

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

**“ GEOLOGIA E GEOCRONOLOGIA DA REGIÃO A SUL DE PARAÍSO
DO TOCANTINS-TO”**

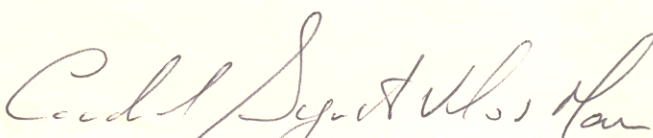
TESE APRESENTADA POR

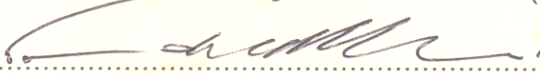
SILVIA HELENA PEREIRA DE SOUZA


Como requisito parcial à obtenção do Grau de Mestre em
Ciências na Área de GEOLOGIA.

Data de Aprovação 22 / 04 / 96

Comitê de Tese:


.....
CANDIDO AUGUSTO VELOSO MOURA (Orientador)


.....
FRANCISCO DE ASSIS MATOS DE ABREU


.....
MÁRCIO MARTINS PIMENTEL

BELÉM

Aos meus pais Augusto e Sulamita

AGRADECIMENTOS

A execução da presente tese foi possível graças ao suporte financeiro do Conselho Nacional de Desenvolvimento e Pesquisa (CNPq) e Universidade Federal do Pará, através do Curso de Pós Graduação em Geologia e Geoquímica, aos quais externo meus agradecimentos, extensivos àqueles abaixo mencionados:

Ao professor, Dr. Candido Augusto Veloso Moura que, na condição de orientador, teve fundamental e decisiva participação na realização desta tese;

A toda a equipe do Laboratório de Geologia Isotópica (LGI), pelo convívio agradável e amigo que proporcionaram durante o tempo que levou a concretização desta tese;

Ao colega geólogo Claudio Nery Lamarão pelas valiosas discussões e companheirismo nos trabalhos de campo;

Ao motorista Sr. Walter Pompeu, pela participação nos trabalhos de campo;

Aos técnicos dos laboratórios de geologia isotópica, de química, da laminação e da sedimentologia, bem como aos funcionários da biblioteca, pela ajuda dispensada;

À todos da minha família, pais e irmãos, pela compreensão;

Ao Wander Arcanjo, pelo estímulo;

À Deus, implícito e presente em cada ítem aqui mencionado.

Apreendi a transformar o medo em respeito,
o respeito em confiança.

Descobri como é bom chegar quando se tem
paciência.

E para se chegar, onde quer que seja, aprendi
que não é preciso dominar a força,
mas a razão.

É preciso, antes de mais nada, querer !

Amyr Klink

SUMÁRIO

DEDICATÓRIA	i
AGRADECIMENTOS	ii
EPÍGRAFE	iii
LISTA DE ILUSTRAÇÕES	vii
RESUMO	1
ABSTRACT	4
1 - INTRODUÇÃO	7
1.1 OBJETIVOS	8
1.2 LOCALIZAÇÃO	9
2 - METODOLOGIA	11
3 - CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL	13
3.1 ESTRATIGRAFIA	13
3.1.1 Complexo Colméia	15
3.1.2 Complexo Rio dos Mangues	16
3.1.3 Grupo Rio do Côco	17
3.1.4 Granito Serrote	17
3.1.5 Suíte Monte Santo	18
3.1.6 Gnaiss Cantão	19
3.1.7 Granito Matança	19
3.1.8 Suíte Santa Luzia	20
3.1.9 Supergrupo Baixo Araguaia	21
3.1.9.1 Grupo Estrondo	21
3.1.9.2 Grupo Tocantins	22
3.1.10 Corpos Ultrabásicos Metamorfisados	23
3.2 MAGMATISMO	23
3.3 METAMORFISMO	25
3.4 GEOCRONOLOGIA	27
3.4.1 Introdução	27

3.4.2 Método K/Ar	28
3.4.3 Método Rb/Sr	28
3.4.4 Método U/Pb em zircão	30
3.4.5 Método de Evaporação de Pb em Zircão	31
3.4.6 Método Sm/Nd	31
4 - GEOLOGIA DA ÁREA	33
4.1 INTRODUÇÃO	33
4.2 GNAISSES CALCIOSSILICÁTICOS	34
4.3 ORTOGNAISSES	43
4.4 GNAISSES ALCALINOS	47
4.5 GRANITO SERROTE	52
5 - GEOCRONOLOGIA	61
5.1 - INTRODUÇÃO	61
5.2 MÉTODO DE EVAPORAÇÃO DE PB EM ZIRCÃO	63
5.2.1 Generalidades	63
5.2.2 Resultados Analíticos	67
5.2.2.1. Zircões dos Gnaisses Calciossilicáticos	67
5.2.2.2. Zircões de Leucossomas dos Gnaisses Calciossilicáticos	71
5.2.2.3. Zircões dos Gnaisses Granodioríticos	75
5.2.2.4. Zircões dos Gnaisses Tonalíticos	79
5.2.2.5. Zircões dos Gnaisses Álcali-feldspáticos Sieníticos	83
5.3 MÉTODO PB/PB EM ROCHA TOTAL E FELDSPATOS	87
5.3.1 Generalidades	87
5.3.2 Resultados Analíticos	90
5.3.2.1. Granito Serrote	90
5.3.2.2. Gnaisse Cantão	95
5.3.2.3. Comparação dos dados com Granitóides Proterozóicos	100
5.4. DISCUSSÕES DOS RESULTADOS	111
6 - CONCLUSÕES	119
REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	121

