cassiterita de granulação fina, na associação quartzo-feldspática, à grossa, na associação quartzo-muscovítica, bem como em columbita-tantalita (Montanheiro 1994).

Os quartzitos, xistos e filitos da Formação Ticunzal, orientados na direção nordeste, têm mergulhos de alto ângulo a subverticais para NW. Tratam-se de rochas cinza-escuras de brilho sedoso, granulação fina à média, compostas predominantemente de muscovita/sericita e quartzo (amostra FXS5-2, anexo). Os quartzitos em particular podem apresentar bandamento centimétrico branco e cinza-escuro ou preto, refletindo a presença de turmalina negra associada à muscovita e quartzo nas bandas escuras, e a predominância de quartzo, com muscovita subordinada, naquelas mais claras (amostra XUPÉ-2, anexo).

A descrição do furo de sondagem FXS5, com aproximadamente 80 metros de profundidade, revelou intercalação de granodiorito branco (amostra FXS5-3, anexo), de textura média à grossa, por vezes cataclástica, composto predominantemente de feldspato, quartzo e muscovita verde, com xisto/filito cinza. O primeiro litotipo predomina largamente.

3.3.1.2 GROTÃO

O garimpo do Grotão caracteriza-se pela intercalação de pegmatitos intensamente caulinizados com milonitos quartzo-feldspáticos, cuja foliação principal é de orientação NE com alto mergulho para NW a subvertical. Destaca-se a presença de filões leucocráticos de granulação muito fina, concordantes, de espessuras decimétricas e cor branca, portadores de cassiterita e de fluorita azul.

Tais filões exibem um aspecto bandado, em que alternam-se níveis centimétricos brancos, de textura muito fina, e cinza-claros, de textura fina (amostra GROT-2, anexo). Ao microscópio petrográfico, revelam uma composição à base de plagioclásio, cujo teor de anortita é de difícil identificação em função da granulação diminuta. Os cristais encontram-se orientados paralelamente segundo o eixo cristalográfico *C*. As bandas mais escuras diferem das claras pela presença de muscovita, maior abundância de quartzo e granulação ligeiramente mais grossa. Tais rochas tratam-se provavelmente de albititos, embora limitemo-nos a classificá-los genericamente como leucodioritos.

A descrição do furo de sondagem FGS5, com cerca de 70 m de comprimento, revelou a presença de um biotita-muscovita granodiorito isótopo a levemente deformado, de granulação média, variando do cinza ao vermelho-carne intenso, portador de turmalina (amostras FGS5-1 e 2, anexo), intercalado com rocha branca de textura cataclástica desde fina até grossa, contendo feldspato, quartzo, muscovita verde e turmalina (amostra FGS5-3, anexo), correlacionável aos muscovita granitos pegmatóides do Xupé. Ambas são encaixantes do pegmatito.

3.3.1.3 RIACHO DOS CAVALOS

O depósito do Riacho dos Cavalos comporta milonitos finos, vermelhos, intensamente alterados, com foliação NE subvertical, intrudidos por pegmatitos concordantes representados por níveis métricos brancos, cuja composição principal é a base de caulim contendo cristais de muscovita com 3 a 4 cm dispersos. Ocorrem bolsões de greisen com granulação fina até muito grossa compostos por quartzo, muscovita verde e cassiterita.

O furo de sondagem FAS-18, com cerca de 164 metros de comprimento, é constituído predominantemente de monzogranito branco, composto por caulim/feldspato, muscovita verde, quartzo e turmalina negra. A rocha apresenta textura variável desde fina até grossa em função do grau de deformação (amostra FAS18-3, anexo), e é correlacionável aos muscovita granitos pegmatóides do Xupé.

3.3.1.4 INGAZEIRA

O depósito da Ingazeira localiza-se no contato oeste entre o Granito Mocambo e o Complexo Granito-Gnáissico, ao longo de um sistema de falhas. Comporta cataclasitos, milonitos e filonitos de granitóides do complexo intrudidos por granófiros e aplitos. As rochas cataclásticas/miloníticas e os aplitos intercalam-se rítmica e concordantemente, as primeiras apresentando espessuras variáveis e descontinuidade lateral e vertical (relatório interno da GOIÁS ESTANHO). Botelho (1992a) considerou-os como milonitos de granitos GRA cortados por granitos cinza GRB e por aplitos. Bolsões de greisen de textura grossa a muito grossa estão associados. Os milonitos exibem foliação NE de alto ângulo mergulhante para NW.

“Os cataclasitos apresentam coloração cinza-clara, granulação média-fina, estrutura orientada, foliação cataclástica, expondo deformação e alongamento de quartzo e feldspato e

neoformação de sericita a partir daqueles últimos". Em superfície, apresentam-se avermelhados. Já os aplitos são rochas brancas, de granulação fina e estrutura maciça (relatório interno da GOIÁS ESTANHO).

O furo de sondagem FIS-2, com cerca de 120 metros de comprimento, corta sericita-quartzo xistos finos com granada (amostra FIS2-2, anexo), milonitos quartzo-feldspáticos cinzas de granulação média (amostra FIS2-4, anexo), largamente predominantes, e aplitos brancos (amostra FIS2-5, anexo). Os milonitos e os aplitos apresentam composição granodiorítica. É freqüente a ocorrência de sulfetos nestas rochas, segundo relatório interno da GOIÁS ESTANHO.

A mineralização de cassiterita associa-se às bandas miloníticas. O mineral tem geralmente granulação inferior a 2 milímetros e aparece acompanhado de ilmenita (relatório interno da GOIÁS ESTANHO).

3.3.2 Granitos Estaníferos

3.3.2.1 MANGABEIRA

O Granito Mangabeira situa-se 40 Km a sudoeste de Monte Alegre de Goiás pela estrada GO-118 (figura 3.3). Apresenta forma aproximadamente circular com diâmetro de cerca de 3,5 Km e apófise de forma irregular na extremidade sudoeste.

Seu litotipo predominante, denominado GrA por Padilha & Laguna (1981) e g1c por Botelho (1992a), constitui um biotita granito de granulação média a grossa, textura granular, com feldspato potássico róseo (microclínio), plagioclásio, quartzo azulado e biotita. Tem como acessórios fluorita, epido-zoizita, zircão e apatita, segundo Padilha & Laguna (1981), ou fluorita, zircão, monazita e thorita, segundo Botelho (1992a). As alterações sofridas caracterizam-se por albitização fraca, transformação da biotita primária em siderofilita litífera + fengita e recristalização do quartzo (Botelho 1992a).

A apófise, com cerca de 2 Km de comprimento e 500 metros de largura, é composta por muscovita-granito-gnaissóide (GrB), segundo Padilha & Laguna (1981), ou leucogranitos (LGR), granitos evoluídos (g2d) e leucogranitos à albita e topázio (GAT), bem como por granitos metassomatizados e greisens, segundo Botelho (1992a), que constituem a fonte dos jazimentos aluvionares mais ricos do setor, conhecidos como Garimpo Passa-e-Fica (Botelho 1992a). O GrB trata-se de rocha hololeucocrática, granular média e porfírica, composta de

feldspatos brancos, quartzo, muscovita branca esverdeada e biotita, que contém corpos tardios mineralizados, tais como grêisens ou rochas de natureza pegmatóide.

O feldspato alcalino presente é o microclínio albitizado, enquanto que o plagioclásio apresenta composição no intervalo albita-oligoclásio. Ocorrem ainda fluorita, topázio e cassiterita, a última em cristais de 0,3 a 2,0 milímetros (Padilha & Laguna 1981). A muscovita branca presente tem composição fengítica e é oriunda da transformação da biotita (Botelho 1992a).

Os leucogranitos (LCR) são equigranulares, e têm como fases principais o microclínio, o quartzo, a albita e a fengita litínifera e como acessórias o zircão e a monazita. São muito ricos em fluorita. Por fim, os granitos à albita e topázio (GAT) ocorrem como duas pequenas inclusões de cerca de 300 m de diâmetro constituídas por quartzo, albita, microclínio, topázio e uma mica intermediária entre fengita e zinnwaldita (Botelho 1992a).

As amostras de granitos coletadas são cinzentas, esverdeadas ou rosa-esverdeadas, exibindo foliação bem definida e granulação média ou fina. É comum seus cristais apresentarem-se fraturados e o quartzo completamente recristalizado, configurando agregados de cristais polygonizados. Sua mica, verde-parda, aparece na forma de grandes cristais bem formados e orientados, enquanto que o microclínio exibe albitização incipiente. Tais características parecem indicar origem a partir da greisenização dos granitos.

3.3.2.2 SUCURI

O Granito Sucuri situa-se à nordeste da cidade de Terezina de Goiás, ao longo da estrada GO-118 (figura 3.3). Apresenta forma elíptica com eixo maior na direção N60E e comprimento aproximado de 3,5 Km.

"O litotipo predominante no maciço é o biotita granito de coloração cinza, mesocrático, granulação média e textura cataclástica, apresentando localmente fluorita e sulfetos disseminados. O maciço exibe processos tardi/pós-magmáticos notáveis, com ocorrência de faixas albitizadas e greisenizadas e porções de microgranito. É comum a presença de veios de quartzo hialino e microcristalino, às vezes com cristais de pirita disseminada, cortando o biotita granito" (Botelho *et al.* 1986).

O plagioclásio presente pertence ao intervalo albita-oligoclásio, predominando largamente o extremo albitico. O feldspato alcalino, microclínio, encontra-se quase totalmente

substituído por albita, de maneira que, muitas vezes, tem-se verdadeiros albita granitos (amostra SUC-2, anexo). Fluorita é muito abundante, ocorrendo inclusive nos veios de quartzo hialino que cortam a rocha. Como mineral acessório, há allanita.

O Granito Sucuri é texturalmente diferente dos demais da subprovincia, bem como no que tange às suas associações de minerais e rochas tardi- à pós-magmáticas: enquanto que nos outros corpos estas associações são constituídas por quartzo + Li-micas $\pm$ topázio em rochas do tipo greisen, no Granito Sucuri são de cassiterita - sulfetos - minerais de Be em zonas albitizadas e albititos (Botelho 1992a). Segundo Bilal (1991 *in* Botelho 1992a), o maciço apresenta correlação muito boa com os granitos da parte norte do Maciço Serra Dourada (Subprovincia do Rio Tocantins).

IV GEOCRONOLOGIA

4.1 Trabalhos Anteriores

Os primeiros trabalhos de cunho geocronológico sobre o centro-oeste e centro-norte brasileiros datam da década de setenta. Nestes, Hasui & Almeida (1970) e Hasui *et al.* (1975) reconheceram, através de datações K-Ar em minerais e em rocha total, uma dispersão de resultados para amostras do Complexo Granito-Gnáissico, refletindo que "tal área teria sido afetada por importante evento em torno de 3.000 m.a." Além do Arqueano, os ciclos Transamazônico, Uruaçuano e Brasileiro foram identificados.

Tassinari *et al.* (1981) adicionaram novas datações Rb-Sr àquelas já existentes, definindo áreas internas (ou províncias) do Complexo Granito-Gnáissico de idades arqueanas, transamazônicas e brasileiras. Em isócrona de referência em que constam seis datações de Hasui *et al.* (1980) e quatro de Tassinari *et al.* (1981) nas imediações do município de Paranã, os últimos autores obtiveram uma idade aproximada de 2.100 Ma com razão inicial de estrôncio (r_i) de 0,708, sugerindo "a formação de tais rochas durante o ciclo Transamazônico, a partir de material pré-existente".

A isócrona de referência Rb-Sr publicada por Fernandes *et al.* (1982), que soma dados relativos às áreas abrangidas pelas folhas ao milionésimo Brasília e Goiás, fornece uma idade de 2.060 Ma com r_i de 0,708.

Reis Neto (1983) e Reis Neto & Cordani (1984) reportaram uma idade de 3.200 Ma para a unidade em isócrona de referência que reúne amostras de área a norte da Inflexão dos Pirineus, região do Alto Tocantins.

Reis Neto (1983) e Reis Neto & Cordani (1984) reuniram gnaisses e xistos da Formação Ticunzal na mesma isócrona de referência. Os gnaisses apresentaram idade de 2.150 Ma com r_i de 0,702, considerada como a da formação das rochas, enquanto que os xistos forneceram idades aproximadas de 645 Ma, registrando a atuação do Ciclo Brasileiro.

Hasui *et al.* (1980) dataram metavulcânicas da base do Grupo Araí, obtendo idade convencional Rb-Sr de 1.220 Ma, atribuída à época do metamorfismo. Concluíram, então, pela inclusão dos grupos Serra da Mesa, Araí e Araxá na Faixa Uruaçu. Três datações Rb-Sr de Tassinari *et al.* (1981), somadas àquelas de Hasui *et al.* (1980), permitiram a construção de diagrama isocrônico de referência para o Grupo Araí. A idade obtida de 1.170 ± 24 Ma, com r_i de $0,710 \pm 0,001$, refletiria a época do metamorfismo destas rochas.

Reis Neto & Cordani (1984) trataram separadamente metassedimentos e metavulcânicas do Grupo Araí. Os primeiros apresentaram idade Rb-Sr em isócrona de referência de 470 Ma e r_i de 0,765. Segundo os autores, os dados atestam homogeneização isotópica durante o evento Brasileiro. Quanto às metavulcânicas, não foi possível o traçado de isócrona dada a dispersão dos pontos, mas dados obtidos pelo método K-Ar em rocha total caracterizaram a atuação do evento Brasileiro sobre as rochas.

Análises U-Pb de duas frações de zircão dos riolitos do Grupo Araí por Pimentel *et al.* (1991) forneceu idade de 1.771 ± 2 Ma, bem maior que as estimativas anteriores para a deposição dos sedimentos do grupo. Revelou também a presença de componente herdado a partir de protólito com idade da ordem de 2.160 Ma.

Os granitóides reconhecidos nas áreas do Grupo Araxá e do Complexo Granito-Gnáissico forneceram idades dentro do intervalo de tempo de 615 Ma a 460 Ma nas datações K-Ar efetuadas por Hasui & Almeida (1970), enquanto que uma isócrona Rb-Sr de referência (Hasui *et al.* 1980) datou-os em 1.550 Ma. Quatro análises Rb-Sr foram somadas às de Hasui *et al.* (1980) em Tassinari *et al.* (1981), e o conjunto delas plotado em diagrama isocrônico. Duas isócronas traçadas não resultaram conclusivas devido à grande dispersão dos pontos analíticos, levando os autores a sugerir a utilização de metodologia radiométrica de maior poder interpretativo.

Novas tentativas de datação Rb-Sr dos maciços graníticos goianos resultaram frustradas. Reis Neto (1981) observou grande dispersão dos dados relativos ao Granito Serra da Mesa em isócrona de referência. Caracterizou apenas o evento Brasileiro, corroborado por duas datações K-Ar em minerais.

Uma forte dispersão de pontos entre alinhamentos correspondentes a 1.550 e 1.180 Ma em diagrama isocrônico Rb-Sr de referência, além de alta r_i (0,730), foram constatadas por Fernandes *et al.* (1982) para os granitos tipo Serra Branca.

Reis Neto (1983) reuniu dados seus e da literatura sobre os granitos aflorantes a leste dos maciços Serra da Mesa e Serra Branca (Subprovíncia do Rio Tocantins) em uma isócrona de referência, identificando retas relativas a idades de 1.820 e 1.556 Ma.

Análises radiométricas dos granitos Serra da Mesa, Serra Dourada e Serra Branca, reunidas por Reis Neto & Cordani (1984) em isócrona de referência Rb-Sr, forneceram idade de 1.465 Ma com r_i de 0,792. Um conjunto de isócronas paralelas com idades aproximadas a 500 Ma corroborou quatro idades brasileiras obtidas por K-Ar em biotita (530 ± 16 Ma, 532 ± 14 Ma, 538 ± 13 e 513 ± 20 Ma) medidas pelos autores.

Isócrona Rb-Sr obtida para o Granito Pedra Branca por Marini *et al.* (1985), atestou idade de 1.405 ± 21 Ma. A r_i de $0,700 \pm 0,006$, controlada apenas por um ponto, foi considerada pelos autores de valor e significado impreciso em virtude da sua baixa precisão ($+0,060$), quando considerados os demais pontos. Os autores dataram greisens deste corpo em 475 ± 19 Ma a partir de uma isócrona de apenas dois pontos, e correlacionaram a fenômenos de intenso cataclasmamento e cisalhamento regionais.

Pimentel *et al.* (1991) dataram os granitos Soledade e Sucuri, da Subprovíncia do Rio Paranã, e Serra da Mesa, da Subprovíncia do Rio Tocantins, pelo método U-Pb em zircão. Para o primeiro identificaram uma idade de 1.769 ± 2 Ma como a época da cristalização, bem como a atuação do Ciclo Brasileiro. O Granito Sucuri, com idade $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ de 1.767 ± 10 Ma, revelou ainda a presença de componente herdado de idade arqueana (3,3 Ga). O valor de 1.574 Ma foi obtido como idade mínima para o Granito Serra da Mesa, cerca de 200 Ma mais novo do que as idades obtidas para os corpos da Subprovíncia do Rio Paranã, em contradição com datações anteriores. Tais dados levaram os autores a concluir que os granitos desta subprovíncia foram contemporâneos à sedimentação Araí e anteriores aos granitos da Subprovíncia do Rio Tocantins.

Botelho (1992a, b) separou os granitos da parte central da Subprovíncia do Rio Paranã nas famílias magmáticas g1 e g2. A família g1 seria mais antiga e estaria presente em todos maciços da subprovíncia, enquanto que g2 seria mais jovem, ocorrendo principalmente nos maciços Pedra Branca e Mangabeira. Comparando suas interpretações às datações U-Pb em zircão de Pimentel *et al.* (1991), concluiu pela existência de dois conjuntos de granitos, distribuídos nas subprovíncias do Rio Tocantins e do Rio Paranã: um de 1.770 Ma, correspondente à g1, e outro de 1.600 Ma, relacionado à g2.

Botelho & Pimentel (1993) dataram por Rb-Sr g1 e g2 do Maciço Granítico da Pedra Branca. Apesar dos erros das idades serem grandes, causando inclusive superposição de valores, os dados confirmam preliminarmente as conclusões de Botelho (1992a, b) a respeito das idades relativas das duas famílias de granitos, e corroboram a contemporaneidade do Granito Pedra Branca com o Soledade e o Sucuri. As razões iniciais indicam origem dos magmas por fusão de crosta continental.

Quanto aos pegmatitos encaixados no Grupo Araxá e no Complexo Granito-Gnáissico, suas datações pelo método K-Ar em muscovita acusaram idades entre 690 e 885 Ma (Hasui & Almeida 1970).

Em síntese, o panorama geocronológico aponta idades de retrabalhamento transamazônicas para as rochas do Complexo Granito-Gnáissico no âmbito da área estudada. A este ciclo também estaria relacionado o evento metamórfico que afetou os sedimentos da Formação Ticunzal. Ainda no Paleoproterozóico, há cerca de 1.770 Ma, teria havido a sedimentação Araí, contemporaneamente à intrusão dos granitóides da família magmática g1. Idades próximas a 1.600 Ma caracterizam os granitóides da família g2, hospedeiros da mineralização estanífera na Subprovíncia do Rio Paranã. Ao Grupo Bambuí seria atribuída sedimentação brasileira. A atuação do Ciclo Brasileiro na área estudada foi identificada em todas unidades litoestratigráficas, com exceção do Complexo Granito-Gnáissico.

4.2 Dados Geocronológicos e Discussões

Visando à obter um controle geocronológico abrangente da Subprovíncia do Rio Paranã, procurou-se amostrar um grupo diversificado e representativo dos diferentes tipos de mineralização estanífera. Foram visitados os garimpos Xupé, Grotão, Riacho dos Cavalos e Ingazeira, representativos de mineralizações associadas a pegmatitos alojados no Complexo Granito-Gnáissico e/ou Formação Ticunzal, e aqueles presentes nos granitos Mangabeira e Sucuri. Furos de sondagem das quatro primeiras ocorrências foram igualmente descritos e amostrados.

4.2.1 Método K-Ar

O sistema K-Ar tem sido tradicionalmente utilizado, em especial em minerais separados, há décadas. São particularmente adequados para sua aplicação a biotita, a muscovita e os

argilo-minerais (Faure 1986). No estudo de mineralizações, os métodos K-Ar e $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ têm sido usados para datar rochas ígneas associadas e encaixantes de episódios desta natureza, através da datação de minerais de ganga e de alteração hidrotermal (Hanes 1991).

Com o advento do método $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$, algumas nuances do comportamento do argônio têm sido elucidadas, trazendo restrições à aplicação do método K-Ar convencional ou novas interpretações aos dados gerados, em especial quando as premissas para o uso deste sistema isotópico são quebradas, ou seja, o sistema é aberto ou perturbado.

Tendo em vista que este estudo lida com a datação K-Ar unicamente de muscovita, faremos uma abordagem geral das novas peculiaridades do comportamento isotópico do mineral quando submetido a alguns processos geológicos.

A perda de argônio dos minerais pode se dar principalmente por fusão parcial ou total da rocha, metamorfismo ou aumento de temperatura por soterramento, e intemperismo químico ou alteração por fluidos aquosos (Faure 1986). A perda de argônio radiogênico pelas micas brancas depende, além da temperatura e da ocorrência de recristalização parcial ou completa, do tempo de residência a temperaturas elevadas (Dunlap *et al.* 1991).

A retentividade do argônio em micas depende também da granulação, como demonstraram Hanson & Gast (1967) e Hart (1964) para ambientes de metamorfismo de contato (*in* Silberman *et al.* 1974). Nos processos que envolvem aumento de temperatura, a perda de argônio se dá quando aquela ultrapassa a temperatura de bloqueio do mineral, que, no caso da muscovita, é de $350 \pm 50^\circ \text{C}$ (Hanes 1991).

Na maior parte dos casos, as idades K-Ar registram o tempo passado desde o resfriamento do mineral datado abaixo da sua temperatura de bloqueio (Faure 1986). A muscovita, entretanto, cristaliza num amplo intervalo de temperaturas, inclusive abaixo ou muito próximo da sua temperatura de bloqueio (Hanes 1991). Nestes casos, constitui ferramenta interessante para a aferição da idade do metamorfismo de rochas de baixo grau (Hanes 1991).

Segundo Wijbrans & McDougall (1986), as idades isotópicas K-Ar dos minerais podem ser alteradas ou por um evento térmico em que o mineral original seja preservado ou por reação química, como a recristalização. No primeiro caso, o sistema isotópico seria perturbado unicamente pela difusão de argônio através do mineral, enquanto que no segundo haveria uma tendência de zerar totalmente o geocronômetro. Os autores postularam que a deformação ou a interação com fluidos sob condições de fácies xistos verdes acelerariam muito as taxas de

recristalização em relação à mera difusão de argônio através do retículo cristalino, resultando em idades menores para rochas que tenham sofrido estes processos mais intensamente. Wijbrans & McDougall (1986) exemplificaram o fenômeno estudando pelo método $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ fengita reliquiar e muscovita neoformada às expensas da primeira. Os espectros da muscovita registraram, sem maiores perturbações, a deformação somente nas amostras em que é atingido o grau metamórfico anfibolito superior, situação em que não resta mais fengita reliquiar.

Dunlap *et al.* (1991) comprovaram que o sistema K-Ar pode ser pouco perturbado em micas reliquias (detriticas/porfiroclásticas) que sofreram deformação sob condições de fácies xistos verdes, desde que a temperatura não tenha excedido aquela em que há perda significativa de argônio durante o evento.

Perkins (1996) afirmou que pode haver reequilíbrio ou recristalização de muscovita reliquiar em deformação sob baixo grau metamórfico, mesmo sem que haja evidências texturais do fenômeno. Datou por $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ micas oriundas das mineralizações de Zn-Pb-Cu e de Cu e da deformação nos depósitos de Rosebery e Mount Lyell, respectivamente, Austrália. A mica reliquiar, derivada da mineralização pré-deformação, ocorre como agregados randômicos de muscovita, ao passo que aquela gerada pela deformação, sob temperaturas de cerca de 300°C, é mais alongada, definindo a foliação das rochas. Ambas as gerações ocorrem na mesma amostra numa proporção de 70:30 de muscovita neoformada para reliquiar, e definem um único platô no espectro $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$, que é tomado como a idade da deformação. Logo, não há registros de idades pré-deformação, e a muscovita reliquiar sofreu reequilíbrio/recristalização durante o evento.

Variações no diâmetro de micas coexistentes podem resultar em diferenças substanciais nas temperaturas de bloqueio e nas idades K-Ar e $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ (Hames & Bowring 1994). Kirschner *et al.* (1996) exemplificaram o fenômeno através de um espectro $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ em forma de escada para micas geradas por deformação. As primeiras frações de argônio liberadas foram atribuídas à mica mais fina, gerada nos últimos estágios do evento, enquanto que as frações liberadas em temperaturas maiores representariam a mica mais grossa, formada nos primórdios da deformação.

Ao trabalhar com minerais de pegmatitos, Laughlin (1969) concluiu pela propriedade da utilização do método K-Ar para a datação de micas presentes nestes corpos em função de alguns fatores:

- 1º) esses minerais não incorporam quantidades significativas de excesso de ^{40}Ar ;
- 2º) ainda que incorporem uma pequena quantidade de excesso de ^{40}Ar , seu alto conteúdo de potássio minimiza o erro;
- 3º) Livingstone *et al.* (1967 *in* Laughlin 1969) demonstraram que as idades K-Ar de plagioclásio e micas em um terreno que sofreu metamorfismo regional concordavam, logo, não há perda de argônio maior nas micas do que no plagioclásio devida a um evento térmico subsequente. Posteriormente, Lanphere & Dalrymple (1976 *in* Hanes 1991) vieram a demonstrar que o plagioclásio pode fornecer idades muito jovens em função de sua baixa temperatura de bloqueio e de sua susceptibilidade à alteração, o que invalida este argumento.

Na ausência de estudos que parametrizem precisamente os intervalos de temperatura e pressão a que estiveram sujeitos os concentrados de muscovita datados nesse estudo, fica claro que os dados mais confiáveis são aqueles sobre minerais primários (ígneos) ou sobre minerais metamórficos totalmente recristalizados, os demais podendo representar perda parcial de argônio radiogênico ou misturas de idades de populações distintas, cristalizadas em eventos de idades diferentes.

Na tabela 4.1 estão listados os dados analíticos K-Ar de nove concentrados de muscovita, além de outra fornecida na literatura sobre a região. Segue-se uma breve discussão a respeito dos dados no contexto de cada garimpo/depósito.

4.2.1.1 XUPÉ

Duas amostras do Complexo Granito-Gnáissico procedentes do garimpo Xupé foram analisadas. Pertencem ao furo de sondagem FXS5, que possui aproximadamente 80 metros de profundidade. Até cerca de 60 metros, constitui-se de alterito ocre rosado em superfície, que passa a branco, onde podem-se identificar porções com a textura pegmatóide original da rocha preservada. Nesta parte, são encontrados restos de feldspato, quartzo e muscovita verde.

No intervalo de cerca de 60 a 75 metros de profundidade, intercepta xisto muito fino cinza-escuro. Deste intervalo provém a amostra FXS5-2. Daí até o fim, compõe o testemunho granodiorito branco, de granulação média à grossa e textura pegmatóide deformada, em que são identificados feldspato, quartzo e muscovita, e que constitui a amostra FXS5-3.

Tabela 4.1. Dados analíticos K-Ar de concentrados de muscovita da Subprovincia do Rio Paraná (GO).

nº de lab.	nº de campo	rocha	material	%K	⁴⁰ Ar rad. (ccSTP/g)	Ar atm. (%)	idade (Ma)	erro (Ma e %)
7475	FXS5-2	xisto fino	muscovita	3,07	299,17	7,91	1.573	27 (1,7%)
7476	FXS5-3	grano-diorito	muscovita	7,84	985,51	0,52	1.855	40 (2,2%)
7477	XUPÉ-3	greisen	muscovita	7,04	1112,64	2,65	2.129	26 (1,2%)
7478	FGS5-3	grano-diorito	muscovita	8,60	1022,91	0,38	1.790	23 (1,3%)
7480	FAS18-2	monzo-granito	muscovita	8,46	1187,64	0,62	1.984	26 (1,3%)
7479	RC-5	greisen	muscovita	7,81	1116,58	0,49	2.006	24 (1,2%)
7472	PF-2	leuco-granito	muscovita	7,97	206,31	1,31	567	14 (2,4%)
7473	PF-7	leuco-granito	muscovita	8,11	203,87	1,25	553	11 (2,0%)
7474	PF-9	GAT	muscovita	8,49	172,87	4,03	460	9 (1,9%)
1110*	CAVAL-CANTE	granito	biotita	7,12	161,7	1,8	498,15	-

*Dado publicado em Hasui *et al.* (1980)

GAT - granito com albã e topázio (*sensu* Botelho 1992a)

A amostra FXS5-2 é um clorita-muscovita-quartzo xisto de granulação muito fina, em que a clorita e a muscovita ocorrem submilimetricamente interestratificadas. A presença da clorita explica o baixo teor de potássio da amostra (3,07%). A idade obtida é de 1.573 ± 27 Ma.

A amostra FXS5-3 constitui muscovita monzogranito pegmatóide branco, de granulação média, composto por microporfiroclastos de plagioclásio e de feldspato alcalino, com 0,6 a 2,0 milímetros, dispersos em matriz constituída por agregado em mosaico de grãos e subgrãos de quartzo, plagioclásio e feldspato alcalino (ortoclásio + microclínio) de granulação fina (0,1 mm). A rocha exibe evidências de metamorfismo e de deformação sob condições de baixo grau, na forma de sericitização incipiente do plagioclásio, substituição completa da biotita por clorita mais opacos, presença de muscovita fina concentrada em níveis submilimétricos descontínuos e orientados plano-parallelamente (planos de foliação) além da muscovita mais grossa primária, segregação pronunciada de quartzo e contatos fortemente suturados entre os cristais, tanto da matriz quanto nos microporfiroclastos. A idade para esta amostra é de 1.855 ± 40 Ma.