APÊNDICES	131
APÊNDICE A - PROCEDIMENTO UTILIZADO PARA O MÉTODO DE PB-PB EM ZIRCÃO	132
APÊNDICE B- PROCEDIMENTO UTILIZADO PARA O MÉTODO DE PB-PB EM ROCHA TOTAL E FELDSPATOS	133

LISTA DE ILUSTRAÇÕES

FIGURAS

Figura 1: Mapa geológico da porção sul do Cinturão Araguaia	10
Figura 2: Síntese da estratigrafia do Cinturão Araguaia (porção sul)	14
Figura 3: Mapa Geológico da região a sul de Paraíso do Tocantins	35
Figura 4: Detalhe do afloramento de gnaiss calciosilicático na Fazenda Santa Cruz	37
Figura 5: Detalhe da foliação milonítica dobrada	38
Figura 6: Diagrama polar contendo polos de foliação milonítica de gnaisses calciosilicáticos	39
Figura 7: Diagrama de Strackeisen (KF-QZ-PL) com a distribuição das rochas estudadas	42
Figura 8: Pequeno lajedo onde afloram gnaisses granodioríticos	46
Figura 9: Corpos de nefelina gnaisses pertencentes a Suíte Monte Santo	49
Figura 10: Diagrama polar com polos de foliação milonítica dos nefelina gnaisses da Suíte Monte Santo	50
Figura 11: Afloramento tipo lajedo dos gnaisses sieníticos	51
Figura 12: Serra do Serrote	53
Figura 13: Afloramento tipo lajedo que ocorre nas bordas do Granito Serrote	54
Figura 14: Diagrama polar com polos de foliação milonítica do Granito Serrote	55
Figura 15: Detalhe da foliação milonítica na porção NW do Granito Serrote	56
Figura 16: Zona Deformacional no Granito Serrote	58
Figura 17: Fraturas no Granito Serrote.	59
Figura 18: Fotomicrografia de um cristal de zircão de gnaisses calciosilicáticos	69
Figura 19: Diagrama representando a idade de zircões de gnaisses calciosilicáticos	70
Figura 20: Fotomicrografia de um cristal de zircão de leucossomas de gnaisses calciosilicáticos	73
Figura 21: Diagrama representando a idade de zircões de leucossomas de gnaisses calciosilicáticos	74
Figura 22: Fotomicrografia de cristal de zircão de gnaiss granodiorítico	77
Figura 23: Diagrama representando a idade de zircões de gnaisses granodioríticos	78
Figura 24: Fotomicrografia de cristal de zircão de gnaiss tonalítico	81
Figura 25: Diagrama representando a idade de zircões de gnaisses tonalíticos	82
Figura 26: Fotomicrografia de cristal de zircão de gnaiss sienítico	85
Figura 27: Diagrama representando a idade de zircões de gnaiss sienítico	86
Figura 28: Diagrama isocrônico $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ vs. $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ para o Granito Serrote	93
Figura 29: Diagrama isocrônico $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ vs. $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ para o Granito Serrote	94
Figura 30: Diagrama $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ vs. $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ para o Gnaiss Cantão	98
Figura 31: Diagrama $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ vs. $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ para o Gnaiss Cantão	99
Figura 32: Província Estrutural do Tocantins	104
Figura 33: Diagrama $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ vs. $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ contendo amostras do Gnaiss Cantão, Granito Serrote, Granito Velho Guilherme, Granito Redenção e Granito Lajeado	107

Figura 34: Diagrama $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ vs. $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ contendo amostras do Gnaiss Cantão, Granito Serrote, Granito Velho Guilherme, Granito Redenção e Granito Lajeado	108
Figura 35: Diagrama $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ vs. $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ com as curvas de evolução global do Pb segundo o modelo de plumbotectônica de ZARTMAN & DOE (1981)	109
Figura 36: Diagrama $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ vs. $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ com as curvas de evolução global do Pb segundo o modelo de plumbotectônica de ZARTMAN & DOE (1981)	110
Figura 37: Proposta estratigráfica suscinta para a porção sul do Cinturão Araguaia	118

TABELAS

Tabela 1: Síntese das datações no Complexo Colméia e Gnaiss Cantão	27
Tabela 2: Resultados analíticos dos zircões dos gnaisses calciossilicáticos (SH12)	68
Tabela 3: Resultados analíticos dos zircões de leucossomas granodioríticos (SH15)	72
Tabela 4: Resultados analíticos dos zircões dos gnaisses granodioríticos (SH40)	76
Tabela 5: Resultados analíticos dos zircões dos gnaisses tonalíticos (SH36)	80
Tabela 6: Resultados analíticos dos zircões dos gnaisses sieníticos (SH33)	84
Tabela 7: Amostras pertencentes ao Granito Serrote datadas pelo método Pb-Pb em rocha total e feldspatos	92
Tabela 8: Amostras pertencentes ao Gnaiss Cantão datadas pelo método Pb-Pb em rocha total e feldspatos	97
Tabela 9: Amostras pertencentes ao Granito Redenção datadas pelo método Pb-Pb em rocha total e feldspatos	105
Tabela 10: Amostras pertencentes ao Granito Lajeado datadas pelo método Pb-Pb em rocha total e feldspatos	105
Tabela 11: Amostras pertencentes ao Granito Velho Guilherme datadas pelo método Pb-Pb em rocha total e feldspatos	106

RESUMO

Os estudos geocronológicos mais recentes realizados no embasamento do segmento setentrional do Cinturão Araguaia apontaram a ocorrência de rochas tanto do Arqueano como do Proterozóico Inferior. As rochas mais antigas, representadas predominantemente por ortognaisses de natureza trondhjemítica, com idades em torno de 2,85 Ga, foram agrupadas no Complexo Colméia. Por sua vez, ortognaisses graníticos, com idade mínima de 1,85 Ga, denominados de Gnaiss Cantão, constituem as rochas mais novas, até então conhecidas do embasamento do Cinturão Araguaia.