Do Pegmatito Xupé propriamente dito, datou-se a amostra Xupé-3, que constitui um greisen de textura grossa a muito grossa composto predominantemente por quartzo hialino e,

subordinadamente, por muscovita verde, coletado na pilha de rejeito do garimpo. Sua idade é de 2.129 ± 26 Ma.

4.2.1.2 GROTÃO

Deste garimpo, apenas uma amostra do Complexo Granito-Gnáissico foi analisada. Provém do testemunho de sondagem de número FGS5, que comporta alterito até uma profundidade aproximada de 20 metros. Desta até cerca de 25 metros, ocorre biotita-muscovita granodiorito cinza de granulação média, fortemente recristalizado, que grada para muscovita granodiorito variando do cinza ao vermelho-carne intenso. Tem granulação média e textura cataclástica, onde são pronunciados os efeitos de recristalização, sericitização e distorção de maclas no plagioclásio, segregação de quartzo e substituição completa da biotita por clorita. Ocorre até uma profundidade aproximada de 40 metros.

A partir desta cota até o fim do testemunho, tem-se muscovita granodiorito pegmatóide branco, de textura fanerítica fina até grossa, microporfírica, que constitui a amostra FGS5-3. Os micropórfiros apresentam dimensões de 0,5 a 3,0 milímetros, contatos suturados e bordas extensamente recristalizadas, estando dispersos em matriz muito fina (0,05 mm em média), fortemente recristalizada. A intensidade da deformação também é evidente nas distorções e *kinks* freqüentes das maclas polissintéticas do plagioclásio. Muscovita primária mostra-se em grandes cristais bem formados dispostos aleatoriamente, envolvidos com freqüência por agregados de muscovita fina da segunda geração, que se dispõem segundo bandas submilimétricas paralelas entre si, acompanhadas de estiramento do quartzo. A idade obtida para esta amostra é de 1.790 ± 23 Ma.

4.2.1.3 RIACHO DOS CAVALOS

A amostra FAS18-2 é oriunda de testemunho de sondagem com cerca de 164 metros, e representa o Complexo Granito-Gnáissico. Até 30 metros de profundidade, o furo intercepta alterito friável, que se caracteriza, nos primeiros 9 metros, por variações do ocre, em superfície, ao vermelho-vinho, onde identificam-se cristais de muscovita. Trata-se de alterito de rocha xistosa. Dos 9 até os 30 metros, o material assume cor branca, e constitui-se por uma massa de caulim e muscovita, com raros cristais de turmalina.

No intervalo compreendido dos 30 metros até o fim, o testemunho é composto por rocha branca, de granulação variável de fina até grossa em função de intensidades também variáveis de deformação, textura pegmatóide, constituída por feldspatos, muscovita verde, quartzo e turmalina.

A amostra datada é proveniente do intervalo entre 117,26 e 120,43 metros de profundidade. Análise microscópica revela tratar-se de muscovita monzogranito, de granulação média inequigranular (0,5 a 5,0 mm), afetado por deformação incipiente manifestada por segregação de quartzo e desenvolvimento de contatos lobados a suturados entre os grãos. A muscovita ocorre na forma de grandes cristais reliquiares. A idade obtida para esta amostra é de 1.984 ± 26 Ma.

Correlacionada ao Pegmatito Riacho dos Cavalos, a amostra RC-5, proveniente de pilha de rejeito, trata-se de greisen de textura grossa a muito grossa composto exclusivamente por quartzo hialino (70 a 80% do volume) e muscovita verde em blocos, além de cassiterita subordinada disseminada. Sua idade é de 2.006 ± 24 Ma.

4.2.1.4 GRANITO MANGABEIRA

A amostragem deste corpo granítico concentrou-se na região de sua apófise sudoeste. Tratam-se de rochas graníticas greisenizadas e albitizadas, extensamente deformadas durante o Brasileiro. Analisou-se três concentrados de muscovita.

A amostra PF-2 comporta monzogranito branco-acinzentado, de textura média inequigranular (0,05 a 2,0 mm), que exibe foliação definida pela orientação plano-paralela de muscovita verde bem formada, cujas dimensões variam de 0,1 a 1,0 milímetros. Os feldspatos, representados por microclínio incipientemente albitizado e por albita, mostram-se extensivamente fraturados. Sua idade é de 567 ± 14 Ma.

Monzogranito branco-esverdeado, de estrutura xistosa e granulação fina inequigranular (0,1 a 0,7 mm), com cristais anédricos a subédricos, de contornos irregulares e contatos suturados, comumente com fraturas, constitui a amostra PF-7. A muscovita é bem-formada, ocorrendo em planos grosseiramente paralelos e muito descontínuos. A rocha é cortada por veio pegmatóide com a mesma composição básica da hospedeira. Nas suas imediações há disseminações de cassiterita. A idade obtida para esta amostra é de 553 ± 11 Ma.

A amostra PF-9 compreende granitóide de cor verde-rosada intensa, estrutura xistosa e granulação fina (0,15 a 1,0 mm), composto basicamente por albita e topázio em arranjo granoblástico e por muscovita (dimensão média de 0,3 mm) disposta aleatoriamente, às vezes concentrada em níveis paralelos mal definidos. A existência de arsenopirita, cujos contornos estão preservados pela ocorrência de opaco nas bordas, substituída por escorodita (Botelho, informação verbal), que transcende os limites destes grãos e tende a acompanhar a estrutura da rocha, ocorrendo inclusive ao longo das clivagens da muscovita, sugere a superposição de evento hidrotermal tardio sobre a rocha. Possui cassiterita disseminada e fluorita abundante, além de apresentar-se malaquitizada. Fornece idade de 460 ± 9 Ma.

4.2.1.5 DISCUSSÕES

As datações K-Ar em muscovita obtidas para três rochas ígneas do Complexo Granito-Gnáissico, correlacionáveis aos "muscovita granitos pegmatóides de idade indeterminada" de Montanheiro (1994), forneceram idades de 1.790 ± 23 , 1.855 ± 40 e 1.984 ± 26 Ma. A mais antiga foi obtida em rocha incipientemente deformada, evidenciada pela segregação do quartzo e desenvolvimento de contatos lobados a suturados entre os grãos. A muscovita ocorre como cristais reliquiais, que podem ou não ter sofrido reequilíbrio em função da deformação. Assim, é plausível que tenha havido apenas perda parcial de argônio pela muscovita durante o evento.

As duas outras datações foram obtidas em rochas com grau avançado de deformação sob condições de fácies xistos verdes, evidente na forma de sericitização de plagioclásio, cloritização de biotita, neoformação de muscovita, segregação pronunciada de quartzo e forte recristalização da matriz. Na amostra que fornece a idade mais jovem, a deformação foi particularmente intensa, provocando, além das transformações citadas, extensiva recristalização das bordas dos microporfiroclastos e distorção marcada das maclas polissintéticas do plagioclásio. Em virtude disto, a idade de 1.790 ± 23 Ma pode ser considerada como idade mínima ou de resfriamento do evento metamórfico que afetou a unidade.

A outra amostra do Complexo Granito-Gnáissico datada por K-Ar forneceu idade de 1.573 ± 27 Ma. Trata-se de um xisto muito fino, em que a muscovita acha-se submilimetricamente interestratificada com clorita. Além disto, seu teor de potássio é baixo. A granulação fina da rocha favorece a difusão do argônio, e a intrincada relação textural da

muscovita com a clorita levanta suspeitas a respeito da confiabilidade do dado. Assim, limitarmos-nos a tratá-lo como uma possível idade mínima para o evento metamórfico ocorrido na região.

Já as duas datações obtidas em muscovita de greisens, que constituem variações faciológicas dos pegmatitos estaníferos intrudidos no Complexo Granito-Gnáissico, forneceram idades de 2.129 ± 26 e 2.006 ± 24 Ma. Os argumentos científicos citados no início desta sessão a respeito da datação de muscovita de pegmatitos permitem considerar estes dados como as idades verdadeiras da geração destes corpos. Neste contexto, o Complexo Granito-Gnáissico e a Formação Ticunzal são mais antigos do que 2.150 Ma, e as idades Rb-Sr e K-Ar discutidas anteriormente para o primeiro realmente representam perda total ou parcial de isótopos radiogênicos por parte de suas rochas em função de um evento geológico posterior.

Por fim, dataram-se três concentrados de muscovitas do Granito Mangabeira. Os dados obtidos foram de 567 ± 14 , 553 ± 11 e 460 ± 9 Ma. As duas amostras que possuem idades mais antigas parecem ter sofrido deformação sob condições limiares entre o rúptil e o dúctil, haja vista o extensivo fraturamento exibido pelos seus feldspatos. Todavia, esta deformação deu condições para a geração de muscovita bem-formada, oriunda do evento, o que atribui total crédito às idades obtidas.

A idade mais jovem, cerca de 100 Ma inferior às demais, parece refletir a superposição de alteração deutérica sobre a rocha, possivelmente de abrangência espacial limitada, na forma de malaquitização generalizada. Embora bastante discordante das demais datações deste corpo, esta idade é a mais coerente com aquela obtida por Marini *et al.* (1985) para os greisens do Granito Pedra Branca (475 ± 19 Ma) por Rb-Sr.

4.2.2 Método Rb-Sr

O sistema Rb-Sr é usado atualmente com reservas para determinações de idades absolutas. Idades modelos ou convencionais Rb-Sr, por exemplo, são úteis apenas para geocronologia aproximada, podendo delimitar o tempo de ocorrência, a idade de vários processos petrogenéticos ou a idade de reservatórios crustais ou mantélicos particulares que estejam envolvidos em um processo geológico (Shirey 1991).

Por este método foram obtidas uma idade convencional em rocha total do Complexo Granito-Gnáissico, uma idade convencional do Granito Mangabeira e uma errócrona para o

Granito Sucuri. Os dados analíticos da primeira unidade, juntamente com aquele disponível na literatura, encontram-se listados na tabela 4.II. A compilação dos dados analíticos dos granitóides intrudidos no Complexo Granito-Gnáissico e/ou Formação Ticunzal na Subprovíncia do Rio Paranã, acrescidos daqueles produzidos nesta pesquisa, compõem a tabela 4.III.

Tabela 4.II. Dados analíticos Rb-Sr em rocha total do Complexo Granito-Gnáissico na Subprovíncia do Rio Paranã (GO).

Nº de lab.	Nº de campo	Rocha	Rb (ppm)	Sr (ppm)	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	Idade (Ma)	Referência
3884	CO-611	gnaiss	146,1	163,6	2,61	0,7936	$2.354 \pm 90^*$	Hasui <i>et al.</i> 1980
13291	FGS5-1	grano-diorito	351,4	127,9	8,129	0,934480	$1.960 \pm 58^{**}$	NT

* Dado publicado em Fernandes *et al.* (1982)

** Calculada com razão inicial de estrôncio (r_i) igual a 0,705.

NT: neste trabalho.

A amostra FGS5-1 pertence ao Complexo Granito-Gnáissico, tendo sido coletada no Garimpo Grotão. É proveniente de furo de sondagem cujos primeiros 20 metros são constituídos por alterito. A porção amostrada e datada é oriunda do intervalo entre 20 a 25 metros, que comporta biotita-muscovita granodiorito, de granulação média, inequigranular. A rocha mostra-se recristalizada, apresentando arranjo em mosaico e contatos fortemente suturados nos cristais que constituem a matriz, além de abundância de subgrãos. Percebe-se sericitização incipiente do plagioclásio e discreta distorção de sua macla polissintética, além da completa cloritização da biotita. Forneceu idade convencional de 1.960 ± 58 Ma. O intervalo de 40 a aproximadamente 70 metros de profundidade teve a muscovita de sua rocha datada por K-Ar (vide seção anterior).

O cálculo da idade convencional Rb-Sr desta amostra foi efetuado utilizando-se valores de r_i de 0,705, e 0,730, que resultaram em 1.960 ± 58 Ma e 1.754 ± 52 Ma, respectivamente. Como a melhor idade mínima do evento metamórfico que afetou as rochas do Complexo Granito-Gnáissico é balizada pelo método K-Ar em muscovita em 1.790 ± 23 Ma, o último valor foi descartado, assumindo-se para a amostra a idade de 1.960 ± 58 Ma. Além disso, uma r_i de 0,705 é a mais esperada para rochas de derivação ígnea.

Tabela 4.III. Dados analíticos Rb-Sr em rocha total dos granitos estaníferos da Subprovincia do Rio Paraná.

Nº de lab.	Nº de campo	Rocha	Rb (ppm)	Sr (ppm)	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	Idade (Ma)	Referência
4000	PBL-1A	granito	512,9	16,6	107,1	2,988	1.482 ± 39	<i>in</i> Hasui <i>et al.</i> 1980
4065	PBL-10	granito	482,9	20,4	78,1	2,188	1.324 ± 36	<i>in</i> Hasui <i>et al.</i> 1980
4002	PBL-1G	granito	493,6	13,1	130,9	3,068	1.260 ± 32	<i>in</i> Hasui <i>et al.</i> 1980
4157	PBL-1C	granito	383,0	16,7	77,4	2,492	1.609 ± 39	<i>in</i> Hasui <i>et al.</i> 1980
1147	CO-1618	granito	444,7	21,2	70,0	2,267	1.553 ± 47	Hasui <i>et al.</i> 1980
5350	LL-570	dacito	434,5	45,1	29,64	1,3538	1.525 ± 40	Tassinari <i>et al.</i> (1981)
3846	CO-618	granito	624,8	15,5	153,4	4,177	1.574 ± 47	Hasui <i>et al.</i> 1980
13290	PF-12 (g1c)*	sieno-granito	743,7	12,7	254,585	5,8007	1.393 ± 50 **	NT
5333	LL-643	granito	229,6	130,7	5,15	0,8542	2.010 ± 58	Tassinari <i>et al.</i> (1981)
5334	LL-645	granito	187,9	134,7	4,07	0,7993	1.612 ± 49	Tassinari <i>et al.</i> (1981)
5349	LL-634.5	granito	306,4	33,2	28,15	1,2511	1.353 ± 31	Tassinari <i>et al.</i> (1981)
4606	JMR-14c	granito	617,4	34,3	59,95	2,2597	1.803 ± 41	Reis Neto (1983)
13287	SUC-1B	monzo-granito	445,4	35,8	39,18	1,6033		NT
SPS-709	SUC-2	albita granito	430,2	50,1	27,00	1,5848		NT
13288	SUC-3	sieno-granito	637,8	40,0	51,56	1,9030		NT
13289	SUC-4	monzo-granito	594,9	51,7	36,69	1,7398		NT

* *sensu* Botelho (1992a)

** Média das idades calculada com razões iniciais de estrôncio (r) iguais a 0,705 e 0,730.

NT: neste trabalho.

Amostras 4000, 4065, 4002, 4157, 1147 e 5350 - Granito Pedra Branca

Amostra 3846 e 13290 - Granito Mangabeira

Amostras 5333 e 5334 - Granito Soledade

Amostra 5349 - Granito Mocambo

Amostras 4606, 13287, SPS-709, 13288 e 13289 - Granito Sucuri

Do Granito Mangabeira, datou-se amostra de sienogranito rosa claro leucocrático, de textura porfírica e granulação média à grossa. Seus pórfiros de microclínio têm dimensões de 1,0 a 8,0 milímetros, apresentam forte exsolução em filetes e de substituição, além de conter bordas albiticas. Encontram-se dispersos em uma matriz fina (0,2 mm, em média), cujos cristais estão arranjados em mosaico, e compreendem essencialmente quartzo, microclínio e oligoclásio. Ocorre biotita numa proporção inferior a 1% e muscovita de duas gerações: a

primária, na forma de grandes cristais, e a secundária, como agregados lenticulares microcristalinos oriundos da alteração de feldspato, localizados especialmente nas bordas destes.

A idades-modelo, calculadas a partir de valores de r_i iguais a 0,705 e 0,730, forneceram, respectivamente, os seguintes dados: 1.396 ± 50 Ma e 1.391 ± 50 Ma. A coerência dos resultados é consequência da alta razão $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ da análise, de maneira que é lícito assumir para este corpo a média destes valores (1.393 ± 50 Ma) como sua idade convencional. Este dado é cerca de 130 Ma mais jovem do que aquele reportado por Hasui *et al.* (1980) para o mesmo granito, entretanto ambos tratam-se de idades convencionais, o que limita especulações mais aprofundadas.

A amostragem do Granito Sucuri foi efetuada em pedreira às margens da estrada GO-118, totalizando quatro amostras. Duas delas (SUC-1B e SUC-3) tratam-se de monzo a sienogranitos com graus variáveis de albitização e deformação. São rochas cinza-claras, leucocráticas, de textura fanerítica média inequigranular a porfírica. Compõem-se de microclínio, albita-oligoclásio e quartzo como minerais essenciais, e de biotita parcial ou totalmente cloritizada como varietal, além da clorita como fase independente. A fluorita é acessória. Apresentam efeitos de deformação/metamorfismo incipiente, manifestados por leve sericitização do plagioclásio, distorção de sua macla polissintética, e presença de discreta foliação na forma de planos submilimétricos descontínuos e sigmoidais onde se concentram cristais de muscovita de granulação fina orientadas plano-parallelamente.

A amostra SUC-2 constitui albita granito cinza-claro, leucocrático, de textura inequigranular média, em que os máficos presentes são a biotita, incipientemente substituída por clorita, e a clorita como fase independente.

Um enclave microgranular, de forma elipsoidal, constitui a amostra SUC-4. Em relação às amostras SUC-1B e SUC-3, difere pela abundância ligeiramente maior de feldspato alcalino e de biotita, e pela textura fina. Tem composição monzogranítica.

O diagrama isocrônico gerado pela análise de tais rochas forneceu uma reta com MSWD extremamente alto (95), o que pode ser atribuído à pequena dispersão dos pontos, consequência da grande similaridade composicional das amostras (monzo e sienogranitos). Além disso, sabe-se que o Rb está contido essencialmente na fase potássica dos feldspatos, e que os albitos são sempre muito pobres em K e Rb (Bonin 1982). Some-se a isto o alto valor

da r_i de estrôncio fornecida pelo diagrama, que é de 0,97648 e denota a atuação de processos tardi- a pós-magmáticos sobre estes litotipos. Por este fatores, o dado obtido carece de significado geológico. Adicionando-se a estes pontos analíticos a análise de Reis Neto (1983) (tabela 4.III), obtém-se uma sensível melhora do MSWD (~70), mas o diagrama ainda fornece uma errôcrona, cuja idade é de 1.492 ± 64 Ma.

Bonin (1982) observou os seguintes fenômenos nos complexos anelares e nos batólitos:

- rochas mais evoluídas (granitos albitíticos, hiper-alcalinos ou hiper-aluminosos) possuem razões iniciais mais elevadas;
- razões iniciais mais elevadas estão nas fácies que contém as mineralizações disseminadas (albita, cryolita, pirocloro e thomsenolita nas rochas hiper-alcalinas; columbita, xenotima e thorita nas rochas hiper-aluminosas);
- razões iniciais de Sr mais elevadas são tanto mais altas quanto maior é a razão média Rb/Sr.

Bonin (1982) acredita que a tendência evolutiva do Rb e do Sr associados às mineralizações e dos valores elevados das razões iniciais $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ podem ser explicadas pela presença de fases fluidas abundantes e por uma lixiviação seletiva da crosta (Sr, Pb...), permitindo uma reomogeneização isotópica com a crosta sem que haja contaminação por fusão parcial da mesma. A reomogeneização isotópica seria total, em toda massa da rocha, não havendo diferença entre os dados analíticos das rochas não alteradas e aquelas da zona mineralizada.

4.2.3 Método Sm-Nd

A metodologia Sm-Nd foi utilizada exclusivamente para uma amostra do Granito Sucuri, o albita granito de número SUC-2, cujos dados analíticos encontram-se listados na tabela 4.IV. A idade, calculada pelo modelo de manto depletado (DePaolo 1988), é de 2.003 ± 45 Ma. O valor de ϵ_{Nd} calculado para uma idade de cristalização aferida por U-Pb em zircão de 1.767 ± 10 Ma (Pimentel *et al.* 1991) é de +1,24.

A idade-modelo próxima a 2,0 Ga é considerada a época de diferenciação do manto superior do magma parental deste granitóide. O valor positivo de ϵ_{Nd} de 1,24 reforça a hipótese desta rocha ter-se originado a partir de material juvenil, derivado do manto superior pouco tempo antes.

Tabela 4.IV. Dados analíticos Sm-Nd de albita granito do Maciço Sucuri.

Nº de lab.	Nº de campo	Rocha	Sm (ppm)	Nd (ppm)	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	$\epsilon_{\text{Nd}(t)}$	$\epsilon_{\text{Nd}(T)}$	T_{DM} (Ma)
SPS-709	SUC-2	albita granito	19,307	92,265	0,127324	0,511908	- 14,24	+ 1,24	2.003 $\pm$ 45

Entretanto, Pimentel *et al.* (1991) sugerem a possibilidade de existência de zircões herdados com idade de 3,3 Ga, o que pode indicar presença subordinada de material crustal na fonte magmática da rocha, ou então incorporação de zircões das rochas encaixantes durante a ascensão do magma para níveis crustais mais elevados.

V CRISTALOQUÍMICA DA CASSITERITA

5.1 Generalidades

A cassiterita como fase mineral primária é encontrada comumente em rochas ígneas ácidas, pegmatitos graníticos e greisens, e em veios hidrotermais de baixa a alta temperatura em rochas graníticas ou nas encaixantes ao longo do exocontato. Ocorre em escarnitos (*e.g.* Mitrofanov & Stolyarov 1982; Eadlington & Kinealy 1983), vulcânicas ácidas (*e.g.* Lufkin 1976) ou intermediárias (*e.g.* Cook 1977), e até em kimberlitos (*e.g.* Nekrasov & Nekrasova 1978).

Pode resultar da decomposição da estanita (*e.g.* Karwowski & Wlodyka 1981) ou ocorrer como pseudomorfa da tealita (*e.g.* Cook 1977), da hematita e do ortoclásio (Deer *et al.* 1992; Klein & Hurlbut 1993), do quartzo (Lawrence 1960), do topázio, da turmalina, da pirita, da arsenopirita, da esfalerita e da bismutinita (Ramdohr 1980).

Curiosamente, pode substituir fósseis ou apresentar raras formas pseudodendríticas (Hodge-Smith 1943, Varlamoff 1960 e Lawrence 1963 *in* Taylor 1979). Lawrence (1957), relatou a substituição completa de hastes de crinóides e de gastrópodes por cassiterita no distrito de Torrington, Austrália, tendo sido preservados detalhes morfológicos internos e externos. Atribuiu o fenômeno à interação de soluções de estanatos alcalinas e hipogênicas com águas subterrâneas.

Sua variedade colomórfica é conhecida como estanho xilóide (Deer *et al.* 1992) ou "*wood tin*". Lufkin (1977) descreveu *wood tin* de Black Range, Novo México, como cassiterita submicroscópica a finamente cristalina, estruturada em camadas concêntricas. Grande parte das amostras estudadas pelo autor continha núcleos ou inclusões de riolito alterados e substituídos, além de cristais de hematita, cristobalita e calcedônia. A cassiterita descrita ocorreria na forma de agregados microcristalinos até cristais alongados, com poucos microns de comprimento, dispostos radialmente.

Os primeiros estudos sobre *wood tin* sugeriam origem a partir de processos supérgenos, na zona de oxidação (Taylor 1979). Jones (1925 *in* Taylor 1979), referiu cassiterita xilóide gerada da oxidação da estanita, e Cook (1977) a relatou como produto da decomposição de sulfossais portadores de estanho. A cassiterita xilóide também ocorreria em ambiente xenotermal, em veios e em lavas dacíticas bolivianas (*e.g.* Cook 1977). Lufkin (1977) considerou a cassiterita xilóide oriunda de soluções hipogênicas no caso de Black Range.

A existência de cassiterita secundária é defendida por muitos pesquisadores (*e.g.* Blanchard 1947; Lawrence 1960; Turaki & Pastor 1985). A fase foi identificada como produto de oxidação da estanita por Sharko (1971).

Também foi descrita em associação com minerais de baixa temperatura, como zeolitas, em veios do distrito de Torrington (Lawrence 1957). Contudo, Taylor (1979) manteve que a cassiterita é um mineral de alta temperatura (200 a 600° C), baseado em dados de inclusões fluidas.

A hipótese de origem intramagmática foi refutada por Lehmann (1990), exceção feita aos pegmatitos, com base em estudos de solubilidade da fase em diferentes fugacidades de oxigênio. Dados de inclusões fluidas de vários depósitos confirmaram temperaturas de formação da fase entre 300 e 500° C na maior parte dos casos, e salinidade dos fluidos comumente no intervalo de 5-20 % em peso equivalente de NaCl. Linnen e Williams-Jones (1991) e Linnen *et al.* (1992) documentaram a ocorrência de cassiterita magmática em um complexo aplítico-pegmatítico tailandês, baseando-se em dados petrográficos, geoquímicos, isotópicos e de inclusões fluidas.

Como mineral detrítico, é muito comum em sedimentos aluvionares tipo *placer* (*e.g.* Hosking & Camm 1984) derivados de rochas ácidas estaníferas (Deer *et al.* 1992; Klein & Hurlbut 1993).

A cassiterita aparece freqüentemente associada à turmalina, topázio, fluorita, apatita, lepidolita, wolframita, molibdenita, pirita, estanita, esfalerita, galena, rutilo, hematita, magnetita, bismuto, bismutinita, pirrotita e arsenopirita (Deer *et al.* 1992; Klein & Hurlbut 1993; Craig & Vaughan 1994).

5.2 Cristalografia

Segundo Cohen *et al.* (1985), o óxido de estanho (SnO_2) existe somente na forma cristalina, já que o grande tamanho do íon Sn^{4+} impede a formação de polimorfos vítreos coordenados tetraedricamente.

A cassiterita é um óxido pertencente ao Grupo do Rutilo (TiO_2) que inclui, além das duas fases mencionadas, a pirolusita (MnO_2) e a plattnerita (PbO_2). Estes minerais apresentam fórmula geral XO_2 , são tetragonais e iso-estruturais (Peckett 1992; Klein & Hurlbut 1993).

No caso da cassiterita, cada íon de estanho está rodeado por seis íons de oxigênio em coordenação octaédrica, ao passo que cada íon de oxigênio tem três íons de estanho à sua volta, ocupando os vértices de um triângulo quase equilátero (Deer *et al.* 1992). Entretanto, as distâncias entre o estanho e os seis oxigênios não são idênticas, podendo ser agrupadas em quatro diferentes das outras duas. Isto se deve à configuração eletrônica do Sn^{4+} , que ocasiona uma distorção do octaedro e aumenta o grau de covalência das ligações atômicas (Taylor, 1979). Farmer *et al.* (1991) explicaram o grau de covalência das ligações Sn-O pela distância medida entre os dois íons, que é menor que a soma dos seus raios e permite o compartilhamento de elétrons, bem como a incorporação diadóquica de impurezas na estrutura do mineral.

Cada octaedro compartilha duas de suas arestas com outros octaedros e os dois vértices restantes com dois outros octaedros (Cronmeyer 1957 *in* Cohen *et al.* 1985), o que resulta em cadeias paralelas ao eixo *c*. Esta distribuição espacial permite a existência de cadeias abertas entre as octaédricas contendo fileiras de posições intersticiais octaédricas. Tais posições intersticiais são todas da mesma forma e tamanho e maiores que as posições octaédricas do Sn^{4+} . Há também posições intersticiais tetraédricas, embora não arranjadas em cadeias (Hurlen 1959 *in* Cohen *et al.* 1985). Pequenas quantidades de íons estranhos podem ser incorporadas nas posições intersticiais, com possíveis danos à estrutura cristalina (Cohen *et al.* 1985).

Os parâmetros da cela unitária da cassiterita, conforme relatos da literatura, encontram-se listados abaixo.

Miyahisa (1968) afirmou que as temperaturas de formação da cassiterita se refletem nas dimensões de sua cela unitária.

<i>a</i> (Å)	<i>c</i> (Å)	referência
4,736 - 4,742	3,183 - 3,190	Miyahisa (1968)
4,7355 - 4,7371	3,1807 - 3,1875	Goncharov & Filatov (1971)

Goncharov & Filatov (1971) consideraram que a variação dos parâmetros da cela unitária da cassiterita de Sherlovaya Gora reflete a natureza e o conteúdo dos elementos menores incorporados na estrutura cristalina da fase. Segundo os autores, a incorporação da maior parte dos compostos de oxigênio iso-estruturais ao SnO_2 na cassiterita causaria contração do seu retículo cristalino; o oposto se verificaria somente com os compostos dos elementos W^{4+} , Mo^{4+} e Pb^{4+} . Goncharov & Filatov (1971) afirmaram que a pressão é fator dominante na substituição isomórfica na cassiterita, favorecendo a incorporação de elementos que reduzem o volume do cristal.

Clark *et al.* (1976) relataram uma correlação negativa entre o volume da cela unitária e o conteúdo de impurezas na cassiterita. Elementos como o Fe e o Ti causariam uma redução mais acentuada deste volume em comparação a concentrações equivalentes de Ta e Nb, sendo que o parâmetro *c* mostraria as maiores variações.

O decréscimo do parâmetro *c*, bem como do volume da cela unitária da cassiterita, estariam relacionados, segundo Lufkin (1977), à substituição do Sn^{4+} por Fe^{3+} .

A cassiterita tende a apresentar-se idiomórfica em virtude da sua energia interfacial (Lehmann 1990). Ocorre, também, com hábito maciço granular anédrico ou em cristais subédricos a euédricos comumente zonados, mas pode ser reniforme com fibras radiadas no caso do estanho xilóide (Klein & Hurlbut 1993; Craig & Vaughan 1994). Prismas $\{110\}$ e $\{010\}$ e bipirâmides $\{111\}$ e $\{011\}$ são as formas mais comuns dos seus cristais (Klein & Hurlbut 1993), bem como prismas com terminações piramidais (Taylor 1979). Formas mais exóticas, como cristais aciculares (*e.g.* Cook 1977) e fibras que lembram fios de cabelo (*hair-like*) também são reportadas na literatura (Hosking 1970b *in* Taylor 1979).

Os hábitos cristalinos diversos da cassiterita refletem condições específicas de ocorrência (*e.g.* Cook 1977; Taylor 1979). A temperaturas de cristalização mais baixas, as formas tendem a alongadas, enquanto que a altas temperaturas, o eixo C sofre compressão. Assim, acima de 600° C predominam bipirâmides ou octaedros obtusos com subtipos bipiramidais colunares, acima de 500° C cristais tabulares, a 450° C mono ou bipirâmides agudas e a temperaturas inferiores a 450° C, o hábito seria prismático (Shneider 1937 *in* Taylor 1979). Mesmo dentro de um único depósito, geralmente a cassiterita das últimas gerações é mais alongada do que a das primeiras (*e.g.* Ngoan 1980). A tendência é que cassiterita bipiramidal e

não prismática ocorra predominantemente em ambientes pegmatíticos (Taylor 1979 e outras referências).

A geminação da cassiterita segundo $\{011\}$, que pode ser cíclica, gera a chamada macla em joelho, ou “joelho de estanho” (Deer *et al.* 1992). Maclas lamelares, originadas por pressão, são muito raras (Ramdohr 1980).

A presença de inclusões de magnetita, ilmenita, rutilo, tapiolita, columbita, tantalita, ixiolita, wolframita ou ferberita, scheelita, ilmeno-rutilo, rubi, hematita, arsenopirita, uraninita, zircão e quartzo na cassiterita, bem como de inclusões fluidas, é largamente relatada na literatura (*e.g.* Greaves *et al.* 1971; Voronina *et al.* 1978a; Taylor 1979 e referências; Anwar & El-Dahhar 1981; Grigor'yev & Dolomanova 1982; Cerný *et al.* 1985; Linnen *et al.* 1992; Craig & Vaughan 1994). Minerais mais raros como a halloysita e a hercinita também são reportados (Voronina *et al.* 1978b).

Anwar e El-Dahhar (1981) descreveram inclusões como pequenos corpos irregulares, na forma de bolhas, que exibem contatos embainhados com a cassiterita e raramente ocorrem em formas subédricas ou euédricas. Já as inclusões fluidas mostram-se em formas alongadas, com seus eixos maiores paralelos às zonas de crescimento do mineral (*e.g.* Haapala & Kinnunen 1979).

Voronina *et al.* (1978a) relataram que cassiterita de granitos e pegmatitos têm o menor conteúdo de micro-inclusões; quando existentes, suas inclusões tendem a ser grandes. O maior número de micro-inclusões, em especial de minerais portadores de ferro, é encontrado em cassiterita de greisens e veios de quartzo.

Desborough & Sainsbury (1970) descreveram a ocorrência de cassiterita exsolvida em magnetita na mina de Lost River, Alaska. Intercrescimentos epitaxiais de cassiterita com wodginita também são relatados na literatura (Dunn *et al.* 1978).

Khvostova *et al.* (1983) encontraram estaringita como inclusão em cassiterita da Sibéria. Numa rara ocorrência desta fase em kimberlitos, Nekrasov & Nekrasova (1978) descreveram a presença de picro-ilmenita e wolframita como inclusões.

Exsoluções de tapiolita (Dunn *et al.* 1978), columbita (Ramdohr 1980) e tantalita (Cerný *et al.* 1985) foram identificadas, podendo totalizar 15% do volume do cristal. No caso específico da tapiolita, Burke *et al.* (1969) acreditam que até 25% em mol deste mineral podem entrar isomorficamente na estrutura da cassiterita. Intercrescimentos microscópicos com ixiolita

são igualmente reportados (Cerný & Ercit 1989). Cerný *et al.* (1985) relataram cassiterita como exsolução em cristais de wodginita de Dakota do Sul, Estados Unidos.

Burke *et al.* (1969) e Khvostova *et al.* (1983) postularam a existência de isomorfismo entre cassiterita, estaringita e tapiolita, além de uma série de tântalo-niobatos. Com base em estudos por difração de raios-X e análises químicas, concluíram ser a estaringita uma variedade intermediária entre a cassiterita e a tapiolita, e sua composição resultado da substituição de Sn e Ti por Fe, Mn, Ta e Nb.

Outra feição identificada em cassiterita são os vacúolos. Sob condições normais, uma solução preservada em vacúolos tende a separar-se em fases gasosas, líquidas e sólidas, mas quando estas soluções são fortemente supersaturadas, as fases sólidas tendem a predominar volumetricamente. Segundo Grigor'yev & Dolomanova (1982), vacúolos em minerais formados a altas profundidades, temperaturas e pressões (pegmatitos ou depósitos hidrotermais de alta temperatura) são maiores que aqueles desenvolvidos em depósitos gerados próximo à superfície. Em geral, não excedem 1,5 mm de dimensão, sendo predominantes os de centésimos ou milésimos de milímetro. Podem conter minerais singenéticos e iso-estruturais à cassiterita ou outros capturados durante seu crescimento, como turmalina, quartzo, micas e sulfetos (Grigor'yev & Dolomanova 1982).

5.3 Propriedades Físicas

A dureza da cassiterita está compreendida no intervalo de 6 e 7 e sua densidade varia de 6,8 a 7,1 g/cm³ (Klein & Hurlbut 1993).

Sua clivagem é fraca segundo {010}, {100} e {110}, estando presentes também planos de partição em {111} e {011} (Ramdohr 1980; Deer *et al.* 1992; Klein & Hurlbut 1993). É muito frágil e friável.

Apresenta o castanho e o castanho quase preto como cores usuais, o amarelo, o laranja, o vermelho, o verde-pálido, o branco e o incolor são mais raros (Taylor 1979; Klein & Hurlbut 1993). No interior de um único cristal é possível observar variações de cores na forma de manchas mal definidas, segmentos de cores diferentes ou zonação. Em um mesmo depósito esta variação também é extensa, comumente com os cristais das últimas fases mais pálidos ou incolores (Grubb & Hannaford 1966; Taylor 1979; Goncharov & Filatov 1971; Greaves *et al.* 1971).

O brilho é adamantino, submetálico, graxo ou baço. É translúcida, raramente transparente, e seu traço é branco (Klein & Hurlbut 1993).

Grubb & Hannaford (1966) demonstraram que as zonas, assim como os cristais, mais escuros da cassiterita possuem maiores razões $\text{Fe}^{2+}/\text{Fe}^{3+}$.

Berzina & Dolomanova (1967) relacionaram a presença de urânio, como elemento integrante de inclusões de tapiolita ou de minerais de urânio, com as cores mais escuras do mineral.

Greaves *et al.* (1971) relacionaram à cassiterita mais escura um maior conteúdo de ferro total, presente em inclusões de magnetita e na própria cassiterita.

Goncharov & Filatov (1971) perceberam diferenças nos parâmetros da cela unitária entre cassiterita de cores distintas, e concluíram que elementos, como Fe, W, Ba, Sc, Be e Mn, causariam deformações anisotrópicas no retículo do cristal, gerando as cores marrons. Entretanto, elementos como o Ti gerariam contração isotrópica, não alterando a cor do mineral.

Kanishcheva & Romanenko (1977) encontraram uma correlação positiva entre as cores mais escuras e os teores de Fe e Ti substituindo isomorficamente o Sn na cassiterita. Os conteúdos destes dois elementos nas regiões mais escuras dos cristais excederiam em uma ordem de magnitude aqueles das regiões mais claras.

Trabalhando com cassiterita xilóide do Novo México, Lufkin (1977) observou relação geral entre a variação de cor em luz transmitida da incolor a marrom escura, passando pelo bronze, amarelo, laranja e vermelho, com o aumento do conteúdo de Fe_2O_3 . Todavia, amostras distintas de mesma cor poderiam ter diferenças de vários porcentos deste óxido.

Outros elementos, no entanto, parecem ser responsáveis pelas diferentes cores de cristais zonados de cassiterita de Aberfoyle, Tasmânia. Taylor (1979) relatou um aumento nos teores de Mn, Ti, Ta, Nb, Ni, Co e Cu dos fragmentos incolores até os pretos.

Alternativamente, Horn (1980) postulou a presença de carbono em cassiterita da Bolívia como responsável pelas cores escuras da fase. Para o autor, o elemento se distribui em parte paralelamente às zonas de crescimento dos cristais, em parte antiparalelamente ou como corpos irregulares, ou ainda sob a forma de fina poeira de pigmentos de carbono.

Anwar & El-Dahhar (1981) relacionaram as cores mais escuras da cassiterita de greisens e rochas greisenizadas egípcias ao maior conteúdo de ferro. Analogamente, Cohen *et al.* (1985) creditaram o marrom da cassiterita natural ao conteúdo de Fe^{3+} , enquanto que Oen *et al.*

(1982) concluíram que a cassiterita marrom do greisen de Morro Potosí, Brasil, apresenta maiores teores de Ta, Nb e, freqüentemente, W, ao passo que a incolor é quase pura (~99% SnO₂).

Swart & Moore (1982) postularam que a variação de cor existente deve-se a diferenças nos teores de urânio, responsável por defeitos do retículo em virtude de sua fissão ou decaimento.

Trabalhando com cristais zonados, Izoret *et al.* (1985) concluíram que as bandas mais escuras caracterizavam-se por maiores teores de ferro juntamente com conteúdos mais altos de Ti ou de Ti e Nb+Ta simultaneamente, enquanto que as bandas claras eram relativamente puras.

Zagruzina *et al.* (1987) perceberam que a cassiterita preta contém muito mais urânio que a incolores ou branca. Além disso, apresenta diferenças de duas ordens de grandeza nos teores de urânio entre zonas de cores diferentes dentro de um mesmo cristal. Atribuíram o pleocroísmo do mineral à presença de inclusões orientadas.

A presença de exsolução de columbita está sempre relacionada às cores mais escuras da cassiterita de Jos Plateau, Nigéria. O conteúdo de FeO, Nb₂O₅ e Ta₂O₅ é maior nos cristais pretos do que nos incolores. A cassiterita incolor tende a conter teores mais altos de SnO₂ (Ogunbajo 1993).

O mineral pode apresentar propriedades magnéticas, cujas causas são ainda controversas. Ramdohr (1961 *in* Taylor 1979) viu nas exsoluções de columbita/tapiolita a razão para o comportamento magnético da cassiterita, hipótese refutada por Hanus & Krs (1965) e Grubb & Hannaford (1966).

Valores de magnetismo natural remanescente em cassiterita semelhantes aos dos basaltos da Europa Central foram relatados por Hanus & Krs (1965). Os autores relacionaram o maior magnetismo das amostras estudadas a um conteúdo de ferro mais elevado (até 0,6%) presente na estrutura cristalina da fase, e demonstraram sua utilidade no estudo de paleomagnetismo.

Altas razões Fe²⁺/Fe³⁺ seriam a causa do magnetismo da cassiterita conforme Grubb & Hannaford (1966). Tais razões encontrar-se-iam nos cristais castanho-avermelhados oriundos de pegmatitos ou de depósitos hidrotermais não-sulfetados. Menos de 10% do Fe²⁺ ocorreria na forma de inclusões de estanatos hidratados (FeSn(OH)₆) e análogos estaníferos da ilmenita ou hematita, levando-os a concluir que "a cassiterita é ela mesma intrinsecamente envolvida em

alguma senão na maior parte do magnetismo". Voronina *et al.* (1978a) também identificaram tais hidro-estannatos de ferro na cassiterita, além de FeSnO_3 .

Banerjee (1969) e Banerjee *et al.* (1970), entretanto, não encontraram relação entre a razão $\text{Fe}^{2+}/\text{Fe}^{3+}$ e o fraco ferromagnetismo da cassiterita, e atribuíram esta propriedade à presença de 1% de impureza de ferro em estado superparamagnético, na forma de hematita e/ou magnetita.

Greaves *et al.* (1971) consideraram as inclusões microscópicas a submicroscópicas de magnetita responsáveis pela propriedade, enquanto que Goncharov & Filatov (1971) relacionaram-na à proporção total de ferro no mineral.

Para Moore & Howie (1979) o magnetismo da cassiterita do depósito de Cligga Head, Cornwall, Inglaterra, seria consequência das concentrações elevadas de tungstênio, tanto na forma de abundantes inclusões de wolframita, quanto na própria estrutura da cassiterita, onde atingiria valores de até 1,61% em peso.

Esta característica da cassiterita tem dificultado os processos de beneficiamento, na medida em que suas propriedades físicas semelhantes às da magnetita tornam problemática a sua separação por meios eletromagnéticos ou gravitacionais, sendo sua recuperação muito baixa (Grubb & Hannaford 1966). Quando magnética, sua susceptibilidade é semelhante às da ilmenita e da wolframita, impossibilitando, também neste caso, a utilização de métodos magnéticos. Voronina *et al.* (1978a) relataram que na separação da cassiterita, somente 10% do seu volume vai para a fração eletromagnética. Os autores atribuíram o fenômeno à distribuição não uniforme, em setores, do magnetismo nos cristais.

Através de um geotermômetro baseado nas composições isotópicas de oxigênio do par cassiterita-quartzo, Borshchevskiy *et al.* (1979) determinaram a temperatura de formação da fase em numerosas associações deste tipo na Ásia Central, obtendo valores de 295 a 450° C.

O estudo de inclusões fluidas primárias de cassiterita presente em greisens levou Haapala & Kinnunen (1979) a identificarem temperaturas mínimas de cristalização para a mesma entre 260 e 390° C.

Dados de inclusões fluidas de cassiterita boliviana obtidos por Horn (1980) revelaram temperaturas de homogeneização de 370 a 425° C, enquanto aqueles da cassiterita de Cornwall, Inglaterra, indicaram 352° C (Campbell & Panter 1990).

No que tange à resposta do mineral aos processos geológicos, “a cassiterita é substancialmente inerte durante a recristalização e o metamorfismo” (Levitskii 1953 *in* Lebedev 1967). No ambiente supérgeno, a cassiterita presente em *placers* mostra efeitos de abrasão superficial, que ocasiona redução da granulometria e aumento da esfericidade, sendo extremamente resistente à oxidação e solução (Craig & Vaughan 1994).

5.3.1 Propriedades Óticas

5.3.1.1 LUZ TRANSMITIDA

Em lâmina delgada, a cassiterita mostra-se incolor, amarela, castanha ou vermelha, com índices de refração e birrefringência elevados. É uniaxial positiva, apresentando-se por vezes anômala com 2V de 0 a 38° (Deer *et al.* 1992).

Quando presente, seu zonamento em bandas claras, amareladas, e bandas escuras, castanhas ou castanho-avermelhadas, é marcante à luz natural. Izoret *et al.* (1985) aferiram a espessura das bandas escuras da fase de alguns jazimentos da Galícia, encontrando valores no intervalo de 5 a 10 μm . Segundo Moore & Howie (1979), tal zonamento não teria relação com a pequena variação nos conteúdos de ferro ou de quaisquer outros elementos, conforme observado na cassiterita de Cornwall, Inglaterra.

Conforme Izoret *et al.* (1985 e referências), “a presença de bandas escuras na cassiterita representa a incorporação de uma franja da interface sólido-líquido, enriquecida em impurezas, e constitui uma zona representativa de substituições que respeitam a neutralidade elétrica do cristal”.

Farmer *et al.* (1991) estudaram a cassiterita de Cornwall por catodoluminescência, concluindo que os tipos de zonamento existentes na fase classificar-se-iam em bandamento de crescimento largo, zonamento oscilatório fino e zonamento em setores. O primeiro, oriundo de mudanças progressivas no ambiente de cristalização, atingiria até 150 μm de espessura. O zonamento oscilatório apresentaria bandas com espessura máxima de 15 μm , podendo ocorrer conjuntamente com o primeiro e terceiro tipos. Estaria relacionado a fenômenos de difusão na camada de solução imediatamente adjacente ao cristal em crescimento, não tendo relação com a composição química principal do fluido. O zonamento em setores refletiria o crescimento de partes do cristal em faces de formas cristalográficas diferentes.

As variedades intensamente coloridas podem ser moderada a fortemente pleocróicas, desde o amarelo esverdeado pálido até o castanho avermelhado intenso (Deer *et al.* 1992). Muitos autores reportam que a cassiterita pegmatítica é a mais intensamente pleocróica (*e.g.* Berman & Gonyer 1930; Voronina *et al.* 1978a), enquanto que aquela presente em greisens é parcialmente e a de veios hidrotermais e *pipes* medianamente pleocróica (Taylor 1979 e referências).

Muitas vezes o pleocroísmo localiza-se erraticamente em áreas específicas dos cristais, o que teria como causa principal distorções cristalinas ao redor dos íons Sn^{4+} . Tais distorções são provavelmente mais acentuadas em cassiterita de alta temperatura (Taylor 1979).

5.3.1.2 LUZ REFLETIDA

Em luz refletida, a cassiterita é cinza clara e sua refletividade é de 10,7 a 12,2% (Deer *et al.* 1992; Craig & Vaughan 1994). Apresenta pleocroísmo muito fraco, visível apenas nos limites de grãos e de maclas, além de anisotropia distinta, geralmente mascarada por reflexões internas brancas, amarelas e marrom-amareladas (Ramdohr 1980).

5.4 Propriedades Químicas

A fase pode ser lentamente atacada por ácidos ou fusível em álcalis (Deer *et al.* 1992). Tem, na sua composição, cerca de 78,6% de estanho e 21,4% de oxigênio (Klein & Hurlbut 1993), mas incorpora variados elementos maiores, menores e traços na sua estrutura. Cerný *et al.* (1985) encontraram teores totais de óxidos de Nb, Ta, Fe e Mn entre 1,71 e 14,17% em peso na cassiterita do Pegmatito Peerless, Dakota do Sul, Estados Unidos.

Dentre os elementos maiores, a fase pode incorporar até cerca de 7,8% de ferro (*e.g.* Pryor & Wrobel 1950 *in* Grubb & Hannaford 1966). Desborough & Sainsbury (1970) reportaram teores de $1,7 \pm 0,2$ e $1,55 \pm 0,1$ % em peso de ferro em dois cristais de cassiterita exsolvidos em magnetita e analisados por microsonda eletrônica, concluindo que o elemento estaria incorporado na estrutura da primeira. Voronina *et al.* (1978a), entretanto, defenderam que a proporção de Fe^{3+} incorporado isomorficamente na cassiterita não excederia 0,33%.

Também o TiO_2 , que é iso-estrutural ao SnO_2 , provavelmente seja incorporado no retículo da fase, substituindo o estanho (Taylor 1979; Izoret *et al.* 1985). Os teores deste elemento reportados por Dudykina (1959 *in* Taylor 1979) vão até 20.000 ppm.

Voronina *et al.* (1978b) relataram a presença de Al_2O_3 de centésimos até 2,5 por cento na maior parte da cassiterita. Os conteúdos de H_2O na fase poderiam atingir valores da ordem de 1% em peso.

Os teores de Nb_2O_5 atingem até cerca de 4,50% (*e.g.* Ogunbajo 1993). Khvostova *et al.* (1983) determinaram concentrações de Ta_2O_5 de 2 até 5,6% em cassiterita incluída em minerais de tântalo; outros relatos na literatura divulgam conteúdos de até 13,67% deste óxido no mineral (Clark *et al.* 1976).

Segundo Möller *et al.* (1988) e Cerný & Ercit (1989), a cassiterita incorporaria um componente de columbita/tapiolita, e a substituição do Sn^{4+} por Ta^{5+} e Nb^{5+} respeitaria a estequiometria desta, segundo a reação

A cassiterita pode conter índio, especialmente sua variedade colomórfica, onde os teores deste elemento atingem até 2% (Taylor 1979). Ivanov & Rozbianskaya (1961 *in* Taylor 1979) sugeriram a substituição do Fe^{2+} por In^{3+} na cassiterita, enquanto que Zarabina *et al.* (1961) atribuíram a presença de índio a suas similaridades em raio iônico, potencial de ionização e eletronegatividade aos íons Sn^{4+} , Zn^{2+} , Cu^+ , Cu^{2+} , Fe^{2+} e Fe^{3+} . Stevenson & Taylor (1973 *in* Taylor 1979) não detectaram quaisquer correlações entre o índio e outros metais traços.

Conteúdos de algumas dezenas até cerca de 2.000 ppm de Sc caracterizam a cassiterita (*e.g.* Dudykina 1959; Borisenko & Lizunov 1959 *in* Taylor 1979). A entrada deste elemento respeita, segundo Borisenko & Lizunov (1959 *in* Taylor 1979), a seguinte reação:

A natureza iso-estrutural do ZrO_2 , do HfO_2 e do SnO_2 permite à cassiterita incorporar também os dois primeiros. Möller & Dulski (1983) reportaram teores de Zr de até 5.200 ppm e de Hf de até 420 ppm em cassiterita, mas conteúdos de até 12,36% de ZrO_2 em cassiterita da Nigéria foram relatados por Ogunbajo (1993).

Dulski *et al.* (1982) perceberam diferenças nas razões Zr/Hf entre cassiterita de pegmatitos ou greisens e aquela hidrotermal nos depósitos bolivianos. No primeiro caso, tais razões são da ordem de 10, enquanto que nos demais são próximas a 100, o que parece refletir, além de condições físico-químicas de formação, uma relação com a idade dos depósitos, pois seus valores aumentam do Pré-Cambriano ao Terciário.

Möller & Dulski (1983) reportaram razões Zr/Hf de 4 ± 2 , quando associadas a pegmatitos, e de 28 ± 10 , em depósitos hidrotermais. Os teores absolutos de Zr e Hf, maiores nos depósitos pegmatíticos, variam por um fator menor que três em ocorrências individuais, enquanto que a razão Zr/Hf é razoavelmente constante. Esta razão para rochas terrestres e meteoríticas, bem como para zircão de granitóides, é de 43 ± 8 .

Teores de tungstênio na cassiterita variam de 730 a 8.700 ppm, de acordo com Dudykina (1959 *in* Taylor 1979). Segundo Möller *et al.* (1988), a incorporação deste elemento no retículo do mineral respeitaria a reação

Elementos como V, Pb, As, Sb, Mo, Ag, Bi, Ga, Be, Ir e U também podem estar presentes. Moore & Howie (1979) encontraram até 0,02% de irídio na cassiterita de Cornwall.

As baixas concentrações de prata e chumbo refletiriam, segundo Stevenson e Taylor (1973 *in* Taylor 1979) dificuldades na substituição do Sn^{4+} por estes elementos, haja vista serem os mesmos respectivamente mono e bivalente. Entretanto, Moh (1982) confirmou que o chumbo está presente na cassiterita na forma de PbO , embora acredite que possa ocorrer no estado quadrivalente, pois a plattnerita (PbO_2) também possui estrutura do tipo rutilo.

Em relação ao urânio, Berzina & Dolomanova (1967), ao estudarem sua ocorrência no mineral através dos traços de fissão deste elemento, consideraram-no presente incorporado em fases distintas. Tais fases seriam minerais de urânio ou outros microminerais, em particular tapiolita, localizados nas zonas de crescimento da cassiterita e freqüentemente orientados uns em relação aos outros ou em certas direções cristalográficas. Os teores de urânio aferidos atingiram até 21 ppm. Na ocasião, os autores sugeriam a datação de minérios estaníferos através dos traços de fissão do urânio na cassiterita.

Swart & Moore (1982) mediram concentrações de urânio em cassiterita da Inglaterra entre 0 e 6 ppm, com os teores maiores presentes nas bandas mais escuras.

Zagruzina *et al.* (1987) obtiveram teores de urânio entre 0,01 e 20,0 ppm em cassiterita de 55 depósitos das antigas União Soviética e Tchecoslováquia, da Mongólia, China, Malásia e Austrália. O elemento não estaria incorporado isomorficamente na fase, mas em micro-inclusões de óxidos do grupo do rutilo, predominantemente. Tais minerais, teriam dimensões da ordem de centésimos de micron e, em virtude de suas semelhanças estruturais e cristaloquímicas com a cassiterita, formariam intercrescimentos epitaxiais, configurando "impurezas subestruturais". Os

autores comprovaram ainda que tântalo-niobatos e minerais da série tapiolita-rutilo são os principais concentradores de urânio na cassiterita através das fortes correlações positivas encontradas para os teores de Nb + Ta e U neste mineral.

Utilizando espectroscopia de emissão, Cohen *et al.* (1985) demonstraram que os íons do tipo M^{4+} que substituem o Sn^{4+} na estrutura da cassiterita são o Si^{4+} , Ti^{4+} , Zr^{4+} e W^{4+} , enquanto que os prováveis íons M^{3+} que ocupam a mesma posição são o Al^{3+} , Cr^{3+} , Fe^{3+} e V^{3+} . O Nb^{5+} também substitui o Sn^{4+} . Ocupando as posições intersticiais, identificaram Sn^{2+} , Ba^{2+} , Ca^{2+} , Cu^{2+} , Mg^{2+} , Mn^{2+} , Ni^{2+} e Na^{+} . De forma geral, os teores dos diversos elementos menores e traços tendem a ser maiores na cassiterita pegmatítica e de greisens em detrimento daquela dos depósitos do tipo veios ou sulfetados, em particular no que diz respeito a Nb, Ta, Sc, Zr e U. Comportamento inverso se verifica para In, W, Pb, As, Sb, Mo, Ag, Bi, Ga e Be.

Plimer *et al.* (1991) estudaram as concentrações de elementos traços e terras raras em cassiterita da Austrália, partindo da premissa de que a fase é "adequada para tal estudo porque se forma sob amplas condições de P-T-X e é resistente ao intemperismo e erosão, preservando possivelmente a geoquímica de elementos traços e terras raras do fluido mineralizante". Os conteúdos totais de terras raras variam de zero a 15,6 ppm e refletem, como os *spidergrams*, os padrões e conteúdos destes elementos presentes no fluido e nas rochas através dos quais passou. O mesmo se verifica para os elementos traços estudados - In, Sr, Rb, Cs, Sc, Be, As e Sb.

Schneider *et al.* (1978) correlacionaram a concentração de elementos-traços na cassiterita com seu ambiente geotectônico nos depósitos da Bolívia. Perceberam um aumento do teores de W e Ga na cassiterita desde os pegmatitos e greisens pré-cambrianos até as mineralizações do tipo *pipe* e "estanho-pórfiros", de idade Terciária Superior, além de um decréscimo do conteúdo de Nb, Ta e Zr. Através de um diagrama do tipo Nb/Ta - Nb/Sn, separaram depósitos pré-cambrianos e mesozóicos dos de idade terciária.

Dulski *et al.* (1982) confirmaram o decréscimo dos teores de Ta e Nb das mineralizações bolivianas pré-cambrianas às terciárias, associado ao aumento de W, (Fe + Mn), Ga e Sc.

Ao estudarem a composição isotópica de oxigênio da cassiterita da Ásia Central, Borshchevskiy *et al.* (1979) definiram um intervalo de valores de $\delta^{18}O$ entre +3,0 e +7,7 ‰ e caracterizaram intervalos específicos para duas associações mineralógicas distintas. Observaram uma coerência de valores em cassiterita de épocas semelhantes, e enfatizaram a tendência de

decréscimo dos mesmos em mineralizações mais jovens, assumindo inclusive valores negativos, conforme documentado em outras partes do mundo.

5.5 Caracterização das Amostras

A descrição dos concentrados de cassiterita baseou-se em observações ao estereomicroscópio e ao microscópio petrográfico de luz transmitida, em análises de difração de raios-X (DRX) e em análises ao microscópio eletrônico de varredura (MEV).

As análises por difração de raios-X foram efetuadas em difratômetro da marca Phillips, modelo PW1710, com ânodo de Cu, tensão de 40 kV e corrente de 40 mA, no Laboratório de Caracterização Tecnológica da Escola Politécnica da Universidade de São Paulo. Utilizaram-se as frações <150 *mesh* de cada uma das amostras, submetidas apenas à separação com bromofórmio.

As análises em microscópio eletrônico de varredura com analisador pontual por dispersão de energia (MEV-EDS) foram efetuadas em equipamento Leica Stereoscan 440/Quantimet 600S no mesmo laboratório. Utilizaram-se voltagens de 20 keV. As lâminas foram montadas com cristais de cassiterita da fração >35 *mesh* e cobertas com carbono.

5.5.1 Pegmatitos encaixados no Complexo Granito-Gnáissico e/ou Formação Ticunzal

5.5.1.1 XUPÉ

A cassiterita do Pegmatito Xupé é castanho-escuro, opaca ou localmente translúcida, e tem brilho submetálico a graxo. Os cristais são subédricos e as faces preservadas sugerem um hábito predominantemente bipiramidal. Quartzo e feldspato ocorrem aderidos à superfície dos grãos (figura 5.1).

Analisada ao microscópio ótico de luz transmitida, a cassiterita apresenta-se translúcida a opaca, intensamente pleocróica desde o castanho-claro, quase incolor, até o castanho-avermelhado intenso. Seu pleocroísmo é heterogêneo, de maneira que enquanto alguns domínios do cristal mostram as cores mais intensas, os imediatamente adjacentes exibem cores intermediárias ou claras.