Em seu segmento meridional, o embasamento do Cinturão Araguaia é representado por gnaisses tonalíticos, associados a gnaisses calciossilicáticos, que foram correlacionados ao Complexo Colméia, e que servem de encaixantes para o Granito Serrote, situado a sul da cidade de Paraíso do Tocantins. Foram descritos também gnaisses calciossilicáticos, quartzitos e gnaisses tonalíticos, reunidos em uma unidade distinta denominada de Complexo Rio dos Mangues. Embora, as unidades acima citadas tenham sido consideradas de idade arqueana, praticamente inexistem informações geocronológicas a respeito das mesmas. Este trabalho portanto, objetiva determinar as idades das rochas do embasamento na porção meridional do Cinturão Araguaia, e investigar a correlação ou não dessas rochas com aquelas aflorantes no interior das estruturas dômicas da porção setentrional deste cinturão. Estas informações são importantes para a organização do quadro lito-estratigráfico do embasamento da porção meridional do Cinturão Araguaia, que por sua vez é fundamental para o entendimento da evolução geológica desse cinturão.

Na investigação geocronológica, foi utilizado o método de evaporação de Pb em monocristais de zircão (Pb-Pb em zircão), que fornece a idade de cristalização do zircão,

obtida a partir do aquecimento gradativo do mesmo, em um espectrômetro de massa de ionização termal. Uma idade platô do grão de zircão é então calculada, num diagrama $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ versus temperatura.

Foram selecionados para datação pelo método de Pb-Pb em zircão, gnaisses granodioríticos com leucossomas associados e gnaisses calciossilicáticos originalmente correlacionados ao Complexo Colméia (amostras SH12, SH15 e SH40); gnaisses tonalíticos e gnaisses sieníticos incluídos no Complexo Rio dos Mangues (amostras SH36 e SH33) e uma amostra do Granito Serrote. No conjunto de rochas que haviam sido correlacionadas ao Complexo Colméia, as idades obtidas concentraram-se em torno de 2,0 Ga, sendo que os zircões dos leucossomas dos gnaisses calciossilicáticos forneceram uma idade relativamente mais nova de 1,8 Ga. No grupo de rochas mapeado como Complexo Rio dos Mangues, a idade obtida para os zircões dos gnaisses sieníticos foi relativamente mais nova (1,0 Ga). Estes gnaisses, devido a proximidade com os gnaisses alcalinos de Serra da Estrela e por serem composicionalmente semelhantes a estes, devem fazer parte da Suíte Monte Santo. Na análise dos zircões dos gnaisses tonalíticos não foi definida uma idade platô e, ao contrário, mostrou um padrão de crescimento contínuo da razão $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$, sendo que a mais altas temperaturas, as idades apresentaram sistematicamente valores ligeiramente superiores a 2,0 Ga. Admitiu-se neste caso, as idades mais antigas como idades mínimas de cristalização para estes zircões. Para o Granito Serrote, a idade obtida através deste método foi de 1851 ± 41 Ma (2σ).

As idades das rochas gnáissicas do embasamento do segmento meridional do Cinturão Araguaia, situadas entre 1,8 e 2,1 Ga, indicam a ausência de gnaisses de idades arqueanas nessa porção do cinturão. Consequentemente, desaconselha-se correlaciona-los com

aqueles do Complexo Colméia. Sugere-se adicionalmente, abandonar o referido termo e estender a denominação de Complexo Rio dos Mangues para os gnaisses calciossilicáticos e ortognaisses que têm expressão nas proximidades de Paraíso do Tocantins.

As idades de cristalização do Granito Serrote (1851 ± 41 Ma, 2σ) e do Gnaise Cantão (1846 ± 64 Ma) são bastante semelhantes. Em função desta semelhança realizou-se um estudo geocronológico adicional pelo método de Pb-Pb em rocha total e feldspatos, visando investigar a correlação entre estas rochas graníticas. Para o Granito Serrote foi obtida uma idade de 1872 ± 140 Ma (1σ) e para o Gnaise Cantão, uma idade de 1744 ± 27 Ma (1σ). Essas idades quando comparadas com aquelas obtidas pelo método Pb-Pb em zircão, mostram que o sistema Pb-Pb em rocha total foi parcialmente aberto, durante um evento termo-tectônico posterior a cristalização dessas rochas, rejuvenescendo suas idades. Realizou-se ainda um estudo comparativo entre estas unidades, e alguns granitóides anorogênicos de idade proterozóica, da região amazônica e do Maciço Mediano de Goiás, onde constatou-se que o Granito Serrote é bastante semelhante aos mesmos ajustando-se, igualmente, às curvas de evolução do Pb, propostas no modelo de plumbotectônica. O Gnaise Cantão não se enquadra no modelo de plumbotectônica, devido-se as altas razões $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ encontradas nos feldspatos das amostras dessa unidade. Estas razões elevadas de Pb nestas rochas, revelam que são enriquecidas em U, e este enriquecimento pode ter sido proveniente do próprio magma que as gerou ou ter sido adquirido em um evento metamórfico posterior a sua cristalização.

ABSTRACT

Recent geochronological studies carried out on the basement rocks of the northern segment of Araguaia Belt showed the occurrence of rocks of both archaean and proterozoic ages. The oldest rocks represented mainly by orthogneisses of trondhjemitic nature with ages around 2.85 Ga., were related to the Colmeia Complex. The granitic orthogneisses, named Cantão Gneiss of about 1.85 Ga., form the youngest rocks of the basement of Araguaia Belt.