A análise por difração de raios-X revelou a presença de cassiterita e de minerais do grupo da columbita-tantalita (figura 5.2).

Figura 5.1. Estereomicrofotografia da amostra Xupé-1, fração 35-60 mesh, com aumento de 32X. Os cristais são castanho-escuros,, opacos e apresentam brilho submetálico a graxo. Quando subédricos, seu hábito é bipiramidal (vide porção superior direita da fotografia).

Figura 5.2. Difratoograma de raios-X da amostra Xupé-1, fração <150 mesh, que mostra a presença largamente predominante de cassiterita sobre minerais do grupo da columbita-tantalita.

Figura 5.3. Espectro da composição da cassiterita da amostra Xupé-1 obtido por MEV. Observar a presença discreta de nióbio e tântalo.

A cassiterita deste depósito apresenta pequenos teores de nióbio e tântalo na sua estrutura, conforme o espectro obtido por MEV (figura 5.3).

Fraturas, via de regra preenchidas por feldspato ou quartzo, são comuns nos cristais (figuras 5.4 e 5.5). Alguns grãos apresentam grande quantidade de inclusões de feldspato potássico, com dimensões da ordem de 20 a 130 μm , estando virtualmente ausentes minerais de outra composição (figura 5.5).

Figura 5.4. Imagem de MEV de cristal de cassiterita cortado por fratura preenchida com feldspato potássico. O mesmo mineral ocorre também como inclusão na porção central direita do cristal. Minerais do grupo da columbita-tantalita são comuns como inclusões e exsoluções, exibindo, no primeiro caso, formas euédricas a subédricas. À direita estão representados os espectros das composições da columbita e do feldspato, respectivamente.

Figura 5.5. À esquerda, cristal de cassiterita com abundantes inclusões de feldspato potássico e fraturas paralelas preenchidas com quartzo, conforme espectro de MEV (acima).

As microinclusões de minerais do grupo da columbita-tantalita apresentam composições representativas tanto do extremo niobífero da série (figura 5.4) quanto do extremo tantalífero (figura 5.6). São abundantes e têm dimensões de até 30 μm , mostrando, na maior parte, formas subédricas. Corpos anédricos, via de regra menores do que 10 μm , tratam-se possivelmente de exsoluções (figuras 5.4 e 5.7).

Figura 5.6. Espectro de MEV das inclusões dos minerais do grupo da columbita-tantalita com composições no extremo tantalífero.

Rutilo com teores variáveis de tântalo (strüverita, segundo Deer *et al.* 1992) também ocorrem exsolvidos na cassiterita, e apresentam dimensões inferiores a 40 μm (figura 5.8). Cerný *et al.* (1986) reportaram rutilo com teores de tântalo de 7,6 a 44,9% em peso, 4,9 a 15,9% de nióbio e 4,1 a 8,4% de ferro, para teores de titânio entre 34,2 e 82,4%, ocorrendo casos em que o tântalo predomina sobre o titânio.

Figura 5.7. Cristal de cassiterita com inclusões subédricas de columbita-tantalita e exsoluções da mesma fase de formas irregulares e dimensões menores que 10 μm .

A existência de cassiterita com inclusões de feldspato e com inclusões de minerais predominantemente do grupo da columbita-tantalita, francamente menores do que as do primeiro, refletem a presença de populações de cristais de gêneses diferentes, possivelmente relacionados às fácies quartzo-feldspáticas de granulação fina, no primeiro caso, e quartzo-muscovítica de granulação grossa, no segundo caso, do Pegmatito Xupé descritas por Montanheiro (1994).

Figura 5.8. Imagem de MEV de cristal de cassiterita com exsoluções de rutilo, que apresenta teores variáveis de tântalo, além de ferro e nióbio. Espectros de MEV do rutilo, mostrando as composições relativamente ricas e pobres em tântalo, estão representados à direita.

5.5.1.2 GROTÃO

Deste depósito, dataram-se duas amostras: GROT-1, em duas frações, que corresponde ao concentrado de bateia, e GROT-2, constituída por cassiterita extraída dos filões albitíticos primários. As análises por microscopia ótica, difração de raios-X e microscopia eletrônica de varredura foram efetuadas unicamente em GROT-1.

Caracteriza-se pela cor castanho-escuro. É opaca a translúcida, e exibe brilho graxo a adamantino. Na maior parte subédricas, apresenta, todavia, cristais euédricos com hábito

Figura 5.9. Estereomicrofotografia da amostra Grot-1, fração 35-60 mesh, com aumento de 32X. A cor da cassiterita é castanho-escuro, com cristais predominantemente opacos e subédricos. Seu brilho é adamantino (porção esquerda da fotografia) a graxo, e o hábito bipiramidal (cristal ao centro).

Figura 5.10. Estereomicrofotografia da amostra Grot-2, fração 35-60 mesh, com aumento de 16X. Observar cor castanha-escuro, presença de cristais opacos e translúcidos, e forma subédrica, denotando hábito bipiramidal. O brilho dos grãos tende ao adamantino.

bipiramidal. Analogamente à amostra do Pegmatito Xupé, contém volume significativo de silicatos aderidos à superfície dos grãos (figuras 5.9 e 5.10).

Figura 5.12. Difratoograma de raios-X da amostra Grot-1, fração <150 mesh, indicando a presença predominante de cassiterita e a ocorrência relativamente menos significativa de ixiolita, columbita-tantalita e dravita.

Observada ao microscópio petrográfico, a cassiterita deste depósito é transparente e exibe pleocroísmo moderado desde castanho-esverdeado claro até castanho-alaranjado, num padrão irregular ou em domínios similar ao da cassiterita do Xupé. É fraturada segundo duas direções aproximadamente ortogonais.

A análise por difração de raios-X indica a presença de ixiolita, minerais do grupo da columbita-tantalita e turmalina do tipo dravita, além da cassiterita (figura 5.12). Composicionalmente, a cassiterita do Grotão incorpora teores diminutos de tântalo e nióbio (figura 5.11).

A cassiterita do Pegmatito Grotão é literalmente cravejada de inclusões de albita e mica branca, conforme revelam as imagens de microscópio eletrônico de varredura (figura 5.13a).

Figura 5.11. Espectro de MEV da composição da cassiterita da amostra GROT-1, que incorpora pequenos teores de tântalo e nióbio.

Curiosamente, enquanto as inclusões de mica branca ocorrem da maneira usual, as de albita estão sempre ou quase sempre "solitas" dentro de vacúolos, atingindo dimensões da ordem de 10 a 150 μm . A mica branca, bem como o quartzo, ocorre também aderida à superfície dos grãos de cassiterita (figura 5.13a e b).

Figura 5.13.

a	b
c	d

Em *a*, imagem de MEV mostrando inclusões de albita "solitas" em vacúolos e inclusões de mica branca. Em *b*, os mesmos minerais ocorrendo também aderidos à superfície da cassiterita. Os espectros da albita e da mica estão representados em *c* e *d*.

Outros cristais podem apresentar-se quase puros. Neste caso, ocorrem unicamente inclusões, ou cristais agregados, de minerais do grupo da columbita-tantalita, que atingem dimensões de 20 a 130 μm (figura 5.14a e b). Mais uma vez, as características microscópicas da cassiterita revelam uma população em que pelo menos duas gerações estão representadas.

Cabe ainda ressaltar a rara ocorrência de micro-inclusões de galena, bem como a de pintas de ouro na superfície da cassiterita (figuras 5.15 e 5.16).

Figura 5.14.

Em a e c, imagens de MEV de cassiterita praticamente pura, em que as inclusões/agregados são exclusivamente de columbita-tantalita e atingem dimensões de 20 a 130 μm . O espectro de sua composição predominante está representado em b.

Figura 5.15. À esquerda, imagem de MEV evidenciando a rara presença de micro-inclusões de galena na cassiterita da amostra GROT-1. Acima, o espectro da fase.

Figura 5.17. Estereomicrofotografia da amostra RC-3, fração 35-60 mesh, com aumento de 32X. Os cristais são castanho-escuros, opacos, e exibem brilho submetálico ou adamantino. Observar a forma bipiramidal dos grãos euédricos na porção superior direita da fotografia.

Figura 5.16. Imagem e espectro de MEV mostrando a ocorrência de pinta de ouro parcialmente incluída em cassiterita do Grotão.

5.5.1.3 RIACHO DOS CAVALOS

Neste depósito foram coletadas duas amostras: uma de concentrado de bateia, denominada RC-3, e uma de greisen grosso, com cassiterita primária, denominada RC-5. As análises com microscópio ótico, de difração de raios-X e de microscópio eletrônico de varredura foram executadas em RC-3, porém RC-5 foi submetida à datação por apresentar cristais maiores e com menor volume de silicatos agregados.

A cassiterita de RC-3 É castanho-escuro, opaca, e exibe brilho submetálico ou adamantino. Predominantemente subédrica, contém alguns cristais que preservam as faces da bipirâmide. É significativo o volume de silicatos aderidos à sua superfície (figura 5.17).

Figura 5.18. Estereomicrofotografia da amostra RC-5, fração >35 mesh, com aumento de 8X, que mostra ao cor preta, a opacidade e o brilho submetálico da cassiterita

Figura 5.19. Estereomicrofotografia da amostra RC-5, fração 35-60 mesh, com aumento de 16X. Os cristais são predominantemente castanho-escuros, translúcidos com número significativo de grãos transparentes, e apresentam brilho vítreo. Predominam cristais subédricos.

RC-5 caracteriza-se de duas maneiras no que tange à sua cor e diáfaneidade: os cristais maiores que 35 *mesh* são pretos, opacos e de brilho submetálico; os menores são castanho-escuros, translúcidos a transparentes, e de brilho vítreo (figuras 5.18 e 5.19). Os cristais de ambas as granulações apresentam-se predominantemente subédricos.

Ao microscópio ótico, são transparentes e mostram forte pleocroísmo irregular, ou em domínios, de castanho-esverdeado claro até castanho-avermelhado intenso. Apresentam-se fraturados segundo duas direções principais a aproximadamente 60°.

Além da cassiterita, estão presentes minerais do grupo da columbita-tantalita, dravita, quartzo, zinnwaldita, calcopirita e rutilo, conforme a análise por difração de raios-X (figura 5.20).

Figura 5.20. Difratoograma de raios-X da amostra RC-3, que revela a presença predominante de cassiterita, seguida de columbita-tantalita, dravita, quartzo, zinnwaldita, calcopirita e rutilo.

Espectro da composição da fase obtido por MEV demonstra que a cassiterita deste depósito apresenta conteúdo baixo de tântalo incorporado na sua estrutura (figura 5.2.1).

Imagens de MEV mostram que as fraturas da cassiterita encontram-se preenchidas por quartzo. É notável a pureza dos cristais, virtualmente isentos de inclusões; quando ocorrem, são de quartzo ou mica

Figura 5.21. Espectro de MEV da composição da cassiterita da amostra RC-3.

branca. Minerais de tântalo existem como fases tardias, ocorrendo agregados à superfície dos grãos de cassiterita ou preenchendo microvenulações (figuras 5.22).

Há pelo menos três minerais de tântalo distintos intercrescidos, segundo indicam as relações texturais. O menos abundante trata-se de óxido quase puro de tântalo com contribuição discreta de ferro e ainda menor de nióbio, composição compatível com minerais da série da tapiolita. Óxidos mais complexos, à base de tântalo e chumbo, com ou sem estanho, completam o conjunto. Suas composições químicas e ocorrência são similares às dos minerais do subgrupo da microlita, grupo dos pirocloros, podendo-se classificá-los preliminarmente como plumbomicrolita e estanomicrolita, respectivamente.

Figura 5.22. Imagem de MEV de cristal de cassiterita da amostra RC-3 que apresenta compostos de tântalo tardios, agregados à sua superfície ou preenchendo microvenulações, constituídos de óxidos complexos de tântalo, estanho e chumbo, com teores discretos de nióbio e ferro.

Minerais do grupo da columbita-tantalita existem na forma de cristais isolados (figura 5.23).

Figura 5.23. Imagem de MEV de cristal de columbita exibindo feições de substituição por tantalita. Tais fases ocorrem isoladas no concentrado de cassiterita RC-3. À direita estão representados os espectros das composições das duas fases.

5.5.1.4 INGAZEIRA

A cassiterita deste depósito é castanho-média a escura, opaca a translúcida e apresenta brilho submetálico ou graxo. Quanto à forma, predomina a subédrica tendendo à anédrica (figura 5.24).

Ao microscópio ótico de luz transmitida, o contorno dos cristais mostra-se irregular. Sua cor varia do castanho-amarelado ao castanho-avermelhado intenso, porém não apresentam pleocroísmo. São translúcidos a opacos e exibem forte zonação marcada pela alternância de bandas milimétricas castanho-claras e escuras.

Além de separação gravimétrica com bromofórmio, a fração <150 mesh foi submetida à separação magnética com ângulo frontal de 25°, lateral de 15° e 1,7 ampéres de corrente previamente à análise por difração de raios-X. A cassiterita incorporou preferencialmente o resíduo não-magnético, embora volume significativo tenha sido separado na fração magnética,

ocasionando perda de amostra. Entretanto, o procedimento foi eficiente na eliminação de ilmenita, que constituiu a fase dominante da fração magnética.

Figura 5.24. Estereomicrofotografia da amostra INGA-2, fração 35-60 *mesh*, com aumento de 32X. Observar cor castanho-média a escura, tendência à translucidez, brilho submetálico ou graxo e forma subédrica à anédrica.

A análise de difração de raios-X do resíduo não-magnético (amostra INGA-2), revelou a presença de zircão, pirrotita e moganita além da cassiterita (figura 5.26).

Dentro dos limites de detecção da microscopia eletrônica de varredura, modo EDS, a composição da cassiterita da Ingazeira é pura, conforme o espectro da figura 5.25.

Figura 5.25. Espectro de MEV da composição da cassiterita da amostra INGA-2, indicando pureza dentro dos limites de detecção do MEV-EDS.

Figura 5.26. Difratograma de raios-X da amostra INGA-2 não-magnética, que mostra a presença de cassiterita, zircão, pirrotita e moganita na fração <150 mesh.

Imagens de MEV da amostra evidenciam a existência de fraturas finas, não-preenchidas em toda sua extensão. Localmente, há quartzo precipitado nelas, que engloba em alguns pontos fragmentos da cassiterita hospedeira. Tais aspectos texturais sugerem a atuação de cataclase incipiente sobre os cristais (figura 5.27).

No que tange à existência de inclusões, a cassiterita deste depósito é

Figura 5.27. Aspecto textural da cassiterita da amostra INGA-2 em imagem de MEV. A precipitação de quartzo ao longo de fraturas e a englobação de fragmentos da cassiterita hospedeira neste sugerem a atuação de cataclase incipiente sobre os cristais.

bastante simples. Estão presentes, unicamente, raros e diminutos cristais de scheelita anédricos, na maior parte das vezes elipsoidais ou arredondados, que apresentam dimensões de até 10 μm (figura 5.28), e abundantes cristais de biotita, com cerca de 5 a 130 μm (figura 5.29).

Figura 5.28.

a b
c Em a e c, imagens de MEV mostrando micro-inclusões de scheelita elipsoidais ou arredondadas na cassiterita da amostra INGA-2. Em b, espectro de MEV da composição da scheelita.

Figura 5.29. Imagem de MEV mostrando cristal de cassiterita com abundantes inclusões de biotita, cujo espectro está representado á direita.

5.5.2 *Granitos Estaníferos (tipo Serra Branca)*

5.5.2.1 MANGABEIRA

A caracterização da cassiterita do Granito constou unicamente de sua observação ao estereomicroscópio, haja vista a amostra apresentar volume muito pequeno, que foi inteiramente reservado para datação.

Mostra-se castanha-escura e opaca a localmente translúcida, onde assume cor avermelhada. Seu brilho é adamantino e sua forma subédrica a anédrica, conforme figura 5.30. Apresenta silicatos agregados à superfície de alguns cristais.

Figura 5.30. Estereomicrofotografia da cassiterita da amostra PF-7, fração >35 mesh, com aumento de 16X. Observar cor castanho-escura, opacidade, brilho adamantino e forma subédrica à anédrica.

5.5.2.2 SUCURI

A cassiterita deste maciço é castanha-escura a preta, opaca e tem brilho submetálico. A maioria de seus cristais é anédrica, mas o hábito prismático curto é perceptível naqueles subédricos. Apresenta-se freqüentemente maclada (figura 5.31).

Ao microscópio ótico de luz transmitida, é translúcida, e varia do castanho-amarelado ao castanho-avermelhado intenso, não homogêneo, o que confere aos grãos aspecto manchado. O pleocroísmo é discreto, e se manifesta pela mudança na intensidade das tonalidades avermelhadas de poucos grãos. Há zonação submilimétrica, acentuada por alternância de cor.

Figura 5.31. Estereomicrofotografia da amostra SUC-0, fração 35-60 *mesh*, com aumento de 32X. Observar a cor preta, opacidade e brilho submetálico dos cristais, forma anédrica predominante, além do hábito prismático curto.

A composição mineral da fração granulométrica <150 *mesh* é das mais variadas, estando presentes em volume significativo cassiterita, xenotima e columbita-tantalita, além de ilmenita, monazita, estaringita, zinnwaldita e anatásio em quantidades menores (figura 5.33).

Composicionalmente, a cassiterita mostra-se pura dentro dos limites de detecção da microscopia eletrônica de varredura (EDS) (figura 5.32).

No que tange às inclusões, há grande abundância e variedade delas na fase estudada, geralmente anédricas e menores que 40 μm . As mais comuns tratam-se de columbita-tantalita, que pode ocorrer associada a rutilo (figura 5.34) ou mica (figura 5.35). Ixiolita wolframífera intercrescida com wolframita também é comum (figura 5.36), mas a última fase pode ocorrer isolada, na forma de pequenos cristais arredondados (figura 5.37). Tem-se ainda estaringita como inclusão na cassiterita do Granito Sucuri (figura 5.35).

Figura 5.32. Espectro da composição da cassiterita da amostra SUC-0 obtido por MEV, mostrando sua pureza dentro dos limites de detecção do MEV-EDS.

Figura 5.33. Difratoograma de raios-X da amostra SUC-0, fração <150 mesh, que mostra a grande variedade de minerais presentes, sendo predominantes a cassiterita, a xenotima, a columbita-tantalita e a estaringita, seguidas por volumes menores de ilmenita, monazita, zinnwaldita e anatásio.

Figura 5.34. Imagem de MEV de cristal de cassiterita da amostra SUC-0, onde ocorrem inclusões anédricas de columbita-tantalita, algumas intercrescidas com a própria hospedeira e com rutilo. Os espectros das composições das duas últimas fases estão representados à direita.

X-RAY: 0 - 20 keV Super ATW
Live: 50s Preset: 50s Remaining: 0s
Real: 52s 4% Dead

FS= 2K MEM1:SUC-0 4.903 keV 10.0 > ch 255= 171 cts

X-RAY: 0 - 20 keV Super ATW
Live: 50s Preset: 50s Remaining: 0s
Real: 52s 4% Dead

FS= 2K MEM1:SUC-0 4.903 keV 10.0 > ch 255= 23 cts

Figura 5.35. Imagem de MEV de cassiterita com inclusões de columbita-tantalita intercrescidas com mica e de estaringita. Os espectros das duas últimas fases estão representados à direita.

X-RAY: 0 - 20 keV Super ATW
Live: 50s Preset: 50s Remaining: 0s
Real: 52s 4% Dead

< -.0 FB= 2K MEM1:SUC-0 5.083 keV 10.2 > ch 264= 38 cts

X-RAY: 0 - 20 keV Super ATW
Live: 50s Preset: 50s Remaining: 0s
Real: 52s 4% Dead

< .2 FB= 2K MEM1:SUC-0 5.283 keV 10.4 > ch 274= 32 cts

Figura 5.36. Imagem de MEV mostrando ixiolita wolframífera e wolframita intercrescidas formando micro-inclusão na cassiterita do Granito Sucuri. À direita, espectros das composições das fases intercrescidas.

Figura 5.37. Imagem de MEV de cristal de cassiterita do Granito Sucuri com micro-inclusão arredondada de wolframita de composição ferberítica e inclusões de mica branca, cujos espectros estão representados à direita.

VI MÉTODO U-Pb EM CASSITERITA

6.1 Fundamentos Teóricos do Sistema Isotópico U-Th-Pb

6.1.1 Comportamento geoquímico do urânio, tório e chumbo

O urânio e o tório pertencem à série dos actínídeos. Por apresentarem configuração eletrônica semelhante, possuem propriedades geoquímicas similares. Ambos ocorrem na natureza no estado de oxidação tetravalente e seus raios iônicos são de 1,10 Å e 1,05 Å, respectivamente, o que lhes confere a capacidade de substituírem-se mutuamente.

O Th exibe apenas um estado de oxidação, sendo insolúvel em água e inerte durante os processos exógenos, enquanto que o U pode assumir estado de oxidação hexavalente sob condições oxidantes, ocorrendo na forma do íon uranil (UO_2^{+2}), que é solúvel em água.

O Pb é um íon bivalente de raio iônico igual a 1,32 Å, solúvel em altas temperaturas. Em baixas temperaturas ele é facilmente complexado por matéria orgânica.

O U e o Th estão entre os elementos mais incompatíveis durante a fusão parcial, sendo fortemente enriquecidos em rochas ígneas graníticas relativamente às basálticas e ultramáficas. A diferenciação geoquímica progressiva do manto superior resultou na concentração destes elementos nas rochas da crosta continental.

O Th é pouco mais incompatível que o U durante a fusão parcial de material mantélico. Também o Pb é um elemento incompatível, embora em menor extensão do que o U e o Th, e tende a ser enriquecido em rochas graníticas. Esta abundância muito maior do Pb nas rochas crustais constitui uma ferramenta útil na detecção de contaminação crustal na medida em que as composições isotópicas deste elemento sofrem deslocamentos muito mais acentuados em direção aos valores crustais do que as de estrôncio ou neodímio.

Gnaisses granulíticos pré-cambrianos apresentam concentrações muito baixas de certos elementos litófilos de grande raio iônico (LILE), principalmente U e Th, o que pode ser devido à remoção do elemento por fases fluidas ou a eventos magmáticos na crosta inferior.

O Th é inerte durante a alteração de baixa temperatura, enquanto que o U é muito solúvel no ambiente subsuperficial e eficientemente transportado para os oceanos, onde é removido por sedimentos pelágicos e pela alteração da crosta oceânica. Com exceção dos carbonatos (enriquecidos em U), as razões Th/U das rochas sedimentares são similares às daquelas das rochas ígneas. O Pb também é transferido da crosta para os oceanos, mas em menor extensão do que o U.

O Th ocorre principalmente em fases acessórias de alta temperatura, como a monazita ou o zircão, enquanto que o Pb restringe-se quase exclusivamente aos feldspatos, onde substitui o potássio. A galena constitui a principal fase mineral de Pb comum. Minerais secundários de Pb (cerusita (PbCO_3) e anglesita (PbSO_4)) são relativamente raros, mas apresentam composições isotópicas similares às das galenas às quais estão associados. A análise isotópica do Pb em *gossans* fornece informações a respeito de depósitos minerais potenciais.

O U ocorre no zircão e também em minerais formadores de rocha, limites de grãos, defeitos cristalinos e fraturas, de onde pode ser facilmente removido. Outras fases que incluem U e/ou Th são a uraninita, a torianita, a torita, a allanita, a apatita, a xenotima e a titanita.

6.1.2 Princípios básicos da datação pelo sistema U-Th-Pb

O U tem três isótopos naturais, todos radioativos: ^{238}U , ^{235}U e ^{234}U . O Th apresenta um isótopo radioativo de longa meia-vida, o ^{232}Th , e cinco de curta meia-vida que ocorrem como filhos intermediários das séries de decaimento do ^{238}U , ^{235}U e ^{232}Th . Suas abundâncias isotópicas, meias-vidas e constantes de decaimento estão listadas na Tabela 6.1.

O Pb apresenta quatro isótopos estáveis: ^{204}Pb , ^{206}Pb , ^{207}Pb e ^{208}Pb . Os três últimos são radiogênicos e representam os produtos finais de decaimento do ^{238}U , ^{235}U e ^{232}Th , respectivamente, sendo suas abundâncias expressas em razões com ^{204}Pb .

As séries de decaimento do U e do Th para Pb podem ser resumidas nas seguintes equações:

Tabela 6.1. Abundâncias isotópicas, meias-vidas ($T_{1/2}$) e constantes de decaimento (λ) dos isótopos de U e Th. Referências: (1) Steiger & Jäger (1977) e (2) Lederer et al. (1967). Extraída de Faure (1986).

Isótopo	Abundância(%)	Meia-vida (anos)	Constante de decaimento (anos^{-1})	Referência
^{238}U	99,2743	$4,468 \times 10^9$	$1,55125 \times 10^{-10}$	1
^{235}U	0,7200	$0,7038 \times 10^9$	$9,8485 \times 10^{-10}$	1
^{234}U	0,0057	$2,47 \times 10^5$	$2,806 \times 10^{-6}$	2
^{232}Th	100,00	$14,010 \times 10^9$	$4,9475 \times 10^{-11}$	1

A razão atual $^{238}\text{U}/^{235}\text{U}$ é igual a 137,88. Como o ^{235}U decai cerca de seis vezes mais rapidamente do que o ^{238}U , ele era significativamente mais abundante nos primórdios da história da Terra. Conseqüentemente, a taxa de produção de ^{207}Pb no último bilhão de anos tem sido quase negligenciável (figura 6.1). Qualquer variação na abundância de ^{207}Pb que não seja complementada por uma variação similar de ^{206}Pb pode ser atribuída somente a eventos geológicos muito antigos.

A composição isotópica do Pb em minerais contendo U e Th pode ser expressa por meio de três equações:

$$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = (^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_i + ^{238}\text{U}/^{204}\text{Pb} (e^{\lambda_1 t} - 1)$$

$$^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = (^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_i + ^{235}\text{U}/^{204}\text{Pb} (e^{\lambda_2 t} - 1)$$

$$^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = (^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_i + ^{232}\text{Th}/^{204}\text{Pb} (e^{\lambda_3 t} - 1)$$

onde,

$^{206}\text{Pb}/^{207}\text{Pb}$ = razões isotópicas de Pb no mineral na época da análise;

$(^{206}\text{Pb}/^{207}\text{Pb})_i$ = razões isotópicas iniciais de Pb incorporado no mineral na época da sua formação;

$^{238}\text{U}/^{235}\text{U}$ e $^{232}\text{Th}/^{204}\text{Pb}$ = razões isotópicas do mineral na época da análise;

λ_1 , λ_2 e λ_3 = constantes de decaimento do ^{238}U , ^{235}U e ^{232}Th , respectivamente; e

Figura 6.1. Diagrama do crescimento cumulativo dos isótopos radiogênicos de chumbo através do tempo geológico, mostrando que a taxa de crescimento do ^{207}Pb atingiu valores muito baixos no último bilhão de anos como consequência da curta meia-vida de seu isótopo-pai, o ^{235}U . Extraída de Faure (1986).

t = tempo passado desde o fechamento do sistema para U, Th, Pb e todos filhos intermediários.

Um mineral é adequado para datações U-Th-Pb quando é retentivo com respeito a estes elementos e seus filhos intermediários e quando ocorre amplamente distribuído numa variedade de rochas. O mineral que melhor satisfaz estas condições é o zircão, cujas concentrações médias de U e Th são da ordem de 1.350 e 550 ppm, respectivamente. Estes elementos substituem isomorficamente o Zr^{+4} (raio iônico=0,87 Å) ou ocorrem em inclusões de torita no zircão. Além destes fatores, o zircão não concentra Pb na cristalização devido ao grande raio iônico e pequena carga deste elemento, apresentando, conseqüentemente, altas razões U/Pb e Th/Pb, o que aumenta sua sensibilidade como geocronômetro.

6.1.3 Diagrama Concórdia de U-Pb

Os decaimentos de ^{238}U e ^{235}U para ^{206}Pb e ^{207}Pb podem ser resumidamente expressos das seguintes maneiras:

$$(^{206}Pb/^{238}U)^* = e^{\lambda_1 t} - 1,$$

$$(^{207}Pb/^{235}U)^* = e^{\lambda_2 t} - 1,$$

$$\text{onde } (^{206/207}Pb/^{238/235}U)^* = \frac{^{206/207}Pb/^{204}Pb - (^{206/207}Pb/^{204}Pb)}{^{238/235}U/^{204}Pb}$$

A solução destas equações deve fornecer idades concordantes. Se substituírem-se as constantes de decaimento e valores específicos de t no lado direito das equações, é possível obterem-se pares de $(^{206}Pb/^{238}U)^*$ e $(^{207}Pb/^{235}U)^*$ para cada valor de t . Estes são as coordenadas de pontos representando sistemas U-Pb que têm dados concordantes em coordenadas de $(^{206}Pb/^{238}U)^*$ e $(^{207}Pb/^{235}U)^*$. As equações mencionadas acima são as equações paramétricas de uma curva que é o local de todos os sistemas U-Pb concordantes, curva esta que recebeu o nome de Concórdia (Wetherill 1956). A idade do sistema a qualquer tempo de sua formação é indicada pela sua posição na curva. Enquanto o sistema permanecer fechado, ele reside sobre a concórdia e suas idades U-Pb são concordantes e indicativas da idade do sistema. A perda de Pb por algum evento geológico desloca o ponto representativo do sistema ao longo de uma linha que conecta sua idade e a origem. Todos sistemas locados sobre esta linha têm dados discordantes, e a mesma recebe o nome de Discórdia (figura 6.2).

Figura 6.2. Diagrama Concórdia ilustrando história de perda episódica de Pb. Extraído de Faure (1986).