In the southern segment of the Araguaia Belt the basement rocks are represented by tonalitic gneisses associated with calciosilicate gneisses which have been correlated to the Colmeia Complex. Intrusive in this unit, but still part of the basement, occurs the Serrote Granite. In addition to, it has been grouped in a distinct unit called Rio dos Mangues Complex, calciosilicate gneisses, quartzites and tonalitic gneisses. Although the mentioned rock units have been considered to be of archaean age, there is no geochronological information about them. Thus, this work, intend to determine the ages of the basement rocks of the southern portion of Araguaia Belt and, investigate possible correlation with the basement rocks that crop out in the northern portion of this belt. These information are significant for the elaboration of the lithostratigraphic column of the basement rocks of the southern segment of the Araguaia Belt, which is fundamental for understanding the geological evolution of this belt.

The single zircon Pb evaporation analysis was used to obtain the crystallization age of a zircon grain through a step-wise evaporation in a thermal ionization mass spectrometer. A plateau age of the zircon is then calculate in a $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ diagram vs. temperature.

Calciosilicate gneisses with granitic portions associated and granodioritic gneisses of the roca units described originally as Colmeia Complex (samples SH12, SH15 and SH40), tonalitic and sienitic gneisses included at the Rio dos Mangues Complex (samples SH33 and SH36), and one sample of the Serrote Granite, were selected to be analyzed by the step-wise Pb evaporation in zircon method. The zircons of the roca units related with the Colmeia Complex presented ages of about 2.0 Ga although, the zircons of the granitic portions furnished a relatively younger age of about 1.8 Ga. For the rocks grouped in the Rio dos Mangues Complex, the zircon age of the sienitic gneiss sample were considerably younger (1.0 Ga.). Because these gneisses are similar to the nefeline gneisses of Serra da Estrela and are closely related to them, it is suggested that they may be part of Monte Santo Suit. The analysis of zircons of the tonalitic gneisses did not define a plateau age, on the contrary it showed a continuous increasing trend of the $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ ratio, at the highest temperatures the ages presented values slightly older than 2.0 Ga. Consequently, the oldest ages are accepted as the minimum ages of crystallization for these zircons. For the Serrote Granite the age given by step-wise Pb evaporation analysis was 1851 ± 41 Ma.

The ages of gneissic rocks of the basement of the southern portion of the Araguaia Belt ranges between 1.8 and 2.1 Ga. There is no indication of the existence of basement archean gneisses at this portion of the belt. Consequently, it is not possible to correlate these gneisses with those of the Colméia Complex. Thus we suggest not to use the term Colmeia Complex to the calciosilicate gneisses and orthogneisses that occur around the city of Paraiso do Tocantins. In addition, it is recommended the inclusion of these rocks in the Rio dos Mangues Complex.

The crystallization ages of Serrote Granite (1851 ± 41 Ma, 2σ) and Cantão Gneiss (1846 ± 64 Ma, 2σ) are similar. As a result it was carried out geochronological study using the Pb-Pb method in whole rock and feldspars to investigate the correlation between these granitic rocks. For the Serrote Granite the age was 1872 ± 140 Ma (1σ) Ma and to Cantao Gneiss the age was 1744 ± 27 Ma (1σ). These ages, when compared with those obtained by single the zircon Pb evaporation analysis, suggested that the Pb-Pb system in whole rock was partially opened. A comparative study based on Pb isotope ratios between these rocks and some anorogenic granites of proterozoic ages of Amazon Craton and Goias Median Massif indicates that the Serrote Granite and the anorogenic granites have a similar plot on the Pb evolution curves proposed by the plumbotectonics model. On the other hand, the feldspars of the Cantao Gneiss did not plot inside evolution curves proposed by this model, because of its high $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ ratios. These high values of the Pb ratios in the rocks of Cantao Gneiss, show that they are rich in U. The quantity of U may be provided from the magma that originated these rocks or it may be get in a subsequent metamorphic event.

1. INTRODUÇÃO

Os estudos geocronológicos mais recentes realizados no embasamento do segmento setentrional do Cinturão Araguaia, revelaram a ocorrência de rochas tanto do Arqueano como do Proterozóico Inferior (MOURA & GAUDETTE, 1993; MOURA *et al.*, 1994), aflorantes no interior das estruturas dômicas. As rochas mais antigas do embasamento foram agrupadas no Complexo Colméia (COSTA, 1980) e são representadas predominantemente por ortognaisses de afinidade trondhjemítica (DALL'AGNOL *et al.*, 1988). Por sua vez, ortognaisses graníticos, denominados de Gnaiss Cantão (SOUZA *et al.*, 1985), constituem as rochas mais novas, até então conhecidas do embasamento do Cinturão Araguaia. Esses gnaisses graníticos são geoquímica e geocronologicamente similares aos granitos anorogênicos do Proterozóico Inferior, que ocorrem na porção sudeste do Craton Amazônico (MOURA & GAUDETTE, 1994). Estas similaridades corroboram as interpretações de HASUI & HARALY (1985) que sugeriram ter o Cinturão Araguaia se desenvolvido sobre a borda do Craton Amazônico.

No segmento meridional do Cinturão Araguaia entretanto, praticamente inexistem informações geocronológicas sobre as rochas do seu embasamento. Nessa região, os estudos geológicos desenvolvidos identificaram, gnaisses tonalíticos associados a gnaisses cálciossilicáticos que servem de encaixantes para o Granito Serrote (HASUI *et al.*, 1984a). As rochas gnáissicas foram correlacionadas ao Complexo Colméia, e teriam sido afetadas por eventos termo-tectônicos, de idade arqueana, que possibilitaram a colocação do Granito Serrote (HASUI *et al.*, 1984b). Outra unidade referida como pertencente ao embasamento arqueano, é o Complexo Rio dos Mangues, que na região de Paraíso do Tocantins está representado por quartzitos, xistos, gnaisses tonalíticos, gnaisses cálciossilicáticos e anfíbolitos (HASUI *et al.*,

1984b). Posteriormente, as rochas gnáissicas do Complexo Rio dos Mangues foram consideradas como pertencentes ao Complexo Colméia, enquanto que os metassedimentos foram agrupados no Super Grupo Baixo Araguaia (HASUI & COSTA, 1990).

É necessário, em face do exposto, que os estudos geocronológicos sejam estendidos para as rochas do embasamento de Paraíso do Tocantins, para o melhor entendimento do contexto geológico do segmento meridional do Cinturão Araguaia. Adicionalmente estes estudos permitiriam a correlação ou não com aquelas rochas do embasamento do segmento setentrional, e bem como a elaboração do quadro lito-estratigráfico do embasamento da porção meridional do Cinturão Araguaia, que por sua vez é fundamental para o entendimento da evolução geológica desse cinturão.

1.1. OBJETIVOS

Os objetivos centrais do trabalho condensam-se no desenvolvimento de estudos de cunho geocronológico nas rochas do embasamento da porção do Cinturão Araguaia a sul de Paraíso do Tocantins.

Foram realizados neste trabalho, estudos geocronológicos nos gnaisses do embasamento do Cinturão Araguaia que afloram nas adjacências de Paraíso do Tocantins (TO). O método de datação empregado foi o método de evaporação de Pb em monocristais de zircão (Pb-Pb em zircão). Objetivou-se com estes estudos, determinar as idades de cristalização das unidades que contêm esses minerais para saber se são correspondentes àquelas aflorantes no interior das estruturas dômicas do segmento norte do cinturão.

Adicionalmente, foi feito um estudo do Granito Serrote, também pertencente a este contexto geológico, através do método de Pb-Pb em rocha total e feldspatos, visando determinar sua idade por esta metodologia. Com os resultados, foi feita uma comparação de suas características, com aquelas de corpos que apresentam idades similares, na porção norte do Cinturão Araguaia (Gnaiss Cantão), alguns granitos anorogênicos do Craton Amazônico (Velho Guilherme e Redenção) e do Maciço Mediano de Goiás (Suíte Lajeado) (Figura 32).

1.2. LOCALIZAÇÃO

A região em tela está localizada no Estado do Tocantins. Compreende um polígono de aproximadamente 100 Km² e os afloramentos estudados foram tomados no perímetro assinalado. O acesso pode ser feito através da rodovia BR-153 (Belém-Brasília), tomando como base a cidade de Paraíso do Tocantins (Figura 01).