Os cristais podem perder frações variáveis de seu Pb radiogênico, mesmo tendo experimentado o mesmo conjunto de condições, em função de seu tamanho, concentração de U e danos sofridos por radiação. Conseqüentemente, um conjunto de frações de zircão de uma mesma rocha plota como uma série de pontos sobre a discórdia. Extrapolando-se a discórdia, temos dois pontos de intersecção com a concórdia que representam a idade da cristalização original dos minerais e a idade do sistema desde o seu fechamento após um evento de perda de Pb, desde que haja evidências geológicas da ocorrência do mesmo. Senão, a discórdia pode ser interpretada como perda contínua de Pb por difusão. Esta perda também pode estar relacionada a danos nos minerais devido à radiação α do U e do Th, que resulta na formação de canais microcapilares através dos quais a água penetra no cristal. Quando da ascensão e erosão da rocha, esta água é liberada, carregando Pb dissolvido. Rochas que tenham perdido quantidades variáveis de U em conseqüência de intemperismo químico plotam acima da concórdia e formam linhas retas que passam pela origem e intersectam a concórdia em um ponto que indica a idade da rocha, desde que a perda de U seja recente.

6.1.4 Diagrama Concórdia de U-Th-Pb

Concórdias que combinam o decaimento de ^{232}Th e U também podem ser utilizadas. Entretanto, dada a similaridade das meias-vidas do ^{232}Th e do ^{238}U , a concórdia baseada nas

razões $(^{208}\text{Pb}/^{232}\text{Th})^*$ e $(^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U})^*$ tende a ser retilínea, o que conduz a grandes erros na intersecção desta com a discórdia.

Em virtude da diferença das propriedades geoquímicas do U e do Th, é possível ocorrerem mudanças nas razões Th/U durante a alteração episódica ou ganho/perda contínua dos átomos-pais. Também podem ocorrer taxas diferentes de perda de ^{206}Pb e ^{207}Pb em relação ao ^{208}Pb . Tais fracionamentos resultam em discórdias U-Th-Pb que não passam pela origem e cujas intersecções inferiores não têm significado em termos de tempo geológico.

6.1.5 Isócronas U-Pb, Th-Pb e Pb-Pb

As equações gerais do decaimento do U e do Th para Pb podem ser utilizadas para construção de isócronas em coordenadas de $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ e $^{238}\text{U}/^{204}\text{Pb}$, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ e $^{235}\text{U}/^{204}\text{Pb}$, e $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ e $^{232}\text{Th}/^{204}\text{Pb}$, analogamente ao sistema Rb-Sr. A inclinação destas isócronas indica a idade da suíte de amostras, desde que o sistema tenha se mantido fechado e que as amostras tenham razões isotópicas iniciais de Pb idênticas.

De maneira geral, isócronas U-Pb não são confiáveis porque o intemperismo químico causa a perda de U. Entretanto, isócronas de Th-Pb são úteis, haja vista estes elementos poderem ser quantitativamente retidos.

A conjugação dos esquemas de decaimento $^{238}\text{U} \rightarrow ^{206}\text{Pb}$ e $^{235}\text{U} \rightarrow ^{207}\text{Pb}$ fornece um controle de idade baseado nas razões isotópicas de Pb, que são insensíveis às perdas deste elemento. A relação entre a razão $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ e o tempo é função da diferença nas meias-vidas dos seus respectivos pais, e pode ser expressa através da equação

$$\frac{^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} - (^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_i}{^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} - (^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_i} = \frac{1}{137,88} \frac{e^{\lambda_{27}t} - 1}{e^{\lambda_{1t}} - 1}$$

A qualidade da reta não é afetada por perdas recentes de U ou Pb, mas depende dos requisitos de que todas as amostras tenham a mesma idade, a mesma composição isotópica inicial de Pb e que tenham permanecido sistemas fechados. Este método tem a vantagem de calcular idades sem que seja necessário conhecer a concentração do Pb. Entretanto, o método apresenta as desvantagens de que (1) a mistura de dois Pb de composições isotópicas distintas define linhas retas sem significado em termos de idade de formação ou de razões Th/U, e de

que (2) a composição isotópica inicial do Pb não pode ser prontamente determinada, fazendo necessária a análise de fases livres de U, como a galena e o feldspato alcalino.

6.1.6 Uso de isótopos de Pb em depósitos minerais

O estudo de isótopos radiogênicos em depósitos minerais fornece informações a respeito da idade da mineralização e de eventos posteriores, e sobre a fonte dos elementos que formam o depósito mineral. As idades das mineralizações são medidas, via de regra, indiretamente, ou seja, datam-se minerais de ganga e de alteração, e rochas encaixantes e/ou alteradas hidrotermalmente.

Considerações a respeito das fontes dos elementos que constituem as mineralizações baseiam-se nas seguintes premissas:

- (1) as razões iniciais calculadas ou medidas correspondem à composição isotópica do sistema hidrotermal gerador do minério;
- (2) as assinaturas dos fluidos refletem fielmente a composição isotópica dos reservatórios rochosos com os quais o sistema hidrotermal interagiu; e
- (3) as razões isotópicas contemporâneas de todos reservatórios possíveis são conhecidas.

6.1.6.1 IDADES-MODELO Pb-Pb

Na qualidade de mineral de Pb comum, a galena foi amplamente utilizada na concepção de modelos de evolução da composição isotópica do elemento. As composições isotópicas de Pb de galena de depósitos minerais foram inicialmente usadas para estimar as idades dos mesmos a partir da comparação com curvas de crescimento de Pb dos modelos teóricos. Atualmente, os isótopos de Pb são empregados na avaliação das fontes do Pb e de outros metais, para identificar perturbações pós-mineralização e para definir províncias (Kerrick 1991). Alguns dos modelos clássicos de evolução do Pb são introduzidos a seguir.

6.1.6.1.1 Modelo de estágio único de Holmes (1946) e Houtermans (1946)

Premissas:

- a Terra era originalmente fluida e homogênea;
- nesta época o U, o Th e o Pb eram uniformemente distribuídos;
- a composição isotópica do Pb primordial era a mesma em todos lugares;

- posteriormente a Terra tornou-se rígida, com pequenas diferenças regionais na razão U/Pb;
- quando da formação de um mineral de Pb comum, este elemento é separado do U e do Th e sua composição isotópica permanece constante desde então.

O modelo de Holmes-Houtermans considera a composição isotópica de qualquer amostra de Pb comum como resultado de uma evolução em estágio único. Assume que o Pb radiogênico é produto do decaimento de U e Th na região fonte e que o Pb total (primordial + radiogênico) é incorporado nos depósitos minerais através da galena.

A razão $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, por exemplo, por ocasião deste estágio é expressa por

$$(^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_t = (^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_i + ^{238}\text{U}/^{204}\text{Pb} (e^{\lambda_1 T} - e^{\lambda_1 t}),$$

onde

$$(^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_t = \text{razão isotópica do Pb comum de idade } t;$$

$$(^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_i = \text{razão isotópica do Pb primordial na Terra } T \text{ anos atrás;}$$

$$^{238}\text{U}/^{204}\text{Pb} = \text{razão destes isótopos numa região fonte particular de Pb comum no tempo presente;}$$

t = tempo passado desde a remoção de uma amostra de Pb comum da sua fonte;

T = idade da Terra.

Pode-se escrever equações similares para os outros esquemas de decaimento, lançando-se mão das seguintes constantes:

$$(^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_i = a_0 \quad ^{238}\text{U}/^{204}\text{Pb} = \mu$$

$$(^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_i = b_0 \quad ^{232}\text{Th}/^{204}\text{Pb} = \omega$$

$$(^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_i = c_0 \quad ^{232}\text{Th}/^{238}\text{U} = \kappa$$

Quando t é constante, a equação acima gera um conjunto de retas que passam através de um ponto comum representativo do Pb primordial. Tais retas chamam-se isócronas e sua inclinação depende exclusivamente de t , desde que T seja conhecido. Chumbos comuns que tenham evoluído em regiões fontes distintas e tenham sido removidos das mesmas ao mesmo tempo plotam na intersecção das suas curvas de evolução respectivas (dependente de μ) com a isócrona correspondente às suas idades. A isócrona relativa ao $t=0$ recebe o nome de Geócrona, porque todos Pb de estágio único modernos na Terra e nos meteoritos plotam sobre ela (figura 6.3). Idades modelo e valores de μ podem ser calculados, bastando para isso atribuir-se os valores aferidos e disponíveis na literatura para a_0 e b_0 .

Figura 6.3. Representação gráfica do modelo de Holmes-Houtermans., onde as linhas curvas são linhas de crescimento para sistemas U-Pb com valores atuais de μ de 8, 9 e 10, e as linhas retas são isócronas para valores específicos de t . Extraída de Faure (1986).

A maioria dos depósitos minerais contém chumbos, classificados como anômalos, que fornecem idades errôneas pelo modelo do estágio único, algumas vezes negativas ou futuras, por conterem mais Pb radiogênico do que seria compatível com o modelo (figura 6.4). As razões isotópicas dos chumbos anômalos de

Figura 6.4. Representação gráfica de um exemplo hipotético de suite de chumbos anômalos. Extraída de Faure (1986).

um dado corpo de minério geralmente formam linhas retas em coordenadas de $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ e $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ ou $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ e $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, que podem ser atribuídas à mistura de Pb ordinário de estágio único com quantidades variáveis de Pb radiogênico derivado de minerais crustais com U e Th.

A existência de chumbos anômalos na maioria dos depósitos de minério, com exceção daqueles em seqüências vulcânicas e sedimentares de arcos-de-ilhas, praticamente invalida o uso do modelo em estágio único para a evolução do Pb.

6.1.6.1.2 Modelo de evolução contínua (Cumming & Richards 1975)

Postula um crescimento linear de μ ao longo do tempo geológico, considerando uma média regional da crosta como fonte da galena.

6.1.6.1.3 Modelo de estágio duplo (Stacey & Kramers 1975)

Este modelo postula uma primeira etapa de evolução para o Pb a partir de 4,57 Ga, com razões iniciais primordiais $\mu = 7,192$ e $\omega = 32,208$, seguida de uma segunda fase, iniciada há 3,70 Ga, com $\mu = 9,735$ e $\omega = 36,837$. A idade de 3,70 Ga representa um evento de diferenciação geoquímica (formação da crosta) após o qual a razão U/Th do reservatório se manteve constante.

Figura 6.5. Representação gráfica do modelo de evolução do Pb em estágio duplo de Stacey & Kramers (1975). Extraída de Faure (1986).

Todos chumbos evoluídos neste reservatório e removidos dele em algum tempo no passado deverão possuir razões isotópicas que caem sobre a linha de crescimento entre os Pontos Q e P (figura 6.5). A idade da separação pode ser calculada pelas equações das isócronas:

$$\frac{{}^{207}\text{Pb}/{}^{204}\text{Pb} - 12,998}{{}^{206}\text{Pb}/{}^{204}\text{Pb} - 11,152} = \frac{1}{137,88} \frac{e^{\lambda_{27}T} - e^{\lambda_{27}t}}{e^{\lambda_{17}T} - e^{\lambda_{17}t}} ; e$$

$$\frac{{}^{208}\text{Pb}/{}^{204}\text{Pb} - 31,230}{{}^{206}\text{Pb}/{}^{204}\text{Pb} - 11,152} = \frac{{}^{232}\text{Th}}{{}^{238}\text{U}} \frac{e^{\lambda_{32}T} - e^{\lambda_{32}t}}{e^{\lambda_{17}T} - e^{\lambda_{17}t}}$$

onde $T = 3,70 \times 10^9$ anos.

O modelo em estágio duplo não se aplica a chumbos cuja composição isotópica tenha sofrido mudanças em virtude de mistura com quantidades variáveis de Pb radiogênico depois da separação do reservatório, ou que tenham residido sucessivamente em sistemas de rochas com razões U/Pb e Th/Pb diferentes.

O Pb pode ser transportado por fluidos hidrotermais a partir de plutões em resfriamento para as rochas encaixantes para deposição em veios ou depósitos de substituição. Tal Pb é suscetível à contaminação por mistura com outros chumbos durante o transporte ou por

associação com minerais de U e Th após a deposição. Conseqüentemente, chumbos deste tipo de depósitos definem linhas retas nos diagramas de evolução, que podem ser interpretadas conforme as equações do modelo em estágio único.

6.1.6.1.4 Modelo em multi-estágios

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

As equações que expressam as razões isotópicas de chumbos desta natureza não podem ser resolvidas, já que os valores de μ dos diversos sistemas envolvidos, bem como o tempo de residência de Pb em cada um deles, são desconhecidos. Todavia, os padrões que as mesmas geram em diagramas de evolução de Pb podem ser reconhecidos e interpretados quantitativamente.

Independentemente do número de vezes que as razões U/Pb e Th/Pb tenham variado ao longo da história do Pb, o tempo passado desde a homogeneização final da composição isotópica do Pb e o presente é dada pela inclinação da isócrona Pb-Pb.

6.1.6.2 A EVOLUÇÃO DOS RESERVATÓRIOS

Um reservatório pode ser definido como qualquer unidade geoquímica da Terra que troca matéria e energia com seu ambiente. O somatório do Pb contido em todos reservatórios deve ser igual aos valores da Terra global (*bulk earth*). No que tange ao Pb, podem-se identificar três:

- 1) manto;
- 2) crosta continental superior;
- 3) crosta continental inferior.

O modelo da Plumbotectônica (Doe & Zartman 1979, Zartman & Doe 1981 e Zartman & Haines 1988) considera quatro reservatórios distintos: manto, crosta continental superior, crosta continental inferior e litosfera subcrustal. Este modelo postula o princípio de um estágio acrescional de crescimento continental há 4,2 Ga, seguido de uma evolução da crosta continental através de orogêneses a intervalos de tempo relativamente iguais que misturaram

frações do manto e porções da crosta continental pré-existente e da litosfera subcrustal para a formação de novos orógenos. Tais unidades geotectônicas compreendem, segundo os autores, os componentes proximal, distal e cunha do manto.

No conceito de Zartman & Haines (1988), as orogêneses não representam necessariamente eventos de construção de montanhas, mas servem para quantificar a distribuição global da atividade orogênica, tendo ocorrido a intervalos de cerca de 400 Ma.

A crosta continental inferior apresenta baixas concentrações de U (0,1-1 ppm) e baixas razões $^{238}\text{U}/^{204}\text{Pb}$ (0,5-5). Os conteúdos de Th e Pb (1-0 e 2-20 ppm, respectivamente) não são tão mais baixos em relação à crosta continental superior, enquanto que a razão $^{232}\text{Th}/^{204}\text{Pb}$ é levemente menor. Segundo Zartman & Doe (1981), a depleção seletiva do U está relacionada a grandes episódios orogênicos associados à formação de novos segmentos de crosta continental. Eles consideram a crosta superior e a crosta inferior segmentos crustais distintos capazes de participar independentemente em estágios subsequentes de desenvolvimento do modelo. Postulam também uma razão $^{238}\text{U}/^{204}\text{Pb}$ quase idêntica para o manto e a crosta total.

Zartman & Haines (1988) explicam a razão atual Th/U do manto, que é menor do que a calculada, através de uma reciclagem preferencial do U em relação ao Th de volta para o manto. Isto seria resultado da insolubilidade do último e conseqüente carência nos sedimentos marinhos e nos produtos de alteração dos basaltos de fundo oceânico, o que exclui o elemento das placas em subducção.

O modelo considera ainda o envolvimento do manto no processo até uma profundidade de 670 km. Os autores propõem a avaliação da extensão (altura e área) da crosta pré-existente que participa em cada evento orogênico através de duas funções, que levam em conta o desgaste da crosta continental superior pela erosão e a perda de crosta continental e de litosfera subcrustal através de processos tectônicos.

Figura 6.6. Curvas de evolução dos isótopos de chumbo segundo o modelo da Plumbotectônica. Extraída de Zartman e Doe (1981).

Os diagramas de evolução do Pb segundo o modelo da Plumbotectônica constam da figura 6.6. A curva *a* representa o manto, a *b* o orógeno, e a *c* e *d* as contribuições das crostas superior e inferior, respectivamente, ao orógeno.

6.2 Amostragem

Via de regra, a amostragem constou da coleta do elúvio existente às margens dos corpos aquosos que ocupavam as catas abandonadas dos garimpos na época da visita, e do bateamento deste material (figura 6.7). No caso do Granito Sucuri, amostrou-se diretamente o solo das áreas de antigos garimpos.

A pureza dos concentrados obtidos foi sempre superior a 80%. As impurezas existentes, principalmente nas amostras dos garimpos Xupé e Grotão, tratavam-se de grãos de feldspato, mica branca e quartzo agregados à superfície da cassiterita.

Além de concentrados de bateia, algumas amostras de rocha foram obtidas. No Garimpo Grotão, amostras dos filões de albititos/leucodioritos portadores de cassiterita foram coletadas *in situ* (figura 6.8). Cassiterita extraída a partir de veios pegmatóides subcentimétricos via britagem, peneiramento e seleção visual e manual dos cristais é a única amostra obtida para o Granito Mangabeira.

A própria massa caulinizada que compõe o Pegmatito Riacho dos Cavalos foi o material bateado (figura 6.9). Amostrou-se também os bolsões de greisen associados.

6.3 Preparação das amostras

Esta etapa teve lugar nas dependências do CPGeo, laboratórios de preparação de amostras e de U-Pb.

Os concentrados de bateia foram inicialmente peneirados em cinco intervalos granulométricos: *>35 mesh* (0,42 mm), *35-60 mesh* (0,42-0,25 mm), *60-100 mesh* (0,25-0,149 mm), *100-150 mesh* (0,149-0,105 mm) e *<150 mesh* (0,105 mm). Os três primeiros foram utilizados para datação.

Tais frações foram então submetidas à separação dos minerais leves e pesados em bromofórmio ($d=2,8899$ g/ml), visando à eliminar feldspato, mica e quartzo. Nas amostras em que a mica incorporou a fração pesada, provavelmente devido a uma composição mais rica na molécula zinnwaldita ($d=2,90$ a $3,02$ g/cm³ *cf. Deer et al. 1992*), segundo indicam as análises

6.7	6.8
6.9	legenda

Figura 6.7. Fotografia ilustrando o procedimento de amostragem do elúvio nas catas dos garimpos e bateamento do material.

Figura 6.8. Fotografia dos veios albitícos/leucodioríticos amostrados no Garimpo Grotão. Destes é proveniente a amostra GROT-2 35-100 *mesh*.

Figura 6.9. Massa caulinizada que constitui o Pegmatito Riacho dos Cavalos. O material foi submetido a bateamento, constituindo a amostra RC-3.

por difração de raios-X abordadas no capítulo V, procedeu-se ainda à separação via iodeto de metileno ($d=3,325$ g/ml).

A seleção dos cristais foi efetuada com auxílio de lupa binocular Olympus, modelo SZH10. Nesta ocasião, foram eliminados cristais de cassiterita com silicatos aderidos à superfície, além de eventuais cristais de outros minerais-de-minério (ilmenita, hematita) e de silicatos pesados, constituídos geralmente por zircão e turmalina.

Procedeu-se então à lavagem dos grãos com uma mistura 1:1 de HNO_3 concentrado e HCl 6N por 30 minutos em ultra-som, seguida de filtragem e lavagem com cerca de 80 ml de H_2O filtrada em Milli-Q. As amostras GROT-2 e INGA-2 (todas granulações) apresentaram soluções fortemente amarelas quando retiradas do ultra-som. Gulson & Jones (1992) utilizaram procedimento similar para a eliminação de traços de sulfetos e remoção de chumbo comum da superfície dos cristais, tendo relatado um aumento das razões $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ nas amostras lavadas desta forma em relação àquelas lavadas somente com HCl .

Visando à facilitar a dissolução da cassiterita e liberar inclusões de mica, feldspato e quartzo, cuja existência foi identificada por microscopia eletrônica de varredura (vide seção 5.5), cominuíram-se as frações à granulação inferior a 140 *mesh*, utilizando-se almofariz e pistilo de ágata. Foram então peneiradas em malhas de *nylon* descartadas após o uso para cada fração, a fim de evitar-se contaminação.

Finalmente, as frações de cassiterita foram submetidas à nova separação com iodeto de metileno para eliminação da mica, feldspato e quartzo. Este procedimento certamente não eliminou o volume total de silicatos que ocorrem como inclusões, haja vista a dimensão de seus cristais freqüentemente ser inferior a 140 *mesh*. Seu emprego teve como objetivo a minimização deste volume.

A separação magnética foi efetuada em apenas uma das frações - INGA-2 60-100 *mesh* - em virtude da recuperação de cassiterita na fração magnética não ser significativa (*e.g.* Grubb & Hannaford 1966; Voronina *et al.* 1978a). Para o *split* em Separador Magnético tipo Frantz utilizaram-se inclinações frontal e lateral de 20° e 1,0 A de corrente elétrica.

Após o procedimento completo, cada uma das frações apresentava massas da ordem de 90 mg até pouco mais de 2 g, e pureza maior do que 99% (vide fotografias na seção 5.5).

6.4 Extração do U e do Pb

Esta etapa baseou-se no procedimento descrito por Gulson & Jones (1992), transcrito na íntegra abaixo, com a introdução de algumas modificações.

"Cassiterite (SnO_2) concentrates of varying purity (usually >95%) were obtained by heavy media and magnetic separation procedures. A few samples were subjected to further classification by magnetic susceptibility and grain size. Initially, separates were washed only with 7 M HCl, but where samples contained trace amounts of sulfides, later aliquots were washed for ~ 30 min in an ultrasonic bath with 7 M HNO_3 /7 M HCl. Finally, samples were rinsed with water and clean methanol to remove any traces of the heavy media. The nitric-hydrochloric acid leach removes substantial amounts of common Pb, probably derived from fine-grained sulfides, shown by the increase in $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ in samples leached with HNO_3/HCl when compared with those washed only in HCl (see Table 2).

Samples weighing up to 180 mg were placed into Krogh hydrothermal digestion vessels (Krogh, 1973) with fuming HCl (12.3 M); ~ 2 ml HCl was used for each 50 mg cassiterite. For the younger samples with lower $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ ratios, a ^{202}Pb - ^{235}U spike was added to the sample at the time of digestion; for the older samples, a ^{208}Pb - ^{235}U spike was added to an aliquot following digestion. The samples were digested at ~ 200° C for 48 to 72 h. In several younger samples, <5% of the cassiterite dissolved, even with additional acid and extra days in the oven (see Table 2). Crushing the sample to pass through a 42- μm sieve achieved marginally better digestion in some samples. Thus, the weight of sample analyzed in some cases was <5 mg.

After digestion, the HCl strength was ~ 11 M. The solution was diluted with water to ~ 8 M, mixed in an ultrasonic bath, and passed through a 0.5 cm^3 bed of cleaned AG1-X8 resin, which collected the Pb immediately. Any remaining Pb was eluted with ~ 1 mL 7 M HCl. The U was eluted by using 1.5 M HCl. The Pb was further purified by passing through a microcolumn (~ 0.1 cm^3 AG1-X8 resin bed) in 1 M HBr. Processing blank for ~ 100 mg samples varied from 0.2 to 0.3 ng Pb. Uranium was separated for mass spectrometer analysis with macroporous resin in nitric acid medium.

Lead isotope ratios were measured on a VG Isomass 54E run in fully automatic mode; errors on the $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ were $\pm 0.1\%$ (2σ) for values of <50 and $\pm 1\%$ for values >1000."

6.4.1 Dissolução da cassiterita

Primeiramente, pesou-se entre 90 e 205 mg de amostra sobre *power sheet* em balança analítica Scaltec, modelo SBC 21. Este montante foi então transferido para bomba de Teflon® do tipo Parr, com capacidade de 23 ml, à qual adicionou-se 2 ml de HCl 10N para cada 50 mg de amostra. As bombas foram levadas à estufa à temperatura de 200° C, inicialmente por cerca de 65 horas. Como algumas frações necessitaram retornar à estufa, optou-se por um tempo mínimo de permanência de cerca de quatro dias (96 horas). RC-5 60-100 *mesh* necessitou ainda de mais alguns dias na estufa (tempo total de 190 horas), acrescida de 2 ml de HCl 10N. SUC-0 60-100 *mesh* não dissolveu, apesar da adição de 2 ml de HCl e do tempo total na estufa de 220 horas, tendo sido descartada.

Após a dissolução, as soluções foram transferidas para béqueres *saville* e pesadas em balança analítica. Cerca de 1/3 do volume total da solução foi transferido para outro *saville* e pesado, constituindo a alíquota para análise por diluição isotópica (DI). A esta, adicionaram-se duas gotas de *spike* KU-2G ($^{208}\text{Pb}/^{235}\text{U}$), pesando-se novamente. As soluções foram então evaporadas sobre chapa a 60° C e condicionadas em 1 ml de HCl 8,3 N para posterior extração do U e do Pb em colunas de troca iônica. As soluções resultantes apresentaram-se amarelas ou azuis, as últimas geralmente transformando-se em amarelas com o passar das horas. Precipitado branco, provavelmente silicático, esteve sempre associado às soluções.

6.4.2 Colunas de troca iônica

A estratégia de extração de U e Pb adotada nesta pesquisa consistiu dos passos ilustrados na figura 6.10.

Figura 6.10. Representação esquemática da estratégia de separação de U e Pb por troca iônica adotada nesta pesquisa.

Previamente à separação do Pb e do U em colunas de troca iônica, as amostras foram submetidas a ultra-som por um período de 30 a 60 minutos com o objetivo de eliminar o

resíduo branco invariavelmente presente. Apesar deste procedimento, algumas delas mostraram-se turvas ao longo de toda a separação nas colunas.

O objetivo da utilização de colunas de HCl é a remoção do estanho, que tem seu pico de retenção em resina aniônica em HCl aproximadamente 7N (figura 6.11), procurando minimizar problemas de saturação da resina com este elemento e perda de U e Pb. Foi efetuada duas vezes para cada amostra. As colunas de HBr e HNO_3 são para purificação do Pb e do U, respectivamente.

Para o procedimento em HCl, empregaram-se colunas de polietileno convencionais, com cerca de 10 cm de altura e 2 cm de diâmetro, preenchidas com 0,5 ml de resina AG1-X8 (200-400 mesh) na forma clorídrica. Esta foi lavada e condicionada com HCl 8,3N. A fração depositada foi inteiramente coletada em *savillex* limpo, bem como o volume de 1 ml de HCl 8,3N adicionado à coluna para remoção de chumbo eventualmente retido na resina. A coleta de U consistiu da adição de 2 ml de HCl 1,6N, duas vezes, coletados em *savillex* separado. As amostras foram evaporadas e condicionadas em 1 ml de HBr, no caso daquelas destinadas à extração de chumbo, e 2 ml de HNO_3 concentrado, no caso das amostras destinadas à extração do U, e reservadas para purificação em HBr e HNO_3 , respectivamente.

Figura 6.11. Representação da distribuição dos íons entre resina aniônica forte e soluções de ácido clorídrico. Extraída de Walton & Rocklin (1990).

Para o HBr, utilizaram-se colunas de Teflon® retrátil modeladas no próprio Laboratório de U-Pb do CPGeo, com aproximadamente 9 cm de altura e 0,8 cm de diâmetro. A elas,

adicionou-se 0,1 ml de resina AG1-X8 (200-400 *mesh*) na forma clorídrica, procedendo-se à rotina em HBr 1N com coleta de Pb com HCl 6N. À solução coletada adicionou-se 1 gota de H_3PO_4 suprapuro diluído 20 vezes, e a solução foi então evaporada.

A purificação do U baseou-se no procedimento descrito por Babinski (1993), e consistiu do uso de colunas convencionais de polietileno preenchidas com 2 ml de resina AG1-X8 (200-400 *mesh*) na forma clorídrica, a qual foi lavada com HCl e H_2O e condicionada com HNO_3 concentrado. A amostra foi depositada e lavada com HNO_3 concentrado, e o U coletado com H_2O e HCl 6N. À solução obtida adicionou-se 1 gota de H_3PO_4 suprapuro diluído 20 vezes, e a mesma foi evaporada.

O branco analítico para 150 mg de amostra foi de 0,46 ng.

6.5 Espectrometria de massa

As análises isotópicas de U e Pb por espectrometria de massa foram efetuadas pelo Dr. Márcio Martins Pimentel, com o acompanhamento da autora deste estudo, no Laboratório de Geocronologia do Instituto de Geociências da Universidade de Brasília. Excetua-se a amostra RC-5 >35 *mesh*, analisada no CPGeo do Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo.

O espectrômetro de massa utilizado é de marca Finnigan, modelo 262, cujo fracionamento por unidade de massa atômica aferido em padrões NBS SRM 981 e 982 está entre 0,12 e 0,14% para as condições da análise.

Filamento simples de rênio foi utilizado para a deposição de Pb, enquanto que para U empregou-se filamento duplo, também de rênio. Empregaram-se ainda sílica gel e H_3PO_4 .

A aferição das razões isotópicas de chumbo requereu temperaturas no intervalo de 1000 a 1200° C a fim de obter-se uma emissão razoavelmente constante e prolongada. Além disto, foi necessário fazer a medição do isótopo ^{204}Pb com multiplicador de elétrons - contador de íons. Algumas amostras tiveram todos isótopos medidos com multiplicador de elétrons - contador de íons (*peak jumping*).

Os erros analíticos das razões isotópicas a 95% de confiança situaram-se entre 0,150 e 0,484% para $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, 0,134 e 1,07% para $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, e 0,104 e 0,456% para $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$.

6.6 Resultados e Discussões

A avaliação da maior parte dos resultados viu-se fortemente prejudicada pelo pequeno número de análises bem-sucedidas para cada depósito (geralmente duas), em especial no caso dos diagramas isocrônicos $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ - $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$.