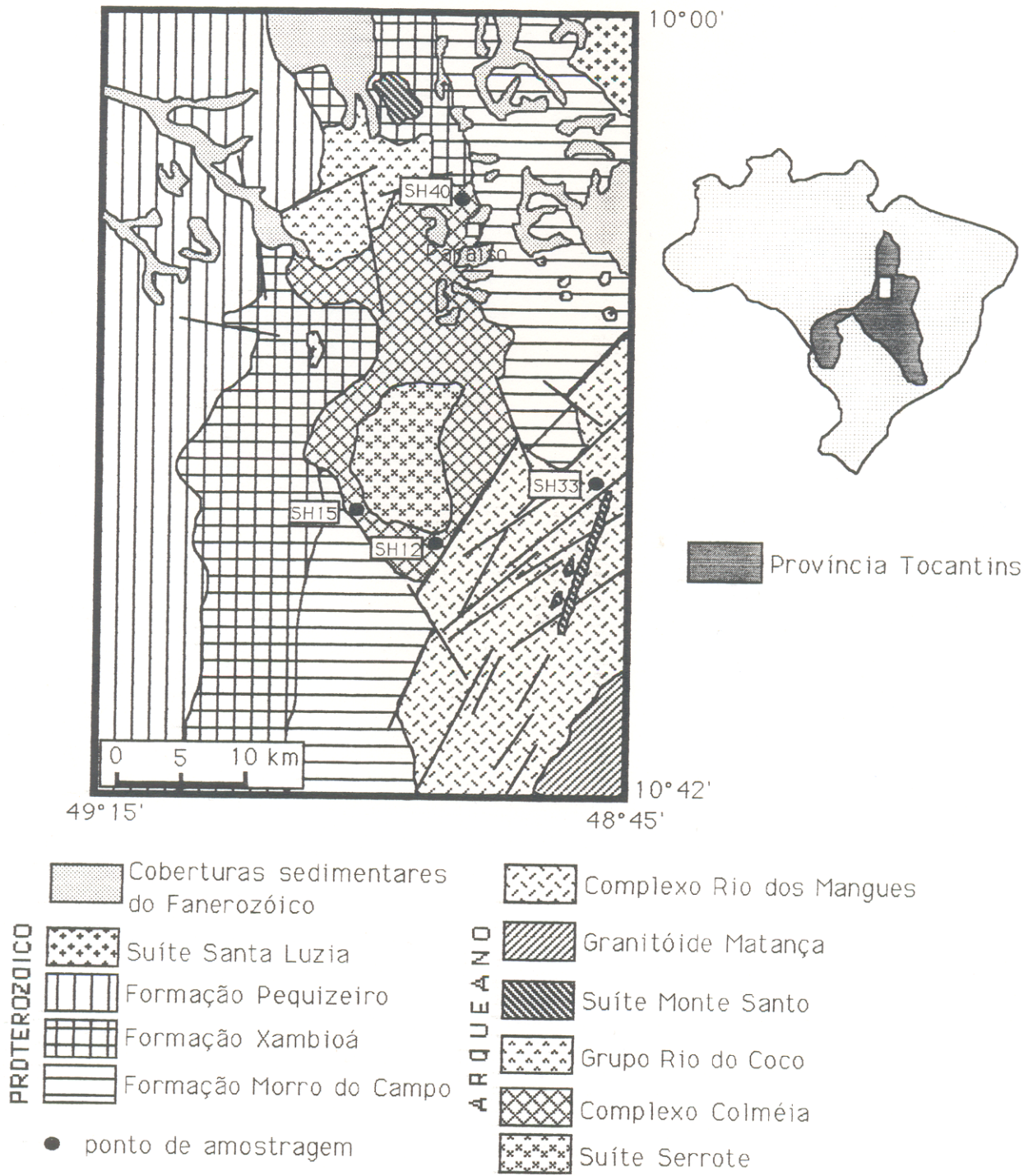


Figura 1: Mapa geológico simplificado da porção sul do Cinturão Araguaia segundo HASUI *et al.* (1984b), ressaltando os pontos de amostragem SH12, SH15, SH33 e SH40.

2. METODOLOGIA

As atividades que levaram a realização da presente tese envolveram basicamente trabalhos de campo, laboratório e escritório.

Foram realizadas atividades de fotointerpretação com estudos de imagem de radar, na escala de 1:250.000, e de fotografias aéreas convencionais na escala de 1:60.000, cedidas pela CPRM (Distrito do Rio de Janeiro). Com essas ferramentas e o auxílio de cartas planialtimétricas na escala de 1:100.000 das Folhas SC.22- Z-B-I (Pium), SC.22-Z-B-II (Paraíso), SC.22-Z-B-IV (Cristalândia) e SC.22-Z-B-V (Fátima), confeccionou-se o mapa geológico que serviu de base para os trabalhos de campo.

Executou-se um reconhecimento geológico básico da área, através da realização de seções geológicas nos domínios de rochas típicas do embasamento. Nessa oportunidade, realizou-se uma coleta sistemática de amostras em locais previamente selecionados, para posterior tratamento geocronológico, além da coleta de medidas estruturais das unidades de interesse. O tratamento estrutural consistiu na utilização de diagramas Schmidt-Lambert, com medidas plotadas por projeção polar de acordo com os domínios estruturais que subdividem a área. No tratamento das estruturas planares (foliação milonítica) foi utilizado o programa *Stereo Net*.

Desenvolveu-se em seguida, um estudo petrográfico que envolveu o exame de lâminas delgadas de amostras das unidades mapeadas, incluindo descrições mineralógicas e texturais e eventualmente análises modais de amostras das unidades que sofreram tratamento geocronológico. A obtenção dos dados geocronológicos se deu no Laboratório de Geologia Isotópica da Universidade Federal do Pará, onde se empregou os métodos de evaporação de Pb

em monocristais de zircão (Pb-Pb em zircão) e Pb-Pb em Rocha Total e Feldspatos. Os procedimentos detalhados destas metodologias são encontrados nos Apêndices A e B, respectivamente.

As unidades alvo de estudos geocronológicos pelo método de Pb-Pb em zircão foram aquelas representadas pelos ortognaisses do embasamento do Cinturão Araguaia, anteriormente correlacionados ao Complexo Colméia (amostras SH12, SH15 e SH40), Complexo Rio dos Mangues (amostra SH36), e Gnaisses Alcalinos de Serra da Estrela (amostra SH33).

As amostras utilizadas para datação pelo método de Pb-Pb em rocha total e feldspatos pertencem ao Granito Serrote e ao Gnaisse Cantão e foram cedidas pelo estudante Daniel L. Sousa e pelo Prof. Dr. Candido A.V. Moura, respectivamente. De posse dos dados, devidamente analisados e interpretados, partiu-se para a confecção da presente tese.

3. CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL

3.1. ESTRATIGRAFIA

O Cinturão Araguaia é caracterizado estratigraficamente por uma sequência supracrustal englobando xistos, quartzitos e rochas meta-vulcanossedimentares, metamorfisadas do grau baixo, a oeste até o grau alto, a leste. No seu embasamento do segmento norte, são encontradas rochas gnáissicas, alojadas no interior de estruturas dômicas, que foram agrupadas no Complexo Colméia e Gnaiss Cantão, pertencentes ao Arqueano e Proterozóico Inferior, respectivamente.

No segmento sul do Cinturão Araguaia, entretanto, a ocorrência de rochas do embasamento não está condicionada a estruturas dômicas, como é mostrado pelos diversos mapeamentos ali desenvolvidos (COSTA *et al.*, 1983, 1988b; HASUI *et al.*, 1984a, entre outros), que divulgaram um quadro lito-estratigráfico para este setor.

Em termos gerais, o embasamento dessa região é composto pelo Complexo Colméia, Suíte Serrote, Grupo Rio do Côco, Suíte Monte Santo, Complexo Rio dos Mangues e Granitóide Matança (HASUI *et al.*, 1984b). O Supergrupo Baixo Araguaia aparece como uma megaunidade dentre as supracrustais, estando representado pelos grupos Estrondo e Tocantins.

Na Figura 2 se apresentam algumas colunas litoestratigráficas onde se referenciam unidades de interesse desse trabalho (porção sul do Cinturão Araguaia).

			HASUI et al., (1980;1984b)	COSTA (1985)	HASUI & COSTA (1990)
S U P E R O	B A P E R O	T G o r c u a p n o t i n s	Formação Pequizeiro	Formação Couto Magalhães Formação Pequizeiro	Grupo Pequizeiro
		A G R A U P O I A	E G s r t u r p o n d o	Formação Xambioá Formação Morro do Campo	Formação Canto da Vazante Formação Xambioá Formação Morro do Campo
A R Q U E A N O			Complexo Colméia Grupo Rio do Côco Suíte Monte Santo Complexo Rio dos Mangues Granitóide Matança	Suíte Serrote Suíte Matança Grupo Rio do Côco Complexo Colméia Complexo Rio dos Mangues Complexo Porto Nacional	Grupo Rio do Côco Granito Matança Complexo Colméia Complexo Xingu Complexo Porto Nacional

Figura 2: Síntese da estratigrafia do Cinturão Araguaia (porção sul), modificada de COSTA (1985), HASUI et al. (1980, 1984b) e HASUI & COSTA (1990).

3.1.1. Complexo Colméia

O Complexo Colméia foi definido por (COSTA, 1980) nas proximidades da cidade homônima, como representando o embasamento do Cinturão Araguaia e sendo constituído por um conjunto gnáissico-granítico com rochas supracrustais e anfibolitos associados, aflorando no núcleo da estrutura de Colméia.

Esta unidade inclui rochas arqueanas, com idades em torno de 2,85 Ga (MOURA, 1992) que afloram em janelas tectônicas nos núcleos de diversas estruturas dômicas, principalmente dispostas no segmento norte deste cinturão. Tais estruturas mostram planos axiais sub-verticais e orientação geral dos eixos N-S, à exceção de Xambioá e outras menores a elas associadas, que se orientam aproximadamente segundo E-W (ABREU, 1990).

Os litotipos mais representativos dessa unidade segundo DALL'AGNOL *et al.*, (1988) são gnaisses trondhemíticos, acompanhados secundariamente de gnaisses de composição granítica com anfibolitos e migmatitos subordinados. Para a estrutura de Colméia, foram ainda identificados grupos distintos de gnaisses trondhemíticos, monzo-sienograníticos e granodioríticos, petroquimicamente similares àquelas da Serra das Cordilheiras (MATTA & SOUZA, 1991).

Os gnaisses do Complexo Colméia apresentam bandamento e foliação marcantes com orientação principal na direção E-W, dentre as estruturas planares desenvolvidas penetrativamente, além de eixos de dobras igualmente dispostos nesta direção (HASUI *et al.*, 1984b).

Na região de Paraíso do Tocantins, o Complexo Colméia é representado por um conjunto de granito-gnaisses, gnaisses tonalíticos, gnaisses cálcio-silicáticos, granitos porfíroides,

anfíbolitos e quartzitos (COSTA *et al.*, 1983) diferindo, em parte, dos litotipos reportados na seção tipo da região de Colméia.

3.1.2. Complexo Rio dos Mangues

Complexo Rio dos Mangues foi a denominação utilizada por COSTA *et al.* (1983) ao descrever, na porção sudeste da Faixa Araguaia, ocorrências de quartzitos, granada quartzitos, gnaisses tonalíticos e calciossilicáticos, anfíbolitos e micaxistos.

Foram identificados por COSTA (1985) algumas semelhanças entre os litotipos desta unidade e aqueles do Complexo Colméia, sendo que, segundo este autor, a quantidade de supracrustais seria maior no Complexo Rio dos Mangues. A foliação superimposta neste unidade assume direção NE e modifica a antiga direção ESE-WNW (COSTA, *op. cit.*).

Em HASUI & COSTA (1990), foi proposta a descaracterização da unidade Rio dos Mangues, ao ser observado que os ortognaisses desta unidade não são diferentes litologicamente, nem separáveis daqueles do Complexo Colméia. Na proposta estratigráfica desses autores, passaria a existir somente o Complexo Colméia.

Entretanto, em 1994, ABREU e colaboradores mantiveram a denominação Complexo Rio dos Mangues para os litotipos que compõem o embasamento arqueano juntamente com os Complexos Colméia e Xingu.

Na região de Paraíso do Tocantins, as rochas desta unidade estão representadas por granada quartzitos, ortoquartzitos, gnaisses tonalíticos, gnaisses calciossilicáticos, anfíbolitos e micaxistos subordinados (HASUI *et al.*, 1984b).

3.1.3. Grupo Rio do Côco

O Grupo Rio do Côco, proposto por COSTA et al. (1983), foi inicialmente definido como Sequência Vulcano Sedimentar do Rio do Côco por Barreira & Dardenne *apud* HASUI et al. (1984b), e abrange um conjunto, de rochas vulcânicas e sedimentares metamorfisadas em fácies xisto-verde, que ocorrem a oeste da cidade de Paraíso do Tocantins. Litologicamente é representada por uma sequência de metapelitos, rochas quartzo-feldspáticas, metavulcânicas dacíticas portando sulfetos e metaultramáficas com formações ferríferas intercaladas (HASUI et al., *op. cit.*).

A foliação nestas rochas é coincidente com aquela de direção E-W descrita para os ortognaisses do Complexo Colméia (COSTA, 1985), e foi sugerida por COSTA et al. (1983) como sendo provavelmente de idade arqueana, juntamente com o Complexo Colméia, integrando as rochas do embasamento de Paraíso do Tocantins.