Os dados analíticos foram calculados com o programa PBDAT (Ludwig), versão 1.24 revisada em junho de 1993, e estão listados a seguir.

6.6.1 Pegmatitos encaixados no Complexo Granito-Gnáissico e/ou Formação Ticunzal

6.6.1.1 XUPÉ

Das três frações submetidas à datação (>35 *mesh*, 35-60 *mesh* e 60-100 *mesh*), somente a mais fina forneceu dados de Pb e de U, enquanto que a de 35-60 *mesh* gerou dados de composição isotópica e concentração de Pb. Tais problemas podem ser atribuídos à presença de volume significativo de resíduo branco, de composição provavelmente silicática, na solução durante a separação por troca iônica, que tenderia a dificultar a evaporação e ionização no espectrômetro de massa, analogamente ao efeito produzido pela sílica gel empregada na deposição da amostra no filamento (e.g. Roddick & Chapman 1991).

A presença de resíduo silicático tem como causa a abundância de inclusões de mica branca e feldspato potássico na cassiterita, além das venulações deste e de quartzo (vide seção 5.5.1.1).

XUPÉ-1 60-100 *mesh* possui teores de U e de Pb de 11,75 e 36,77 ppm, respectivamente. No diagrama Concórdia, seu ponto analítico é altamente discordante (figura 6.12). Forçando a regressão da discórdia para o intercepto inferior zero, obtém-se uma idade mínima de 3.618 ± 11 Ma. A escolha deste valor para o intercepto inferior baseia-se na aparente ausência de qualquer evento térmico sobre a área posteriormente ao Transamazônico, conforme datação K-Ar de muscovita da amostra XUPÉ-3 em 2.129 ± 26 Ma, relatada na sessão 4.2.1. Forçada para o Transamazônico, a regressão forneceria um intercepto superior impossível. A idade K-Ar da muscovita foi utilizada para a correção da composição de Pb inicial segundo Stacey & Kramers (1975).

Tabela 6.II. Dados analíticos de U e Pb da cassiterita da Subprovincia do Rio Paraná (GO).

Amostra	Peso (mg)	Concentrações (ppm)			Razões medidas*			Razões atômicas**			Idades aparentes*** (Ma)		
		U	Pb	Pb comum	$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}}$	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{206}\text{Pb}}$	$\frac{^{208}\text{Pb}}{^{206}\text{Pb}}$	$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{238}\text{U}}$	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{235}\text{U}}$	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{206}\text{Pb}}$	$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{238}\text{U}}$	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{235}\text{U}}$	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{206}\text{Pb}}$
XUPÉ-1 35-60#	156,10	-	99,907	-	22,143	0,79694	1,7759	-	-	-	-	-	-
XUPÉ-1 60-100#	133,12	11,75	36,772	-	23,814	0,75878	1,6786	0,390083	17,7595	0,330197	2123	2977	3618
GROT-1 >35#	156,03	14,39	18,14	-	24,356	0,68649	1,4888	0,171305	3,92237	0,166064	1019	1618	2518
GROT-1 35-60#	162,18	13,408	48,633	-	23,455	0,68129	1,5726	450,447	5890,99	0,094851	39403	8815	1525
GROT-2 35-100#	148,54	10,893	18,708	-	23,644	0,68349	1,4817	0,222446	3,49707	0,114019	1295	1526	1864
RC-5 >35#	161,53	3,8004	6,8339	5,75	31,690	0,54583	1,1913	0,392669	6,89737	0,127396	2135	2098	2062
RC-5 35-60#	152,77	-	-	-	33,506	0,37906	1,1278	-	-	-	-	-	-
RC-5 60-100#	91,10	7,1543	9,4556	7,55	34,943	0,51553	1,1016	0,32781	6,44882	0,142678	1828	2039	2260

* razões isotópicas de chumbo corrigidas para branco analítico de 0,46 ng e fracionamento por unidade de massa atômica de 0,12%.

** razões atômicas corrigidas para branco analítico de 0,46 ng, fracionamento por unidade de massa atômica de 0,12%, spike e chumbo comum.

*** idades calculadas com as constantes recomendadas pela IUGS (Steiger & Jäger 1977).

Tabela 6.II. Dados analíticos de U e Pb da cassiterita da Subprovincia do Rio Paran (GO) (continuao).

Amostra	Peso (mg)	Concentra�es (ppm)			Razões medidas*			Razões atômicas**			Idades aparentes*** (Ma)		
		U	Pb	Pb comum	$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}}$	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{206}\text{Pb}}$	$\frac{^{208}\text{Pb}}{^{206}\text{Pb}}$	$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{238}\text{U}}$	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{235}\text{U}}$	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{206}\text{Pb}}$	$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{238}\text{U}}$	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{235}\text{U}}$	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{206}\text{Pb}}$
INGA-2 >35#	201,35	51,037	3,1187	-	28,218	0,58116	1,2578	0,011792	0,159647	0,098194	75	150	1590
INGA-2 35-60#	198,90	170,37	7,5096	5,61	40,569	0,44662	0,96548	0,133633	0,217024	0,117786	85	199	1923
INGA-2 60-100# MAG.	119,52	-	-	-	23,437	0,71896	2,0018	-	-	-	-	-	-
INGA-2 60-100# �-MAG.	203,50	20,681	8,1771	-	33,734	0,51693	1,0931	0,097885	1,67784	0,124317	602	1000	2019
PF-7 >35#	167,20	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
PF-7 35-60#	97,72	324,76	115,69	-	118,20	0,20964	0,3407	0,229486	2,91548	0,092141	1332	1386	1470
SUC-0 >35#	150,44	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-

* razes isotpicas de chumbo corrigidas para branco analtico de 0,46 ng e fracionamento por unidade de massa atmica de 0,12%.

** razes atmicas corrigidas para branco analtico de 0,46 ng, fracionamento por unidade de massa atmica de 0,12%, spike e chumbo comum.

*** idades calculadas com as constantes recomendadas pela IUGS (Steiger & Jger 1977).

Figura 6.12. Diagrama Concórdia da fração XUPÉ-1 60-100 *mesh*.

No diagrama isocrônico Pb-Pb, plotaram-se as amostras XUPÉ-1 35-60 *mesh* e 60-100 *mesh*, cuja isócrona forneceu uma cifra de 3.205 ± 240 Ma de difícil interpretação (figura 6.13).

Figura 6.13. Diagrama isocrônico Pb-Pb das frações 35-60 *mesh* e 60-100 *mesh* da amostra XUPÉ-1.

O conteúdo de Pb de XUPÉ-1 35-60 *mesh* quase três vezes maior que o da fração 60-100 *mesh* sugere tratarem-se de amostras de características diferentes, e indica que a fração granulométrica mais grossa concentra preferencialmente os cristais da geração de cassiterita rica

em mica e feldspato potássico identificada por microscopia eletrônica de varredura (seção 5.5.1.1). Oversby (1975) relatou teores de Pb em feldspato da ordem de 12 a 90 ppm.

Assumindo-se a idade de 2.129 ± 26 Ma como correta para a mineralização no depósito Xupé, verifica-se que o ponto analítico da amostra no Diagrama Concórdia está deslocado para a direita, indicando uma composição enriquecida no isótopo ^{207}Pb . Conforme discutido na seção 6.1.2, qualquer variação na abundância de ^{207}Pb que não seja complementada por uma variação similar de ^{206}Pb pode ser atribuída a eventos geológicos muito antigos. Logo, é plausível admitir-se que o Pb incorporado no feldspato potássico, que predomina na amostra, tem características isotópicas de Pb antigo.

Neste contexto, as composições isotópicas iniciais de Pb de cada uma das frações representam misturas das composições isotópicas da cassiterita e de suas inclusões. Logo, é violada uma das premissas básicas da utilização dos métodos U-Pb e Pb-Pb, e a isócrona traçada no diagrama Pb-Pb representaria uma linha de mistura, cuja idade carece de significado geológico (Faure 1986).

6.6.1.2 GROTÃO

No caso deste depósito, tem-se dados de Pb e de U para duas frações granulométricas (>35 mesh e 35-60 mesh) de GROT-1, que trata-se de um concentrado de bateia, e para uma fração de GROT-2 (35-100 mesh), que constitui amostra de veio albitítico/leucodiorítico. GROT-1 35-100 mesh, entretanto, forneceu razões atômicas e idades aparentes Pb/U irrealis, tendo seus dados isotópicos sido utilizados unicamente para construção de isócrona Pb-Pb.

As concentrações de U das amostras variaram de 10,89 a 14,39 ppm, enquanto que os teores de chumbo concentram-se próximos aos 18 ppm em duas delas e 48,63 ppm na outra. A alta concentração de Pb da última fração mencionada (GROT-1 35-60 mesh) está relacionada aos altos valores das razões atômicas Pb/U citadas anteriormente. Da mesma forma que no depósito Xupé, a cassiterita do Grotão revelou pertencer a duas gerações por microscopia eletrônica de varredura (seção 5.5.1.2): uma rica em inclusões de albita e mica branca, e outra praticamente pura, com raras inclusões de columbita-tantalita. Mais uma vez, a premissa da datação geocronológica da utilização de amostras com razões isotópicas iniciais iguais é quebrada.

Plotadas no diagrama Concórdia, as amostras GROT-1 >35 mesh e GROT-2 35-100 mesh não alinham-se. Efetuando regressões lineares forçadas a zero para cada uma delas em

separado, obtêm-se idades mínimas de 2.518 ± 18 e 1.854 ± 75 Ma, respectivamente (figura 6.14). Por tratar-se de amostra do primário e apresentar ponto analítico mais concordante, GROT-2 fornece um dado mais confiável. A correção de Stacey & Kramers (1975) foi efetuado com valor arbitrado de 2.000 Ma.

Figura 6.14. Acima, pontos analíticos das amostras GROT-1 >35 mesh e GROT-2 35-100 mesh plotadas em Diagrama Concórdia. À direita, parte superior, regressão linear entre o ponto analítico da amostra GROT-1 >35 mesh e intercepto inferior zero; abaixo, regressão linear entre o ponto analítico da amostra GROT-2 35-100 mesh e intercepto inferior zero.

Os pontos analíticos, em especial aquele da fração GROT-1 >35 mesh, exibem pronunciada discordância. Diagrama isocrônico U-Pb, onde está traçada isócrona de referência com idade de 2.000 Ma (figura 6.15), mostra que ambas as frações sofreram aporte de U, a do primário (GROT-2 35-100 mesh) em menor proporção.

Os pontos analíticos, em especial aquele da fração GROT-1 >35 mesh, exibem pronunciada discordância. Diagrama isocrônico U-Pb, onde está traçada isócrona de referência com idade de 2.000 Ma (figura 6.15), mostra que ambas as frações sofreram aporte de U, a do primário (GROT-2 35-100 mesh) em menor proporção.

Quanto ao diagrama isocrônico Pb-Pb (figura 6.16), apresenta ainda o inconveniente de que a dispersão das razões $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ e $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ é praticamente inexistente, sendo o dado de 4.952 ± 410 Ma fornecido totalmente desprovido de significado geológico, no mínimo por ser mais velho do que a idade da Terra.

Figura 6.15. Diagrama isocrônico U-Pb das amostras GROT-1 >35 *mesh* e GROT-2 35-100 *mesh*, que revelam ganho de urânio em proporções variáveis quando comparadas à isócrona de referência de 2.000 Ma.

Figura 6.16. À esquerda, diagrama isocrônico Pb-Pb das frações >35 *mesh* e 35-60 *mesh* da amostra GROT-1, e 35-100 *mesh* da amostra GROT-2. A área destacada no retângulo aparece ampliada à direita.

6.6.1.3 RIACHO DOS CAVALOS

Este é o único depósito cujas frações granulométricas estudadas (RC-5 >35 *mesh*, 35-60 *mesh* e 60-100 *mesh*), são todas do primário.

As frações >35 *mesh* e 60-100 *mesh* apresentam teores de U de 3,8 e 7,15 ppm e de Pb de 6,83 e 9,45 ppm, respectivamente. Em ambos os casos, cerca de 80% do Pb é comum.

A análise do concentrado de bateia deste depósito (amostra RC-3 >35 *mesh*) ao microscópio eletrônico de varredura (seção 5.5) revelou que os cristais de cassiterita são isentos de inclusões, encontrando-se associados a raros grãos de columbita-tantalita, que podem apresentar teores de U e Pb de 2,8 a 2.445 ppm e 1,28 a 499 ppm, respectivamente (*e.g.* Romer & Wright 1992; Romer & Smeds 1994, 1997; Romer & Lehmann 1995). Intervalos de concentrações tão amplos dificultam a avaliação da contribuição da fase na composição isotópica da cassiterita.

Óxidos complexos de Ta e Pb, com ou sem Sn, ocorrem como fases tardias, agregados à superfície da cassiterita ou preenchendo venulações, implicando contribuição indesejável de Pb comum ao conteúdo total de Pb da amostra.

Esta provável “herança” de Pb revela-se no diagrama Concórdia, onde o ponto analítico da fração >35 *mesh* pode ter este fator como causa de sua discordância reversa. Reflete-se, também, na ausência de alinhamento deste com o ponto da fração 60-100 *mesh* (figura 6.17).

Tratados em separado, os pontos das frações >35 *mesh* e 60-100 *mesh* forneceram idades de 2.061 ± 38 e 2.260 ± 17 Ma, respectivamente, em regressões forçadas a intercepto inferior zero (figura 6.17), sendo a primeira considerada mais indicativa da idade mínima do depósito em função do seu grau maior de concordância. A escolha do valor zero para a regressão baseia-se na ausência de evento térmico posterior ao Transamazônico na área, conforme datação K-Ar de muscovita da mesma amostra em 2.006 ± 24 Ma, discutida na seção 4.2.1, e utilizada para a correção de Stacey & Kramers (1975).

Em diagrama isocrônico U-Pb, quando comparados à isocrona de referência de 2.006 Ma, o ponto analítico da fração >35 *mesh* mostra perda de urânio, ao passo que o da fração 60-100 *mesh* indica ganho do elemento (figura 6.18).

O diagrama isocrônico Pb-Pb (figura 6.19) gerou idade questionável de 2.984 ± 100 Ma, em analogia à idade de mistura obtida para o Pegmatito Xupé.

Figura 6.17. Acima, pontos analíticos das frações $>35\text{ mesh}$ e $60-100\text{ mesh}$ da amostra RC-5 plotados em Diagrama Concórdia. À direita, parte superior, regressão linear do ponto analítico da fração $>35\text{ mesh}$ a intercepto inferior zero; abaixo, regressão linear do ponto analítico da fração $60-100\text{ mesh}$ a intercepto inferior zero.

Figura 6.18. Diagrama isocrônico U-Pb da amostra RC-5 em que a fração $>35\text{ mesh}$ revela perda de urânio, enquanto que a fração de $60-100\text{ mesh}$ demonstra ganho do elemento.

Figura 6.19. À esquerda, diagrama isocrônico Pb-Pb das frações >35 *mesh* e 60-100 *mesh* da amostra RC-5. A área destacada no retângulo encontra-se ampliada à direita.

6.6.1.4 INGAZEIRA

Deste depósito, analisaram-se quatro frações da amostra INGA-2: >35 *mesh*, 35-60 *mesh*, e 60-100 *mesh* submetida à separação magnética conforme os ângulos e amperagens descritos em 6.3, dando origem às frações 60-100 *mesh* magnética e não-magnética.

As concentrações de U de cada uma das frações variam de 20,681 e 170,37 ppm, enquanto que as de Pb situam-se no intervalo de 3,1187 a 8,1771. Os teores máximos de U em cassiterita relatados na literatura (*e.g.* Berzina & Dolomanova 1967; Swart & Moore 1982; Zagruzina *et al.* 1987; Gulson & Jones 1992) são de 21 ppm.

Plotadas no diagrama Concórdia, INGA-2 >35 *mesh*, 35-60 *mesh* e 60-100 *mesh* não-magnética são altamente discordantes, as primeiras duas localizando-se muito próximas ao intercepto inferior. A regressão dos pontos fornece a idade de 2.037 Ma, com alto erro (± 1.634 Ma) (figura 6.20). Lançando-se no mesmo diagrama apenas INGA-2 >35 *mesh* e 60-100 *mesh* não-magnética, o valor da idade não se altera significativamente, mas o erro diminui sensivelmente; com INGA-2 35-60 *mesh* e 60-100 *mesh* não-magnética, o valor da idade é de 2.030 ± 49 Ma (figura 6.21). Os valores dos interceptos inferiores, em todos os casos, são totalmente desprovidos de significação geológica, e podem ser atribuídos à perda de Pb ou aporte de U em evento recente, de natureza intempérica. Para a correção de Stacey & Kramers (1975), utilizou-se o valor de 2.218 Ma, obtido em diagrama isocrônico Pb-Pb, discutido a seguir.

Figura 6.20. À esquerda, Diagrama Concórdia da amostra INGA-2, frações >35 mesh, 35-60 mesh e 60-100 mesh não-magnética. A área destacada no retângulo encontra-se ampliada acima.

Figura 6.21. À esquerda, Diagrama Concórdia das frações INGA-2 >35 mesh e 60-100 mesh não-magnética; à direita Diagrama Concórdia com as frações 35-60 mesh e 60-100 mesh não-magnética da mesma amostra.

O diagrama isocrônico U-Pb desta amostra comprova ganho significativo de urânio nas frações >35 mesh e 35-60 mesh, enquanto que a fração 60-100 mesh não-magnética exibe perda do elemento, quando comparados à isócrona de referência de 2.056 Ma (figura 6.22). Explica também os teores anômalos do elemento nas duas primeiras.

Figura 6.22. Diagrama isocrônico U-Pb da amostra INGA-2, que mostra ganho significativo do elemento pelas frações $>35\ mesh$ e $35-60\ mesh$, enquanto que $60-100\ mesh$ exibe perda do elemento. O diagrama também explica os teores anômalos de urânio das duas primeiras frações.

O diagrama isocrônico Pb-Pb apresenta grande dispersão dos pontos analíticos quando plotadas as quatro frações disponíveis (figura 6.23). Considerados apenas três pontos (excluída INGA-2 $60-100\ mesh$ magnética), o diagrama indica idade transamazônica para a mineralização, porém com erro maior do que a própria idade - $2.218 \pm 2.700\ Ma$ (figura 6.24). Excluídos os pontos relativos às amostras submetidas à separação magnética, a idade mantém-se a mesma, porém o erro baixa sensivelmente: $\pm 50\ Ma$ (figura 6.24). Considerados apenas os pontos das frações magnética e não-magnética de INGA-2 $60-100\ mesh$ (figura 6.25), a idade obtida é de $724 \pm 210\ Ma$, que indica comportamento como sistema total ou parcialmente aberto em relação a algum evento geológico, provavelmente em função da granulação mais fina. A relativa coerência das idades obtidas pelos métodos U-Pb e Pb-Pb sugere que a perda de Pb ou aporte de U foi recente, não tendo afetado o sistema Pb-Pb.

Figura 6.23. Diagrama isocrônico Pb-Pb das frações >35 *mesh*, 35-60 *mesh*, e 60-100 *mesh* magnética e não-magnética da amostra INGA-2.

Figura 6.24. Diagramas isocrônicos Pb-Pb da amostra INGA-2, excluídas a frações 60-100 *mesh* magnética, à esquerda, e 60-100 *mesh* magnética e não-magnética, à direita. Os pontos analíticos estão destacados pelos retângulos tracejados.

Figura 6.25. Diagrama isocrônico Pb-Pb das frações 60-100 *mesh* magnética e não-magnética da amostra INGA-2. Os pontos analíticos estão destacados pelos retângulos tracejados.

O conjunto dos pontos analíticos dos quatro pegmatitos estudados acima em diagramas isocrônicos ^{207}Pb - ^{206}Pb e ^{208}Pb - ^{206}Pb (figura 6.26) revela que, com exceção do depósito Xupé, há um conjunto de pontos grosseiramente alinhados, quando excluídas três análises problemáticas (GROT-1 >35 *mesh*, RC-5 35-60 *mesh* e INGA-2 60-100 *mesh* magnética). Reportando-se aos dados de campo, tem-se que, nos locais amostrados, o Pegmatito Xupé está intrudido em metassedimentos da Formação Ticunzal, enquanto que Grotão, Riacho dos Cavalos e Ingazeira estão encaixados em gnaisses e milonitos ortoderivados do Complexo Granito-Gnáissico. Apesar do Pb da cassiterita estudada conter uma quantidade significativa de Pb radiogênico, os valores de μ destes depósitos ilustram esta polaridade, pois as frações do Pegmatito Xupé fornecem μ s elevados (>18,0), enquanto que os dos demais pegmatitos localizam-se no intervalo de 10,77 a 14,08 (tabela 6.III), denotando a assinatura isotópica distinta do reservatório que interagiu com o fluido mineralizante do primeiro.

Figura 6.26. Diagramas isocrônicos $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ (esquerda) e $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ (direita) com os pontos analíticos de todas frações dos pegmatitos Xupé (elipses), Grotão (cruzes), Riacho dos Cavalos (xises) e Ingazeira (círculos). Observar a concentração dos pontos segundo alinhamento, o que sugere contemporaneidade dos depósitos, e a composição isotópica distinta das frações da amostra XUPÉ-1.

Tabela 6.III. Idades-modelo e valores de μ calculados segundo Stacey & Kramers (1975) para algumas frações datadas.

AMOSTRA	IDADE MODELO (Ma)	μ
XUPÉ-1 35-60#	983	18
XUPÉ-1 60-100#	731	19,32
INGA-2 60-100# MAG	- 659	14,08
GROT-1 >35#	- 1459	13,5
GROT-1 35-60#	- 2952	10,77
GROT-2 35-100#	- 2467	11,43

6.6.2 Granitos Estaníferos (tipo Serra Branca)

6.6.2.1 MANGABEIRA

A amostra PF-7 forneceu dados de composição isotópica de Pb das frações >35 mesh e 35-60 mesh, e de concentração do elemento apenas da última.

PF-7 35-60 mesh possui 324,76 ppm de U e 115,69 ppm de Pb, ambas concentrações anômalas se considerados os dados publicados até o presente (e.g. Berzina & Dolomanova 1967; Swart & Moore 1982; Zagruzina *et al.* 1987; Gulson & Jones 1992). Plotado no diagrama Concórdia, o ponto analítico exibe uma elipse de erro grande, mas é pouco discordante. Fazendo-se regressão a intercepto inferior zero, a idade mínima obtida é de 1.470 ± 24 Ma

(figura 6.27). Todavia, a atuação do Brasileiro sobre o maciço é indicada por análises pelo método K-Ar de mica branca (vide seção 4.2.1), cuja média de 560 Ma foi utilizada como intercepto inferior para outra regressão. A idade obtida, de 1.535 ± 57 Ma (figura 6.27), é coerente, dentro dos erros analíticos, com a idade convencional Rb-Sr determinada por Hasui *et al.* (1980) para o granitóide de 1.574 ± 47 Ma.

Figura 6.27. Fração PF-7 35-60 *mesh* plotada em Diagrama Concórdia. À esquerda, regressão linear a intercepto inferior zero; à direita, regressão a intercepto inferior de 560 Ma, representativo da atuação do Ciclo Brasileiro sobre o Granito Mangabeira, conforme análise de mica branca pelo método K-Ar.

Em diagrama isocrônico Pb-Pb, as frações >35 *mesh* e 35-60 *mesh* da amostra PF-7 alinham-se segundo reta correspondente à idade de 1.425 ± 79 Ma (figura 6.28), que concorda, dentro dos erros analíticos, com aquelas geradas pelas análises U-Pb.

Figura 6.28. Diagrama isocrônico Pb-Pb das frações PF-7 >35 e 35-60 *mesh*. Os pontos analíticos estão destacados pelos retângulos tracejados.

Ao estudar pelo método K-Ar em micas a mineralização de Sn e W na forma de *sheeted veins* intrudidos em rochas monzograníticas, Bray e Spooner (1983) concluíram pela sua ocorrência durante intervalo de cerca de 30 milhões de anos após a intrusão dos monzogranitos (aferida por isócrona Rb-Sr em 301 ± 12 Ma), estando associadas aos *sheeted veins* (idade estimada por Rb-Sr em aproximadamente 280 ± 2 Ma) a greisenização e caulínização destes litotipos. Este intervalo corresponderia igualmente ao tempo decorrido desde a intrusão até o resfriamento das micas a aproximadamente 250°C. Assim, a diferença entre as idades convencional Rb-Sr em rocha total e U-Pb em cassiterita do Granito Mangabeira pode refletir a duração do processo geológico formador da mineralização. Resta, todavia, confirmar estes dados por U-Pb em zircão, haja vista as perturbações sofridas pelo sistema Rb-Sr em granitos alterados hidrotermalmente e o caráter meramente aproximativo das idades convencionais obtidas por este método (seção 6.2.2).

VII CONCLUSÕES

Os métodos geocronológicos da sistemática U-Th-Pb são úteis para datações de cassiterita, seguindo-se o procedimento descrito neste trabalho. Recomenda-se a caracterização prévia da fase mineral por microscopia eletrônica ou outra técnica de aplicação semelhante, a fim de identificar e descartar amostras portadoras de inclusões, em especial as de minerais que incorporem Pb.

O recurso da análise de frações granulométricas distintas da mesma amostra revelou-se ineficiente, não havendo diferença significativa das composições isotópicas de Pb entre elas. Deve-se procurar utilizar várias amostras de cada depósito. Cassiteritas de maciços graníticos parecem constituir exceção à regra, apresentando composições isotópicas de Pb mais radiogênicas, a exemplo do caso relatado em Gulson & Jones (1992). Quanto à separação magnética, no único caso estudado a técnica mostrou ser eficiente, ainda que tenha gerado erros grandes na idade U-Pb.

Quanto aos procedimentos químico-analíticos, a introdução do uso de HF poderia minimizar o volume de resíduo silicático das amostras em solução, facilitando a ionização/vaporização no espectrômetro de massa e minimizando os erros analíticos das leituras.

Com respeito ao comportamento do mineral em relação ao sistema U-Pb, diagramas isocrônicos indicam a susceptibilidade da cassiterita a trocas químicas. De modo geral, as amostras revelam ganho ou perda de U e/ou Pb. É sistemático, todavia, que frações provenientes de amostras de rocha exibam grau de concordância mais elevado, em contraposição àquelas dos concentrados de bateia.

A mineralização estanífera nos pegmatitos Xupé e Grotão está representada por duas fases, que podem estar relacionadas ao mesmo evento mineralizante ou a episódios distintos. Isto reflete-se claramente na natureza das inclusões que ocorrem na cassiterita dos dois depósitos: ou predominantemente feldspática, com contribuição de mica branca e quartzo, ou

composta preferencialmente por minerais do grupo da columbita-tantalita, estando presentes rutilo, galena e até ouro em quantidades subordinadas. Quando de composição feldspática, tais inclusões influenciam fortemente os teores de Pb total presentes na cassiterita.

A cassiterita do Pegmatito Riacho dos Cavalos é quase livre de inclusões, estando presentes apenas fases tardias pertencentes provavelmente ao subgrupo da microlita, grupo dos pirocloros, e à série da tapiolita, precipitadas na superfície do mineral ou em venuações.

No depósito da Ingazeira, a cassiterita apresenta inclusões de biotita e scheelita e exibe evidências de cataclase. Quanto à cassiterita do Granito Sucuri, possui inclusões de composições variadas, que incluem columbita-tantalita, rutilo, estaringita, wolframita, ixiolita e mica branca.

Parte significativa dos depósitos estudados mostra ausência de alinhamento dos pontos analíticos no Diagrama Concórdia, consequência da forte influência do chumbo contribuído pelas inclusões. Todavia, foi possível, na maioria dos casos, identificar o Transamazônico como evento formador da mineralização nos pegmatitos.

As idades isocrônicas Pb-Pb da cassiterita foram coerentes com os dados U-Pb somente para os depósitos Ingazeira e Mangabeira, sendo mais velhas nos demais. Nestes casos, as isócronas são interpretadas como linhas de mistura, que indicam a participação de chumbos de composições isotópicas iniciais distintas no sistema.

Acerca da geocronologia da mineralização estanífera da Subprovincia do Rio Paranã, algumas questões foram levantadas. Primeiramente, constatou-se, com base em datações pelo método K-Ar em muscovita, confirmadas pelos dados de U-Pb em cassiterita, a existência de um evento mineralizador importante nos pegmatitos intrudidos no Complexo Granito-Gnáissico e/ou Formação Ticunzal relacionado ao Ciclo Transamazônico. As referidas datações implicam uma idade mínima transamazônica para o Complexo Granito-Gnáissico e a Formação Ticunzal na área estudada.

No Pegmatito Xupé, a idade obtida por U-Pb em cassiterita de ~ 3.600 Ma difere daquela medida por K-Ar em muscovita (2.129 ± 26 Ma), sugerindo que o Pb das inclusões de feldspato potássico presentes seja antigo.

O depósito da Ingazeira fornece idades U-Pb e Pb-Pb em cassiterita transamazônicas, indicativas de que o mesmo pertence ao sistema de pegmatitos, e que sua gênese não está relacionada à intrusão do Granito Mocambo, situado imediatamente a leste deste depósito. Em

diagramas isocrônicos Pb-Pb, os pontos analíticos dos pegmatitos Xupé, Grotão, Riacho dos Cavalos e Ingazeira alinham-se grosseiramente, indicando contemporaneidade.

As mineralizações estaníferas relacionadas ao Granito Mangabeira são mais jovens, com idade U-Pb de 1535 ± 57 Ma. A idade Pb-Pb do mesmo mineral é de 1.425 ± 79 Ma.

VIII REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ALMEIDA, F.F.M. de (1981) O Craton do Paramirim e suas relações com o do São Francisco. In: SIMPÓSIO SOBRE O CRATON DO SÃO FRANCISCO E SUAS FAIXAS MARGINAIS. Anais. Salvador, SBG, Núcleo da Bahia, p.1-10.
- ALMEIDA, F.F.M. de (1978) Regimes tectônicos arqueanos na evolução proterozóica e mineralização do leste brasileiro. Anais da Academia Brasileira de Ciências, 50(4): 601-602.
- ALMEIDA, F.F.M. de (1968) Evolução tectônica do centro-oeste brasileiro no Proterozóico Superior. Anais da Academia Brasileira de Ciências, 40: 285-295. Suplemento.
- ALMEIDA, F.F.M. de, HASUI, Y., BRITO NEVES, B.B. (1976) The Upper Precambrian of South America. Boletim IG-USP, 7: 45-80.
- ALMEIDA, F.F.M. de, HASUI, Y., BRITO NEVES, B.B., FUCK, R.A. (1977) Províncias Estruturais Brasileiras. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO NORDESTE, 8. Atas. Campina Grande, SBG/Núcleo do Nordeste, nº 6, p. 363-391.
- ANWAR, Y.M. & EL-DAHAR, M.A. (1981) Composition of Trace Mineral Inclusions in Cassiterite of Greisens and Greisenized Rocks at Homr Akarem Area Eastern Desert, Egypt. Geologische Rundschau, 70(3): 1001-1012.
- BABINSKI, M. (1993) Idades isocrônicas Pb/Pb e geoquímica isotópica de Pb das rochas carbonáticas do Grupo Bambuí, na porção sul da Bacia do São Francisco. São Paulo. (Tese - Doutorado) - Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo.
- BANERJEE, S.K. (1969). Origin of weak ferromagnetism and remanence in natural cassiterite crystals. Journal of Geophysical Research, 74(15): 3789-3795.
- BELL, K. ANGLIN, C.D.; FRANKLIN, J.M. (1989) Sm-Nd and Rb-Sr isotope systematics of scheelites: Possible implications for the age and genesis of vein-hosted gold deposits. Geology, 17(6): 500-504.
- BERBERT, C.O. (1980) Complexo Basal Goiano. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 31. Anais. Balneário de Camboriú, SBG, v. 5, p. 2837-2849.
- BERMAN, H.; GONYER, F.A. (1930) Pegmatite minerals of Poland, Maine. American Mineralogist, 15(8): 375-387.
- BERZINA, I.G.; DOLOMANOVA, Ye. L. (1967) Uranium content of cassiterite, as determined by tracks left by fission fragments of uranium. Doklady of the Academy of Sciences U.S.S.R., Earth Science Sections, 175(1-6): 114-118.
- BJORLYKKE, A.; CUMMING, G.L.; KRSTIC, D. (1990) New Isotopic Data from Davidites and Sulfides in the Bidjovagge Gold-Copper Deposit, Finnmark, Northern Norway. Mineralogy and Petrology, 43(1): 1-21.
- BLANCHARD, R. (1947) Some pipe deposits of Eastern Australia. Economic Geology, 42(3): 265-304.
- BONIN, B. (1982) Les granites des complexes annulaires. Orléans, Bureau de recherches géologiques et minières. 183p. (Manuels et méthodes, 4).
- BORSHCHEVSKIY, Yu.A.; BORISOVA, S.L.; PAVLOVSKIY, A.B.; MARSHUKOVA, N.K. (1979) Oxygen-isotope features of cassiterites from tin ore deposits of Central Asia. International Geology Review, 21(8):937-944.
- BOTELHO, N.F. (1997) Granites and related ore deposits in Central Brazil. In: INTERNATIONAL SYMPOSIUM ON GRANITES AND ASSOCIATED MINERALIZATIONS, 2.
- BOTELHO, N.F. (1992a) Les ensembles granitiques subalcalins à peralumineux mineralisés en Sn et In de la Sous-Province Parana, Etat de Goiás, Brasil. Paris (Tese - Doutorado) - Université Paris VI., 344p.
- BOTELHO, N.F. (1992b) Caracterização de duas famílias de granitos subalcalinos a peraluminosos na Subprovincia Estanífera do Paraná: consequências sobre a geologia, a petrologia e a metalogenia dos granitos estaníferos de Goiás. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 37. Boletim de Resumos Expandidos. São Paulo, SBG/Núcleo São Paulo, p. 360-361.
- BOTELHO, N.F. (1984) O Granito Pedra Branca e as mineralizações de estanho associadas. Brasília. (Dissertação - Mestrado) - Instituto de Geociências, Universidade de Brasília. 258p.

- BOTELHO, N.F.; MARINI, O.J.; PAGOTTO, G.; ROSSI, G.; ABE, C.K.; URA, C.; POSTAL, F. (1986) Província estanífera do leste de Goiás (Subprovíncia do Rio Paraná). In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 34., Goiânia, 1986. Boletim nº 2 - Roteiro das excursões técnico-científicas. Goiânia, SBG, p.133-147.
- BOTELHO, N.F. & PIMENTEL, M.M. (1993) Geocronologia Rb-Sr das fases intrusivas do Maciço Granítico da Pedra Branca, Província Estanífera de Goiás. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOQUÍMICA, 4. Resumos Expandidos. Brasília, SBGq, p. 253-254.
- BRAY, C.J. & SPOONER, E.T.C. (1983) Sheeted Vein Sn-W Mineralization and Greisenization Associated with Economic Kaolinization, Goonbarrow China Play Pit, St. Austell Cornwall, England: Geologic Relationships and Geochronology. *Economic Geology*, 78(6): 1064-1089.
- BRITO NEVES, B.B.; TEIXEIRA, W.; TASSINARI, C.C.G.; KAWASHITA, K. (1990) A contribution to the subdivision of the Precambrian in South America. *Revista Brasileira de Geociências*, 20(1-4): 267-276.
- BURKE, E.A.J.; KIEFT, C.; FELIUS, R.O.; ADUSUMILLI, M.S. (1969) Staringite, a new Sn-Ta mineral from north-eastern Brazil. *Mineralogical Magazine*, 37(288): 447-452.
- CAMPBELL, A.R. & PANTER, K.S. (1990) Comparison of fluid inclusions in coexisting (cogenetic?) wolframite, cassiterite, and quartz from St. Michael's Mount Cligga Head, Cornwall, England. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 54(3): 673-681.
- CERNÝ, P.; ERCIT, T.S. (1989) Mineralogy of Niobium and Tantalum: Crystal Chemical Relationships, Paragenetic Aspects and Their Economic Implications. In: Möller, P.; Cerný, P.; Saupé, F. (eds.). *Lanthanides, Tantalum and Niobium*. Berlin, Springer-Verlag. p. 27-79. (Special publication nº 7 of the Society for Geology Applied to Mineral Deposits)
- CERNÝ, P.; ROBERTS, W.L.; ERCIT, T.S.; CHAPMAN, R. (1985) Wodginite and associated oxide minerals from the Peerless Pegmatite, Pennington County, South Dakota. *The American Mineralogist*, 70(9-10): 1044-1049.
- CLARK, A.M.; FEJER, E.E.; DONALDSON, J.D.; SILVER, J. (1976) The ^{119}Sn Mössbauer-spectra, cell dimensions, and minor element contents of some cassiterites. *Mineralogical Magazine*, 40(316): 895-897.
- COHEN, A.J.; ADEKEYE, J.I.D.; HAPKE, B.; PARTLOW, D.P. (1985) Interstitial Sn^{2+} in synthetic and natural cassiterite crystals. *Physics and Chemistry of Minerals*, 12(6): 363-369.
- COOK, R.B. (1977) Morphology and occurrence of Bolivian cassiterite. *The Mineralogical Record*, 8(1): 52-57.
- CORFU, F. & ANDREWS, A.J. (1986) A U-Pb age for mineralized Nipissing diabase, Gowganda, Ontario. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 23: 107-109.
- CORFU, F. & MUIR, T.L. (1989) The Hemlo-Heron Bay greenstone belt and Hemlo Au-Mo deposit, Superior Province, Ontario, Canada. *Chemical Geology*, 79: 201-223.
- CORREIA, C.T.; TASSINARI, C.C.G.; LAMBERT, D.D.; KINNY, P. GIRARDI, V.A.V. (1997) U-Pb (SHRIMP), Sm-Nd and Re-Os systematics of the Cana Brava, Niquelândia and Barro Alto layered intrusions in central Brazil, and constrains on the tectonic evolution. In: SIMPÓSIO SUL-AMERICANO DE GEOLOGIA ISOTÓPICA. Extended Abstracts. Campos do Jordão, IG/USP - CPGeo, p.88-89.
- CRAIG, J.R.; VAUGHAN, D.J. (1994) *Ore Microscopy & Ore Petrography*. 2.ed. Nova Iorque, John Wiley & Sons. 434 p.
- CUMMING, G.L. & RICHARDS, J.R. (1975) Ore lead in a continuously changing Earth. *Earth and Planetary Science Letters*, 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) Projeto RADAMBRASIL. Folha SC.22 Tocantins. Rio de Janeiro, MME. 524p.
- DALRYMPLE, G.B. & LANPHERE, M.A. (1969) *Potassium-argon dating*. São Francisco, W. H. Freeman. 258p.
- DARBYSHIRE, D.P.F.; PITFIELD, P.E.J.; CAMPBELL, S.D.G. (1996) Late Archean and Early Proterozoic gold-tungsten mineralization in the Zimbabwe Archean craton: Rb-Sr and Sm-Nd isotope constraints. *Geology*, 24(1): 19-22.

- DEER, W.A.; HOWIE, R.A.; ZUSSMAN, J. (1992) An introduction to the rock-forming minerals. 2 ed. Harlow, Longman Scientific & Technical. 696p.
- DePAOLO, D.J. (1988) Neodymium isotope geochemistry - na introduction. Nova York, Springer-Verlag. 187p.
- DESBOROUGH, G.A.; SAINSBURY, C.L. (1970) Cassiterite as an exsolution product in magnetite, Lost River tin mine, Alaska. *Economic Geology*, 65(8): 1004-1006.
- DOE, B.R. & ZARTMAN, R.E. (1979) Plumbotectonics 1, the Phanerozoic. In: Barnes, H.L. (ed.): *Geochemistry of Hydrothermal Ore Deposits*. Nova York, Holt, Rinehart and Winston.
- DULSKI, P.; MÖLLER, P.; VILLALPANDO, A.; SCHNEIDER, H.-J. (1982) Correlation of Trace Element Fractionation in Cassiterites with the Genesis of the Bolivian Metallotect. In: Evans, A.M. (ed.): *Metallization Associated with Acid Magmatism*, volume 6. John Wiley & Sons. p. 71-83.
- DUNLAP, W.J.; TEYSSIER, C.; McDOUGALL, I.; BALDWIN, S. (1991) Ages of deformation from K/Ar and $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating of white micas. *Geology*, 19: 1213-1216.
- DUNN, P.J.; GAINES, R.V.; WOLFE, C.W.; BARBOSA, C.P. (1978) Epitaxial wadginite and cassiterite from Lavra Jabuti, Baixo, Galileia, Minas Gerais, Brazil. *The Mineralogical Record*, 9(1): 14-18.
- DYER, R.C. (1970) Grupo Arai - um grupo de metamorfitos do centro leste de Goiás. *Revista da Escola de Minas*, 28(2): 55-63.
- EADINGTON, P.J. & KINEALY, K. (1983) Some aspects of the hydrothermal reactions of tin during skarn formation. *Journal of the Geological Society of Australia*, 30(3-4): 461-471.
- FARMER, C.B.; SEARL, A.; HALLS, C. (1991) Cathodoluminescence and growth of cassiterite in the composite lodes at South Crofty Mine, Cornwall, England. *Mineralogical Magazine*, 55: 447-458.
- FAURE, G. (1986) *Principles of Isotope Geology*. Nova York, John Wiley & Sons. 589p.
- FERNANDES, P.E.C.A., MONTES, M.L., BRAZ, E.R.C., MONTES, A.S.L., SILVA, L.L., OLIVEIRA, F.L.L., GHIGNONE, J.I., SIGA JR., O., CASTRO, H.E.F. (1982) Projeto RADAMBRASIL. Folha SD.23 Brasília. Rio de Janeiro, MME. 660p.
- FREI, R. & PETTKE, T. (1996) Mono-sample Pb-Pb dating of pyrrhotite and tourmaline: Proterozoic vs. Archean intracratonic gold mineralization in Zimbabwe. *Geology*, 24(9): 823-825.
- FUCK, A.R. (1994) A Faixa Brasília e a compartimentação tectônica na Província Tocantins. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO CENTRO-OESTE, 4. Brasília, SBG/núcleos Brasília e Centro-Oeste, p. 184-187.
- FUCK, R.A. (1991) Aprovada nova escala de tempo para o Pré-Cambriano. *Revista Brasileira de Geociências*, 21(2): 182-183.
- FUCK, R.A. & MARINI, O.J. (1981) O Grupo Araxá e unidades homotaxiais. In: SIMPÓSIO SOBRE O CRATON DO SÃO FRANCISCO E SUAS FAIXAS MARGINAIS. Anais. Salvador, SBG/Núcleo da Bahia, p. 118-130.
- FUCK, R.A. & MARINI, O.J. (1978) Granitos estaníferos no centro-leste de Goiás. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 30, Boletim n° 1. Recife, SBG/Núcleo Nordeste, p. 311-312.
- FUCK, R.A.; BRITO NEVES, B.B.; CORDANI, U.G.; KAWASHITA, K. (1989) Geocronologia Rb-Sr no Complexo Barro Alto, Goiás: evidência de metamorfismo de alto grau e colisão continental há 1300 Ma no Brasil central. *Geochimica Brasiliensis*, 3(2): 125-140.
- GONCHAROV, G.N.; FILATOV, S.K. (1971) The typical structural features of cassiterite from Sherlovaya Gora. *Geochemistry International*, 8(2): 268-275.
- GREAVES, G.; STEVENSON, B.G.; TAYLOR, R.G. (1971) Magnetic cassiterites from Herberton, North Queensland, Australia. *Economic Geology*, 66(3): 480-487.
- GRIGORYEV, M.F. & DOLOMANOVA, Ye. I. (1982) Thermobarogeochemistry of principal minerals in tin deposits. *International Geology Review*, 24(11): 1305-1312.
- GRUBB, P.L.C.; HANNAFORD, P. (1966) Magnetism in cassiterites - its source and paragenetic significance as exemplified by a prominent Malayan tin deposit. *Mineralium Deposita*, 1(2): 148-172.
- GULSON, B.L.; JONES, M.T. (1992) Cassiterite: Potential for direct dating of mineral deposits and a precise age for the Bushveld Complex granites. *Geology*, 20: 355-358.

- HAAPALA, I. & KINNUNEN, K. (1979) Fluid Inclusions in Cassiterite and Beryl in Greisen Veins in the Eurajoki Stock, Southwestern Finland. *Economic Geology*, 74(5): 1231-1238.
- HAMES, W.E. & BOWRING, S.A. (1994) An empirical evaluation of the argon diffusion geometry in muscovite. *Earth and Planetary Science Letters*, 124(1-4): 161-167.
- HANES, J.A. (1991) K-Ar and $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ geochronology: methods and applications. In: HEAMAN, L. & LUDDEN, J.N., eds. *Applications of Radiogenic Isotope Systems to Problems in Geology*. Toronto, Mineralogical Association of Canada, p. 27-57. (Short Course Handbook, 19).
- HANUS, V.; KRS, M. (1965) Cassiterite as a carrier of palaeomagnetism. *Nature*, 208(5011): 675-677.
- HARALY, N.L.E. & HASUI, Y. (1981) Anomalias gravimétricas e estruturas maiores do sul de Goiás. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO CENTRO-OESTE, 1. Ata. Goiânia, SBG, Núcleos Centro-Oeste e Brasília, p.73-90.
- HASUI, Y. & ALMEIDA, F.F.M. DE (1970) Geocronologia do centro-oeste brasileiro. *Boletim da Sociedade Brasileira de Geologia*, 19 (1): 5-26.
- HASUI, Y., HENNIES, W.T., IWANUCH, W. (1975) Idades potássio-argônio do Pré-cambriano da Região Centro-Norte do Brasil. *Boletim do IG/USP*, 6: 77-81.
- HASUI, Y., TASSINARI, C.C.G., SIGA JR., O., TEIXEIRA, W., ALMEIDA, F.F.M. DE, KAWASHITA, K. (1980) Datações Rb-Sr e K-Ar do centro-norte do Brasil e seu significado geológico-geotectônico. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 31. Anais. Balneário de Camboriú, SBG, v. 5, p.2659-2676.
- HOLMES, A. (1946) An estimate of the age of the earth. *Nature*, 157: 680-684.
- HORN, E.E. (1980) Carbon contents in cassiterites. In: Moh, G.H. *Ore Syntheses, Phase Equilibria Studies and Applications*. *Neues Jahrbuch für Mineralogie - Abhandlungen*, 139(2): 128-130.
- HOSKING, K.F.G. & CAMM, G.S. (1984) Summary of the Present View of the Nature and Genesis of the Cornish Stanniferous Placers of SW England. In: Wauschkuhn, A.; Kluth, C.; Zimmermann, R.A., eds. *Syngeneses and Epigenesis in the Formation of Mineral Deposits*. Berlin, Springer-Verlag, p. 260-272.
- HOUTERMANS, F.G. (1946) Die Isotopenhäufigkeiten im natürlichen Blei und das Alter des Urans. *Naturwissenschaften*, 33: 185-186, 219.
- IZORET, L.; MARNIER, G.; DUSAUSOY, Y. (1985) Caractérisation cristalochimique de la cassitérite des gisements d'étain et de tungstène de Galice, Espagne. *Canadian Mineralogist*, 23(2): 221-231.
- KANISHCHEVA, L.I. & ROMANENKO, I.M. (1977) Zoning of cassiterite in tourmaline-type tin-ore deposits of the Maritime region. *Doklady - Earth Science Sections*, 236(1-6): 176-178.
- KARWOWSKI, L. & WLODYKA, R. (1981) Stannite in the cassiterite-sulfide deposits of the Iżera Mts (Sudetes). *Acta Geologica Polonica*, 31(1-2): 41-47.
- KERRICH, R. (1991) Radiogenic Isotope Systems Applied to Mineral Resources. In: Heaman, L. & Ludden, J.N. (eds.): *Short Course Handbook on Applications of Radiogenic Isotope Systems to Problems in Geology*. Mineralogical Association of Canada, Toronto, p. 365-421.
- KHVOSTOVA, V.A.; LEBEDEVA, S.I.; MAKSIMOVA, N.V. (1983) Tin-bearing tantaloniobates and their typomorphic features. Rare minerals of the tin-bearing tantaloniobates group. *International Geology Review*, 25(8): 922-932.
- KIRSCHNER, D.L.; COSCA, M.A.; MASSON, H.; HUNZIKER, J.C. (1996) Staircase $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ spectra of fine-grained white mica: constraints on argon diffusion. *Geology*, 24(8): 747-750.
- KLEIN, C.; HURLBUT, C.S. (1993) *Manual of mineralogy: after James D. Dana*. 21 ed. Nova Iorque, John Wiley & Sons. 681 p.
- KUYUMJIAN, R.M. (1994a) Geologia da Sequência Mara Rosa na região de Chapada, Goiás. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO CENTRO-OESTE, 4. Brasília, SBG/núcleos Brasília e Centro-Oeste, p. 142-143.
- KUYUMJIAN, R.M. (1994b) Geoquímica e significado geotectônico dos anfíbolitos da Sequência Mara Rosa, região de Chapada, Goiás. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO CENTRO-OESTE, 4. Brasília, SBG/núcleos Brasília e Centro-Oeste, p. 145-147.
- KUYUMJIAN, R.M. & DIAS, R.R. (1991) Anfíbolitos proterozóicos de Goiás, Brasil: representantes de vulcanismo basáltico de arcos magmáticos? *Geochimica Brasiliensis*, 5(1-2): 35-44.
- LAUGHLIN, A. W. (1969) Excess radiogenic argon in pegmatite minerals. *Journal of Geophysical Research*, 74(27): 6684-6690.

- LAWRENCE, L.J. (1960) A cassiterite pseudomorph after quartz from Torrington, New South Wales. *The American Mineralogist*, 45(5-6): 715-717.
- LAWRENCE, L.J. (1957) An unusual cassiterite paragenesis and its genetic implications. *The Mineralogical Magazine*, 31(236): 402-406.
- LEBEDEV, L.M. (1967) *Metacolloids in endogenic deposits*. Nova Iorque, Plenum Press. 298p.
- LEDERER, C.M.; HOLLANDER, J.M.; PERLMAN, I. (1967) *Table of isotopes* (6^a ed.) Nova York, John Wiley & Sons. 594p.
- LEHMANN, B. (1990) *Metallogeny of tin*. Berlin, Springer-Verlag. 211 p. (Lecture Notes in Earth Sciences, 32).
- LINNEN, R.L.; WILLIAMS-JONES, A.E.; MARTIN, R.F. (1992) Evidence of magmatic cassiterite mineralization at the Nong Sua aplite-pegmatite complex, Thailand. *The Canadian Mineralogist*, 30, part 3: 739-761.
- LINNEN, R.L. & WILLIAMS-JONES, A.E. (1991) Magmatic cassiterite mineralization at Nong Sua, Thailand. In: Pagel, M. & Leroy, J.L., eds. *Source, Transport and Deposition of Metals*. Rotterdam, A.A. Balkema, p. 767-770.
- LUDWIG, K.R. & COOPER, J.A. (1984) Geochronology of Precambrian granites and associated U-Ti-Th mineralization, northern Olary province, South Australia. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 86: 298-308.
- LUFKIN, J.L. (1977) Chemistry and mineralogy of wood-tin, Black Range, New Mexico. *American Mineralogist*, 62(1-2): 100-106.
- LUFKIN, J.L. (1976) Oxide minerals in miarolitic rhyolite, Black Range, New Mexico. *The American Mineralogist*, 61(5-6): 425-430.
- MARINI, O.J. & BOTELHO, N.F. (1986) A província de granitos estaníferos de Goiás. *Revista Brasileira de Geociências*, 16(1): 119-131.
- MARINI, O.J., BOTELHO, N.F., MACAMBIRA, M.J.B., PROVOST, A. (1985) Idade do Granito Pedra Branca (Goiás) e possíveis implicações geotectônicas. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO CENTRO-OESTE, 2. Ata. Goiânia, SBG/Núcleo Centro-Oeste, p.90-105.
- MARINI, O.J., FUCK, R.A., DANNI, J.C., DARDENNE, M.A. (1981) A evolução geotectônica da Faixa Brasília e do seu embasamento. In: SIMPÓSIO SOBRE O CRATON DO SÃO FRANCISCO E SUAS FAIXAS MARGINAIS. Anais. Salvador, SBG, Núcleo da Bahia, p. 100-115.
- MARINI, O.J., FUCK, R.A., DARDENNE, M.A., DANNI, J.C.M. (1984) Província Tocantins - setores Central e Sudeste. In: F.F.M. Almeida & Y. Hasui (coords.) *O Pré-Cambriano do Brasil*. Edgard Blücher, São Paulo, p.205-264.
- MARINI, O.J., LIBERAL, G.S., REIS, L.T., TRINDADE, C.A., SOUZA, S.L. (1978) Nova unidade litoestratigráfica do Pré-Cambriano do estado de Goiás. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 30. Boletim 1. Recife, p.126-127.
- MEZGER, K.; HANSON, G.N.; BOHLEN, S.R. (1989) High-precision U-Pb ages of metamorphic rutile: application to the cooling history of high-grade terranes. *Earth and Planetary Science Letters*, 96:106-118.
- MITROFANOV, N.P. & STOLYAROV, I.S. (1982) Comparative description of tin-bearing skarns of the Ladoga region and Central Asia. *International Geology Review*, 24(11): 1299-1304.
- MIYAHISA, M. (1968) Lattice constants of cassiterites. *Mineralogical Abstracts*, 19(2): 141.
- MOH, G.H. (1982) The mineralogy and geochemistry of the IVb group elements. In: Evans, A.M. (ed.) *Metallization Associated with acid magmatism*, v. 6. John Wiley & Sons.p. 221-228.
- MÖLLER, P.; DULSKI, P. (1983) Fractionation of Zr and Hf in cassiterite. *Chemical Geology*, 40(1-2): 1-12.
- MÖLLER, P.; DULSKI, P.; SZACKI, W.; MALOW, G. RIEDEL, E. (1988) Substitution of tin in cassiterite by tantalum, niobium, tungsten, iron and manganese. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 52(6): 1497-1503.
- MONTANHEIRO, T.J. (1994) *Estudo comparativo de amostragem em furos de sondagem e galerias para pesquisa de cassiterita no Pegmatito Xupé - Monte Alegre de Goiás, GO*. São Paulo, 122p. (Dissertação - Mestrado) - Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo.
- MOORE, F. & HOWIE, R.A. (1979) Geochemistry of some Cornubian Cassiterites. *Mineralium Deposita*, 14(1): 103-107.
- NEKRASOV, I. Ya. & NEKRASOVA, R.A. (1978) First cassiterite find in Kimberlite. *Doklady - Earth Science Sections*, 243(1-6): 143-146.
- NGOAN, N.V. (1980) Specific morphological features of cassiterites from Chungtam Area (North Viet Nam). *Moscow University Geology Bulletin*, 35(1): 74-81.

- NILSON, A.A., BOTELHO, N.F. & FERREIRA F^o, C.F. (1994) Rifting crustal meso-proterozoic in the center-north of Goiás. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 38. Boletim de Resumos Expandidos. Balneário de Camboriú, SBG, v. 1, p.258-259.
- OEN, I.S.; KÖRPERSHOEK, H.R.; KIEFT, C.; LUSTENHOUWER, W.J. (1982) A microprobe study of rutile, cassiterite, wolframite and sulfides in the Morro Potosí greisen, Rondônia, Brazil. *Neues Jahrbuch für Mineralogie - Monatshefte*, 4: 175-191.
- OGUNBAJO, M.I. (1993) The mineralogy and geochemistry of some cassiterite from the Younger Granite Province of the Jos Plateau, Nigeria. *Journal of African Earth Sciences*, 16(4): 465-472.
- OVERSBY, V.M. (1975) Lead isotopic systematics and ages of Archaean acid intrusives in the Kalgoorlie-Norseman area, Western Australia. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 39(8): 1107-1125.
- PADILHA, J.L. & LAGUNA, A.M.G. (1981) Geologia dos granitos da Pedra Branca, Mocambo, Mangabeira e Serra do Mendes. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO CENTRO-OESTE, 1. Ata. Goiânia, SBG, Núcleos Centro-Oeste e Brasília, p.622-641.
- PECKETT, A. (1992) The colours of opaque minerals. Chichester, John Wiley & Sons. 471p.
- PERKINS, C. (1996) ⁴⁰Ar/³⁹Ar age constraints on deformation and mineralization, Rosebery Zn-Pb-Cu and Mount Lyell Cu deposits, Tasmania, Australia. *Mineralium Deposita*, 31(1-2): 71-83.
- PIMENTEL, M.M. & FUCH, R.A. (1994) Geocronologia Rb-Sr da porção sudoeste do Maciço de Goiás. *Revista Brasileira de Geociências*, 24(2): 104-111.
- PIMENTEL, M.M. & FUCH, R.A. (1992) Neoproterozoic crustal accretion in central Brazil. *Geology*, 20(4): 375-379.
- PIMENTEL, M.M. & FUCH, R.A. (1991) Origin of orthogneiss and metavolcanic rock units in western Goiás: neoproterozoic crustal accretion. *Geochimica Brasiliensis*, 5(1-2): 133-152.
- PIMENTEL, M.M. & FUCH, A.R. (1987) Origem e evolução das rochas metavolcânicas e metaplutônicas da região de Arenópolis (GO). *Revista Brasileira de Geociências*, 17(1): 2-14.
- PIMENTEL, M.M. & FUCH, A.R. (1986) Geologia da sequência vulcano-sedimentar de Arenópolis, Goiás. *Revista Brasileira de Geociências*, 16(2): 217-223.
- PIMENTEL, M.M.; FUCH, R.A.; CORDANI, U.G.; KAWASHITA, K. (1985) Geocronologia de rochas graníticas e gnáissicas da região de Arenópolis-Piranhas, Goiás. *Revista Brasileira de Geociências*, 15(1): 3-8.
- PIMENTEL, M.M.; FUCH, R.A.; SILVA, L.J.H.D. (1996) Dados Rb-Sr e Sm-Nd da região de Jussara-Goiás-Mossamedes (GO), e o limite entre terrenos antigos do maciço de Goiás e o arco magmático de Goiás. *Revista Brasileira de Geociências*, 25(2): 61-70.
- PIMENTEL, M.M., HEAMAN, L., FUCH, A.R., MARINI, O.J. (1991) U-Pb zircon geochronology of Precambrian tin-bearing continental-type acid magmatism in central Brazil. *Precambrian Research*, 52: 321-335.
- PLIMER, I.R.; LU, J. KLEEMAN, J.D. (1991) Trade and rare earth elements in cassiterite - sources of components for the tin deposits of the Mole granite, Australia. *Mineralium Deposita*, 26: 267-274.
- QUEEN, M.; HEAMAN, L.M.; HANES, J.A.; ARCHIBALD, D.A.; FARRAR, E. (1996) ⁴⁰Ar/³⁹Ar phlogopite and U-Pb perovskite dating of lamprophyre dykes from the eastern Lake Superior region: evidence for a 1.14 Ga magmatic precursor to Midcontinent Rift volcanism. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 33(6): 958-965.
- RAMDOHR, P. (1980) The ore minerals and their intergrowths. 2 ed. Oxford, Pergamon Press. 2 v., 1207p.
- REIS NETO, J.M. (1983) Evolução Geotectônica da Bacia do Alto Tocantins, Goiás. São Paulo. (Dissertação - Mestrado) - Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo.
- REIS NETO, J.M. (1981) O Granito Serra da Mesa. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO CENTRO-OESTE, 1. Ata. Goiânia, SBG, Núcleos Centro-Oeste e Brasília, p.606-619.
- REIS NETO, J.M. & CORDANI, U.G. (1984) Influência do evento geodinâmico brasileiro nos resultados radiométricos do centro-oeste brasileiro. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 33. Anais. Rio de Janeiro, SBG, v. 5, p.2276-2288.

- RICHARDS, J.P.; KROGH, T.E.; SPOONER, E.T.C. (1988) Fluid Inclusion Characteristics and U-Pb Rutile Age of Late Hydrothermal Alteration and Veining at the Musoshi Stratiform Copper Deposit, Central African Copper Belt, Zaire. *Economic Geology*, 83: 118-139.
- RODDICK, J.C. & CHAPMAN, H.J. (1991) $^{207}\text{Pb}^*/^{206}\text{Pb}^*$ dating by zircon evaporation: mechanism of Pb loss. *Eos*, 72: 531.
- ROMER, R.L. & LEHMANN, B. (1995) U-Pb Columbite Age of Neoproterozoic Ta-Nb Mineralization in Burundi. *Economic Geology*, 90: 2303-2309.
- ROMER, R.L. & SMEDS, S-A. (1997) U-Pb columbite chronology of post kinematic Palaeoproterozoic pegmatites in Sweden. *Precambrian Research*, 82: 85-99.
- ROMER, R.L. & SMEDS, S-A. (1994) Implications of U-Pb ages of columbite-tantalites from granitic pegmatites for the Palaeoproterozoic accretion of 1.90-1.85 Ga magmatic arcs to the Baltic Shield. *Precambrian Research*, 67: 141-158.
- ROMER, R.I. & WRIGHT, J.E. (1992) U-Pb dating of columbites: A geochronologic tool to date magmatism and ore deposits. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 56: 2137-2142.
- SATO, K.; TASSINARI, C.C.G.; KAWASHITA, K.; PETRONILHO, L. (1995) O Método Geocronológico Sm/Nd no IG/USP e suas aplicações. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, 67(3): 313-336.
- SCHANDL, E.S.; DAVIS, D.W.; KROGH, T.E. (1990) Are the alteration halos of massive sulfide deposits syngenetic? Evidence from U-Pb dating of hydrothermal rutile at the Kidd volcanic center, Abitibi subprovince, Canada. *Geology*, 18: 505-508.
- SCHÄRER, U.; KROGH, T.E.; GOWER, C.F. (1986) Age and evolution of the Grenville Province in eastern Labrador from U-Pb systematics in accessory minerals. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 94: 438-451.
- SCHNEIDER, H. -J.; DULSKI, P.; LUCK, J.; MÖLLER, P. VILLALPANDO, A. (1978) Correlation of Trace Element Distribution in Cassiterites and Geotectonic Position of their Deposits in Bolivia. *Mineralium Deposita*, 13(1): 119-122.
- SHARKO, E.D. (1971) Nature and properties of varlamoffite (oxidation products of stannite). *International Geology Review*, 13(4): 603-614.
- SHIREY, S.B. (1991) The Rb-Sr, Sm-Nd and Re-Os systems: a summary and comparison of their applications to cosmochemistry and geochronology of igneous rocks. In: Heaman, L. & Ludden, J.N., eds. *Applications of Radiogenic Isotope Systems to Problems in Geology*. Toronto, Mineralogical Association of Canada, p. 103-166.
- SILBERMAN, M.L.; BERGER, B.R.; KOSKI, R.A. (1974) K-Ar Age Relations of Granodiorite Emplacement and Tungsten and Gold Mineralization near the Getchell Mine, Humboldt County, Nevada. *Economic Geology*, 69: 646-656.
- SILVA, L.J.H.D-R.; FUCK, R.A.; FERREIRA FILHO, C.F.; NILSON, A.A. (1996) The Niquelândia layered intrusion and underthrusting in the Brasília Fold Belt. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 39., Salvador, 1996. *Anais. Salvador, SBG*, v. 6, p.87-91.
- STACEY, J.S. & KRAMERS, J.D. (1975) Approximation of terrestrial lead isotope evolution by a two-stage model. *Earth and Planetary Science Letters*, 26: 207-221.
- STEIGER, R.H. & JÄGER, E. (1977) Subcommittee on geochronology: Convention on the use of decay constants in geo- and cosmochemistry. *Earth and Planetary Science Letters*, 36: 359-362.
- SWART, P.K. & MOORE, F. (1982) The occurrence of uranium in association with cassiterite, wolframite, and sulphide mineralization in South-West England. *Mineralogical Magazine*, 46(339): 211-215.
- TASSINARI, C.C.G., SIGA JR., O., TEIXEIRA, W. (1981) Panorama geocronológico do centro-oeste brasileiro: soluções problemáticas e sugestões. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO CENTRO-OESTE, 1. Ata. Goiânia, SBG, Núcleos Centro-Oeste e Brasília, p.93-114.
- TAYLOR, R.G. (1979) *Geology of tin deposits*. Amsterdã, Elsevier. 543 p. (Developments in Economic Geology, 11)
- TORQUATO, J.R. & KAWASHITA, K. (1994) O método Rb/Sr. *Revista de Geologia*, 7: 91-124.
- TORQUATO, J.R. & KAWASHITA, K. (1992) O método K/Ar. *Revista de Geologia*, 5: 177-207.
- TURAKI, U.M. & PASTOR, J. (1985) Supergene cassiterite in Tibchi-Yelli Younger Granite complex. *Journal of African Earth Sciences*, 3(1/2): 276-277.

- TURPIN, L.; MARUEJOL, P.; CUNEY, M. (1988) U-Pb, Rb-Sr and Sm-Nd chronology of granitic basement, hydrothermal albitites and uranium mineralization (Lagoa Real, South-Bahia, Brazil). *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 98:139-147.
- VIANA, M.G. & PIMENTEL, M.M. (1995) Resultados isotópicos Rb-Sr e geoquímicos para rochas da região da Mara Rosa - GO. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO CENTRO-OESTE, 5. Anais, Programa, Resumos Expandidos. Goiânia, SBG/núcleos Centro-Oeste e Brasília, p.115-118.
- VIANA, M.G. & PIMENTEL, M.M. (1994) Dados geoquímicos e isotópicos preliminares para rochas metavulcânicas e metaplutônicas da região de Mara Rosa. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO CENTRO-OESTE, 4. Atas. Brasília, SBG/núcleos Brasília e Centro-Oeste, p.148-151.
- VORONINA, L.B.; GAYDUKOVA, V.S.; DOBROVOL'SKAYA, N.V.; KOROVUSHKIN, V.V. (1978a) Forms of occurrence of iron in cassiterite. *Geochemistry International*, 15(5): 128-143.
- VORONINA, L.B.; GAYDUKOVA, V.S.; DUBINCHUK, V.T. (1978b) Microinclusions of aluminum-bearing minerals in cassiterite. *Doklady - Earth Science Sections*, 240(1-6): 193-196.
- WALTON, H.F. & ROCKLIN, R.D. (1990) Ion exchange in analytical chemistry. Boca Raton, CRC Press. 229p.
- WETHERILL, G.W. (1966) Radioactive decay constants and energies. In: Clarke Jr., S.E.: *Handbook of Physical Constants*, pp. 514-519. (Geological Society of America Memoir, 97, 587p.)
- WIJBRANS, J.R. & McDOUGALL, I. (1986) $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating of white micas from the Alpine high-pressure metamorphic belt of Naxos (Greece): resetting of the argon isotopic system. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 93(2): 187-194.
- WILLIAMSON, J.H. (1968) Least-squares fitting of a straight line. *Canadian Journal of Physics*, 46: 1845-1847.
- ZAGRUZINA, I.A.; PINSKII, E.M.; SAVINOVA, I.B. (1987) Uranium in cassiterite of tin deposits. *International Geology Review*, 29(1): 94-109.
- ZARTMAN, R.E. & DOE, B.R. (1981) Plumbotectonics - The model. *Tectonophysics*, 75: 135-162.
- ZARTMAN, R.E. & HAINES, S.M. (1988) The plumbotectonic model for Pb isotopic systematics among major terrestrial reservoirs - a case for bi-directional transport. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 52: 1327-1339.

ANEXO

SUC-1

Granitóide cinza-claro, leucocrático, de textura fanerítica média inequigranular, cortado por veios de cerca de 1,0 a 2,0 mm de espessura.

Compõem a rocha cristais de microclínio e de plagioclásio, predominantemente subédricos, cujas dimensões variam de 0,3 a 4 mm. Ocupa os espaços intercristalinos um agregado em mosaico de quartzo, essencialmente, com quantidades menores de microclínio e plagioclásio, cuja granulação atinge desde 0,1 até 1,0 mm. Os contatos entre as fases são planos até levemente suturados.

O microclínio exibe pertitas de substituição e do tipo *string*, esta mais rara. O primeiro tipo denota albitização pronunciada do feldspato alcalino.

A composição do plagioclásio situa-se no intervalo albita-oligoclásio. Esta fase mineral apresenta-se zonada, exibe sericitização incipiente e mostra, por vezes, as maclas da albita dobradas. Pode ocorrer inclusa no microclínio.

Os máficos presentes na rocha são a biotita, na maior parte das vezes total ou parcialmente substituída por clorita e opacos, e a clorita propriamente dita. A biotita ocorre também inclusa no microclínio e no plagioclásio.

Tem-se fluorita como fase acessória.

A rocha é cortada por zonas de cisalhamento discretas, onde a granulação é muito fina (0,1 mm em média) e os minerais fíltosos assumem orientação plano-paralela.

Compõem os veios quartzo, fluorita e proporções extremamente pequenas de biotita.

A albita e o quartzo ocorrem também na forma de microvenulações, que cortam os feldspatos. A albita é muito comum também configurando bordas nos feldspatos alcalinos.

PLAGIOCLÁSIO: relevo menor do que o do quartzo; sinais óticos (+) e (-). Ângulos de extinção: 12-13, 17-17, 13-14, 15-15, 14-15, 14-16. Albita-oligoclásio.

BIOTITA MONZOGRANITO

SUC-2

Granitóide cinza-claro, leucocrático, de textura fanerítica média inequigranular hipidiomórfica, cortado por veios milimétricos a centimétricos.

As dimensões dos cristais variam de 0,2 a 4,0 mm. Os de plagioclásio são predominantemente subédricos, enquanto que os de feldspato alcalino são subédricos a anédricos e os de quartzo, anédricos. Os contatos entre os grãos são do tipo suturado.

O plagioclásio, predominante na rocha, tem seu teor de anortita no intervalo albita-oligoclásio. Exibe maclas de deformação e maclas dobradas.

Os feldspatos alcalinos encontram-se completamente substituídos por albita, exibindo maclas da albita extremamente finas e desencontradas.

Como fase varietal tem-se a biotita, que ocorre em agregados de diminutas palhetas (0,1 mm) de orientação aleatória e apresenta substituição incipiente por clorita. Ocorre também clorita como fase independente.

Como acessórios tem-se allanita, apatita e fluorita, a última via de regra associada à biotita ou inclusa nos plagioclásios.

PLAGIOCLÁSIO: Ângulos de extinção: 17-18 (+), 3-3 (+) - albita.

MONZOGRANITO ALBITIZADO

SUC-3

Granitóide cinza-médio, leucocrático, de textura fanerítica média microporfírica. A rocha exibe foliação definida por agregados de micas de textura fina orientados plano-paralelamente, de maneira a configurar finas bandas milimétricas a submilimétricas, descontínuas e sigmoidais.

Os microporfiroclastos (0,5 a 3 mm), predominantemente subédricos, compõem-se quase exclusivamente de feldspato alcalino do tipo microclínio, que exibe albitização incipiente e pertitas em *stringlets*, bem como leve recristalização e substituição por muscovita nas suas bordas.

O plagioclásio, que ocorre em proporção bastante subordinada, é do tipo albita-oligoclásio, e mostra-se sericitizado.

A matriz dos porfiroclastos é constituída por um agregado quartzo-feldpático em mosaico, com largo predomínio do quartzo, cujos grãos e subgrãos apresentam dimensões entre 0,05 e 1,0 mm.

A natureza dos contatos entre as fases quartzo-feldspáticas é lobada a suturada nos micropórfiros e predominantemente plana entre os grãos da matriz.

Como varietal ocorre a biotita, que não raro mostra feições de substituição por um agregado de granulação muito fina de muscovita/sericita acompanhada por opacos anédricos. A muscovita é originária exclusivamente da deformação.

Allanita, zircão e fluorita são as fases acessórias. A fluorita ocorre associada ao quartzo intercrystalino, onde mostra-se orientada, como microvenulações juntamente com epidoto, e inclusa no plagioclásio.

SIENOGRAITO

SUC-4

Granitóide cinza-claro, leucocrático, de textura fanerítica média microporfírica, que apresenta enclave cinza-escuro, microcristalino, de forma elipsoidal.

A hospedeira do enclave é essencialmente a mesma que SUC-3, exceto pela abundância ligeiramente maior de plagioclásio.

O enclave é constituído por um agregado em mosaico de quartzo, albita e feldspato alcalino, cujos cristais são da ordem de 0,05 a 1,0 mm. Apresenta microporíroclastos de plagioclásio e feldspato alcalino de cerca de 1,0 mm em média. São abundantes os subgrãos. Da mesma forma que a rocha hospedeira. As micas mostram orientação plano-paralela.

Em termos composicionais, difere da hospedeira na proporção entre plagioclásio e feldspato alcalino, sendo o primeiro predominante, e pela maior abundância de biotita, quartzo e fluorita. Apresenta também allanita como acessório.

O enclave pode ser classificado como um BIOTITA MONZOGRAITO.

PF-2

Granitóide branco-acinzentado, de textura fina inequigranular, que exhibe foliação definida pela concentração de micas. Compõe-se basicamente de quartzo, feldspatos e muscovita.

As dimensões dos cristais variam de 0,05 a 2,0 mm. Os feldspatos, representados por albita e microclínio, são subédricos e mostram-se extensivamente fraturados, com contatos desde planos, côncavo-convexos até levemente suturados. O microclínio exhibe albitização incipiente.

O quartzo é abundante e ocorre na forma de agregados de grãos e subgrãos poligonizados de contatos planos e côncavo-convexos, cuja dimensão média é de 0,5 mm. Exhibe fraca extinção ondulante.

A muscovita ocorre na forma de palhetas bem formadas grosseiramente orientadas plano-paralelamente, que se concentram em níveis submilimétricos descontínuos. Suas dimensões variam de 0,1 a 1,0 mm.

Como acessório, ocorre apatita abundante.

MONZOGRAITO

PF-5

Granitóide de cor rosa-esverdeada e textura média inequigranular. A rocha exhibe foliação conferida pela orientação plano-paralela de micas.

Compõem a rocha cristais de microclínio e oligoclásio com dimensões variáveis entre 1,0 e 2,0 mm, predominantemente subédricos, dispersos numa matriz quartzo-feldspática fortemente recristalizada. Os cristais da matriz apresentam-se tanto sob a forma de diminutos grãos e subgrãos como de cristais estirados que, juntamente com muscovita orientada plano-paralelamente, conferem marcante xistosidade à rocha.

O microclínio exhibe uma textura "malhada" e estabelece contatos lobados a suturados com as demais fases. O plagioclásio preserva via de regra sua forma, e mostra orientação incipiente dos seus eixos C. Seus contatos com as outras fases variam de planos ou côncavo-convexos, predominantemente, a levemente suturados. O quartzo ocorre exclusivamente na matriz, na maior parte das vezes fortemente estirado. A muscovita ocorre como grandes palhetas de até 2,0 mm de comprimento perfeitamente paralelizadas.

Como acessórios, a rocha apresenta cassiterita, fluorita e apatita abundante.

PF-7

Granitóide leucocrático branco-esverdeado, de estrutura xistosa e granulação fina inequigranular cortado por veio pegmatóide.

Compõem a rocha essencialmente microclínio, oligoclásio e quartzo, que se apresentam como grãos diminutos, anédricos a subédricos, de contornos irregulares e contatos suturados. O fraturamento dos cristais é uma feição bastante comum. O microclínio apresenta textura "malhada", denotativa de albitização, a qual se verifica também na forma de bordas precipitadas sobre o microclínio.

A muscovita é o único varietal presente; dispõe-se segundo planos grosseiramente paralelos e muito descontínuos. Como acessório ocorre cassiterita. A proporção modal das fases sugere uma composição

MONZOGRAÍTICA

O veio compreende basicamente a mesma mineralogia da hospedeira, diferindo desta por apresentar cassiteritas disseminadas e pelo fato de possuir alguns pórfiros, principalmente de microclínio, que atingem dimensões de até 1,0 cm. Nas imediações do veio a rocha hospedeira também apresenta disseminações de cassiterita.

PF-9

Granitóide de cor verde-rosada, estrutura xistosa e granulação fina, com dimensões de grão variando entre 0,15 e 1,0 mm.

Compõem a rocha essencialmente topázio e quartzo, em arranjo granoblástico, além de muscovita de orientação aleatória concentrada em níveis paralelos mal-definidos.

Observa-se como acessório uma fase rômica substituída por um agregado criptocristalino de coloração esverdeada e ocre, cuja ocorrência transcende os limites dos grãos e acompanha a estrutura da rocha, ocorrendo inclusive ao longo das clivagens da muscovita. O contorno do mineral se mostra preservado em função da ocorrência de uma fase opaca nas suas bordas. Trata-se de arsenopirita substituída por escorodita.

Ainda como acessórios ocorrem fluorita e cassiterita, esta última extremamente subordinada.

PF-12

Granitóide rosa-acinzentado claro, leucocrático, de textura equigranular hipidiomórfica média a grossa, porfírica.

Os pórfiros são subédricos, com 1,0 a 8,0 mm de dimensão, e compreendem predominantemente microclínio, além de oligoclásio em proporção subordinada. O microclínio apresenta forte exsolução em filetes (*stringlets*) e de substituição, e pode conter plagioclásio como inclusão. A albita ocorre como bordas sobre o microclínio.

Compõem a matriz da rocha um agregado em mosaico de cristais com dimensão média de 0,2 mm, representados predominantemente por quartzo e, subordinadamente, pelo microclínio e oligoclásio. O quartzo exibe uma tonalidade azulada macroscopicamente.

As micas brancas distinguem-se em dois tipos: uma na forma de cristais primários de muscovita e outro como agregados lenticulares microcristalinos oriundos da alteração de feldspatos, especialmente nas suas bordas.

Ocorre biotita em proporção muito inferior a 1%. Como acessório tem-se fluorita.

GROT-2

Rocha de aspecto bandado em que se alternam níveis centimétricos brancos, de textura fina, e cinza-claros, de textura fina à média.

As bandas brancas da rocha são compostas por plagioclásio, cujos eixos *C* acham-se em perfeita orientação paralela e atingem dimensões máximas de 0,5 mm. O quartzo ocorre em proporções extremamente subordinadas. As bandas cinzas diferem das brancas pela granulação maior (cristais da ordem de 1,0 mm), pela maior abundância de quartzo e pela presença de muscovita *fish*. O quartzo mostra-se estirado.

A rocha exibe duas foliações, aparentemente um conjunto *sc*, o que se caracteriza muito bem pela deformação das muscovitas. Exibe ainda recristalização pronunciada revelada pelos contatos suturados dos cristais e pela abundância de subgrãos.

Fluorita azul e cassiterita ocorrem disseminadas em ambas as bandas.

FXS5-2

Clorita-muscovita-quartzo xisto cinza, de brilho sedoso e granulação fina em que a muscovita marca a foliação e o quartzo pode apresentar-se sob a forma de grãos ou de agregados microcristalinos lenticulares.

Os opacos, representados pela magnetita, são pouco abundantes e ocorrem sob a forma de cristais subédricos fraturados e corroídos concentrados em diminutas lentes concordantes com a foliação.

A muscovita ocorre submilimetricamente interestratificada com clorita, sendo a primeira predominante.

FIS2-2

Rocha de cor cinza-clara e textura fina apresentando porfiroblastos de tom cinza-esverdeado-escuro e dimensões variando entre 1,0 e 4,0 mm.

Rocha composta por grãos de quartzo e plagioclásio de granulação extremamente variada (0,8 a 0,15 mm), muito fraturados e moldos segundo planos de orientação sistemática, dispersos numa finíssima matriz sericítica orientada.

O plagioclásio exibe sericitização e, localizadamente, alteração para clinozoizita.

Os porfiroblastos de granada também exibem forte fraturamento, cujos planos apresentam-se cloritizados.

A presença pretérita de biotita é inferida pela existência de opacos com hábito em palheta, provavelmente pseudomórficos sobre esta fase.

Observam-se cristais de zircão arredondados.

É expressiva a ocorrência de magnetita.
SERICITA-QUARTZO XISTO

FIS2-4

Milonito cinza, de composição granodiorítica. Exibe granulação média e foliação definida pelo estiramento do quartzo e pela orientação plano-paralela dos filossilicatos.

A granulação da rocha é extremamente variável, estando compreendida no intervalo de 0,05 a 4,0 mm. Seus grãos apresentam formas anédricas de contornos extremamente irregulares e contatos fortemente suturados que, juntamente com a abundância de subgrãos, sugerem intensa recrystalização dinâmica. Compõem estes cristais quartzo, plagioclásio, ortoclásio e microclínio.

As fases quartzo-feldspáticas encontram-se envolvidas por agregados de granulação muito fina de muscovitas orientadas concentradas em níveis paralelos mal-definidos aos quais se associa clinozoizita.

O quartzo pode ocorrer ainda como fase de segregação metamórfica, na forma de grandes cristais estirados, com extinção ondulante pronunciada e contatos suturados.

O plagioclásio exibe sericitização marcante.

Ocorre ainda biotita primária de coloração esverdeada que apresenta agulhas de rutilo(?).

Como acessórios ocorrem zircões arredondados com halos pleocróicos e opacos anédricos envolvidos por bordas de material silicático.

FIS2-5

Milonito de composição granodiorítica, cor branca e granulação fina à média. Exibe um aspecto bandado.

Compõem a rocha raros microporíroclastos (1 a 3 mm) de plagioclásio e feldspato alcalino dispersos numa matriz fina (< 1 mm), extremamente recrystalizada, em que os grãos mostram-se anédricos e com contatos suturados, e os subgrãos são abundantes. Compõem esta matriz plagioclásio, feldspato alcalino e quartzo.

O plagioclásio é a andesina e exibe sericitização pronunciada, enquanto que o feldspato alcalino ocorre na forma de ortoclásio e microclínio.

Grandes cristais de quartzo, comparáveis aos microporíroclastos em dimensão, mostram estiramento e extinção ondulante fortes, consistindo em produtos de segregação.

Os máficos são representados unicamente pela biotita, que ocorre rara e localizadamente e exibe intensa alteração para clorit. A muscovita é de origem secundária, distribuindo-se segundo bandas submilimétricas descontínuas. É pouco abundante.

Os opacos são anédricos e ocorrem em proporção muito subordinada.

FAS18-3

Muscovita monzogranito branco, leucocrático, de granulação média inequigranular, hipidiomórfico.

A rocha é composta essencialmente de oligoclásio subédrico e de ortoclásio e quartzo anédricos, todos exibindo contatos lobados a suturados e dimensões entre 0,5 e 5,0 mm. O microclínio ocorre subordinado.

Agregados em mosaico de grandes cristais de quartzo, com leve extinção ondulante e contatos desde côncavo-convexos a suturados evidenciam segregação desta fase.

A muscovita é a única fase varietal e a turmalina negra euédrica é acessória.

FGS5-1

Granitóide cinza, leucocrático, de textura fanerítica média, hipidiomórfica e equigranular. As dimensões dos cristais variam de 0,5 a 3,0 mm.

Os grãos exibem contatos fortemente suturados, e aqueles que ocupam posições intercristalinas mostram-se recrystalizados, como é evidenciado pelo arranjo em mosaico, granulação fina e abundância de subgrãos.

O plagioclásio, subédrico, é a fase predominante. Sua composição localiza-se no intervalo da andesina. Exibe zonação, fina sericitização extremamente incipiente e discreta distorção da macla da albita em alguns cristais.

O feldspato alcalino, predominantemente anédrico, ocorre como ortoclásio e como microclínio, e não apresenta pertitas.

O quartzo é anédrico e exibe fraca extinção ondulante.

Tanto o plagioclásio quanto o feldspato alcalino e o quartzo ocorrem intercristalinamente.

As fases máficas são representadas por biotita, inteiramente cloritizada, e por muscovita, largamente predominante sobre a primeira. Como acessório tem-se turmalina negra.

BIOTITA-MUSCOVITA GRANODIORITO

FGS5-2

Granitóide de coloração heterogênea, variando do cinza ao vermelho-came, leucocrático, de textura fanerítica média inequigranular. A granulação varia de 0,2 a 3,0 mm.

A textura é cataclástica, com predomínio de cristais anédricos de contatos fortemente suturados, abundantes subgrãos e extinção ondulante no quartzo. Presença de mirmequitos e importante sericitização do plagioclásio. Ligeira distorção das maclas da albita. Localizadamente ocorrem agregados de grandes cristais (0,1 mm em média) de quartzo com contatos suturados e fraca extinção ondulante, o que evidencia cristalização posterior à cataclase mais intensa.

A composição mineral da rocha é basicamente plagioclásio, feldspato alcalino, quartzo, muscovita e biotita. O plagioclásio é a única fase que mantém uma tendência à subedria, e pode ser classificado como andesina. O feldspato alcalino ocorre como ortoclásio, predominantemente, e como microclínio.

Os grandes cristais de muscovita apresentam orientação aleatória, enquanto que os de grã fina, produtos da cataclase, tendem a dispor-se segundo bandfas submilimétricas descontínuas, de configuração sigmoidal. Ao longo de algumas destas bandas há concentrações de magnetitas euédricas.

Possíveis cristais reliquiais de biotita apresentam-se completamente cloritizados.

MUSCOVITA GRANODIORITO

FGS5-3

Granitóide branco, leucocrático, de textura fanerítica média microporfirítica. Os pórfiros possuem dimensões de 0,5 a 3,0 mm, contatos suturados e bordas extensamente recrystalizadas. Também o material da matriz, composto por um arranjo em mosaico de grãos e subgrãos da ordem de 0,05 mm ou menores, mostra forte recrystalização. Compõem a mineralogia essencial plagioclásio, feldspato alcalino e quartzo, enquanto que a muscovita constitui a única fase varietal e a turmalina é acessória.

A fase predominante é o plagioclásio subédrico do tipo andesina, que exibe finas maclas da albita com distorções e *kinks* freqüentes, além de maclas da periclina. Apresenta finíssima sericitização.

O quartzo ocorre ainda como fase de segregação metamórfica, constituindo agregados lenticulares de cristais da ordem de 1,0 mm sem extinção ondulante.

O feldspato alcalino, essencialmente anédrico, é do tipo ortoclásio. Mostra exsolução incipiente na forma de raras perititas em filetes.

A muscovita ocorre em duas gerações distintas: uma primária de grandes cristais bem formados, sem orientação preferencial, cujos grãos são freqüentemente envolvidos por agregados de muscovita de textura fina da segunda geração, que se dispõe segundo finíssimas (submilimétricas) bandas paralelas entre si e com o estiramento do quartzo.

Turmalina, em cristais subédricos a euédricos, é a única fase acessória.

GRANODIORITO

FXS-3

Rocha branca, leucocrática, de granulação média, composta por microporfiroclastos de plagioclásio e de feldspato alcalino com 0,6 a 2,0 mm de dimensão dispersos numa matriz constituída de um agregado em mosaico de grãos de granulação fina (0,1 mm) e subgrãos de quartzo, plagioclásio e feldspato alcalino. Tanto os porfiroclastos quanto os grãos da matriz mostram contatos fortemente suturados, sendo que inclusive o plagioclásio tende à anedria, o que evidencia recrystalização dinâmica intensa.

O plagioclásio é do tipo andesina e exibe sericitização incipiente. O feldspato alcalino ocorre como ortoclásio, predominantemente, e como microclínio. Uma segregação pronunciada de quartzo é evidenciada pela presença de níveis lenticulares de cristais desta fase com dimensão média de 1,0 mm para os grãos individuais.

As fases máficas são representadas por biotita fina totalmente substituída por clorita e opacos, e por muscovita pertencente a duas gerações: uma primária, de abundância muito subordinada, e uma secundária, de grã fina, cujos cristais ocorrem concentrados em níveis submilimétricos descontínuos e orientados plano-paralelamente, conferindo à rocha discreta foliação.

Uma avaliação modal baseada exclusivamente na composição dos microporfiroclastos sugere uma composição monzogranítica para a rocha.

XUPÉ-2

Rocha xistosa, de granulação média, em que se alternam centimetricamente níveis brancos e cinza-escuros a pretos. Os primeiros apresentam composição quartzosa com muscovita, sendo que o quartzo apresenta-se

levemente estirado e com extinção ondulante. Os níveis cinza-escuros são muscovíticos, com quartzo e turmalina, sendo que esta ocorre desde disseminada até predominante, configurando verdadeiros níveis de turmalinito. De maneira geral, os cristais de turmalina apresentam seus eixos C orientados.

Os níveis cinza-escuros diferem dos brancos pela predominância da muscovita em relação ao quartzo, pela granulação mais grossa, pelo forte estiramento do quartzo e pela presença de turmalina.

TURMALINA-MUSCOVITA-QUARTZO XISTO