3.1.4. Granito Serrote

Intrusivo no Complexo Colméia, ocorre o Granito Serrote, denominação proposta por COSTA et al. (1983) para um corpo de forma alongada na direção NNE-SSW que se destaca na Serra do Serrote e que, segundo os mesmos autores, teria uma idade arqueana. Esta unidade, por outro lado, foi considerada como sendo intrusiva no Complexo Rio dos Mangues, por COSTA (1985). Recentemente, foi constatada sua idade de cristalização (Pb/Pb em zircão) de 1,8 Ga por SOUSA (1995), denotando sua similaridade com àquela do protólito do Gnaisse Cantão (1,85 Ga, MOURA, 1992; MOURA & GAUDETTE, 1993), podendo se tratar, igualmente, de

um granito anorogênico, do Proteróico Inferior intrusivo nos gnaisses do embasamento (SOUZA & MOURA, 1995).

COSTA *et al.* (1988b) descreveram rochas félsicas com termos variando de rósea a cinza, granulação de média a grossa nas porções centrais e fina a média nas bordas. Os pórfiros são constituídos por fenocristais de quartzo e k-feldspato estirados e orientados que, juntamente com a biotita e o anfibólio definem uma foliação de direção N60°E.

3.1.5. Suíte Monte Santo

Esta unidade comporta gnaisses sieníticos com nefelina encaixados nas rochas do Complexo Colméia, aflorando nas adjacências do povoado de Monte Santo e do Complexo Rio dos Mangues, aflorando às proximidades da Serra da Estrela (HASUI *et al.*, 1984b).

Estes autores descreveram tais rochas como sendo leucocráticas, de granulação média, bandadas e foliadas. A foliação caracteriza-se principalmente pela orientação de biotita e/ou anfibólio e o bandamento, pela alternância de bandas claras (nefelina e feldspatos) e bandas escuras (biotita e/ou anfibólio), estando orientadas submeridianamente e cortadas por diques de granitos pegmatóides.

COSTA *et al.* (1983) consideram que os gnaisses alcalinos de Monte Santo e Serra da Estrela podem representar um evento magmático alcalino, anterior a deposição do Supergrupo Baixo Araguaia. Em seguida, HASUI *et al.* (1984b) vinculam sua formação a um evento distensivo ocorrido no Arqueano.

3.1.6. Gnaiss Cantão

O Gnaiss Cantão foi a denominação proposta por SOUZA *et al.* (1984) para gnaisses graníticos com anfíbolitos associados, encontrados nos núcleos de estruturas dômicas (Cantão, Rio Jardim e Cunhãs) do extremo norte da Serra do Estrondo (TO).

SOUZA *et al.* (1984) dividiram o Gnaiss Cantão em dois grupos distintos quanto a composição mineralógica: granodiorítico (e rico em máficos) e granítico. O primeiro podendo ser caracterizado como hornblenda-biotita gnaiss granodiorítico e o segundo subdividido ainda em três subgrupos: (a) biotita gnaiss monzogranítico, (b) muscovita-biotita gnaiss monzogranítico e (c) muscovita-biotita gnaiss sienogranítico.

O Gnaiss Cantão exhibe foliação bem marcada, com direção em torno de N-S, bandamento incipiente e apresenta freqüentes e abundantes megacristais de microclina, deformados em conformidade com a foliação existente. Este conjunto de gnaisses é destoante daqueles do Complexo Colméia, que apresenta orientação principal na direção E-W, sendo que, apenas localmente foram individualizados gnaisses e migmatitos do Gnaiss Cantão estruturados nesta direção (SOUZA *et al.*, 1985). A estruturação submeridiana desenvolvida nessas rochas porém, é coincidente com aquela presente nas rochas do Supergrupo Baixo Araguaia (SOUZA *et al.*, 1984).

3.1.7. Granito Matança

O Granito Matança (COSTA *et al.*, 1984) aflora a oeste de Porto Nacional e consiste de rochas de granulação grossa a porfíricas de coloração rosada ou esbranquiçada. Seu posicionamento estratigráfico, durante quase uma década, foi atribuído ao Arqueano (HASUI *et*

al., 1980, 1984b; COSTA, 1985; HASUI & COSTA, 1990) porém, datações geocronológicas Rb/Sr realizadas por BARRADAS *et al.* (1992), confirmaram que a cristalização do granito seria contemporânea ao Evento Brasileiro, com idade de 510 ± 15 Ma (RI = $0,71286 \pm 59$).

Esse granitóide é formado por megacristais de feldspato potássico de até 7 cm de comprimento, imersos em matriz foliada e por vezes bandada. Em alguns locais os megacristais mostram-se fortemente estirados e a matriz exhibe bandas quartzo-feldspáticas descontínuas, alternadas com outras, escuras, mais ricas em máficos (HASUI & COSTA, 1990).

3.1.8. Granito Santa Luzia

As rochas graníticas da Suíte Santa Luzia foram definidas por HASUI *et al.* (1984b), quando se referiu a um grupo de rochas graníticas expostas no segmento sul do Cinturão Araguaia e colocadas em sequências supracrustais. Mais precisamente, estas rochas estão localizadas nas proximidades da Vila de Santa Luzia e Barrolândia, e encontram-se alojadas em forma de pequenos stocks, diques e lentes nos metassedimentos do Grupo Estrondo, além de veios concordantes ou não com a xistosidade das encaixantes. Dentre os litotipos mais comuns estão os moscovita-biotita monzogranitos, moscovita-biotita granodioritos e granitos pegmatóides (LAMARÃO & KOTSCHOUBEY, 1994). LAMARÃO & KOTSCHOUBEY (1994) ao destacarem a presença de lentes granitóides concordantes com a xistosidade das encaixantes, concordaram com HASUI & COSTA (1990) que interpretaram tais corpos como pós e sin-cisalramento regional. Estes autores ressaltam também que, a presença de xenólitos angulosos de xistos nos granitóides, revelaria indícios do caráter, em parte tardio desse magmatismo ácido.

Dados geocronológicos de zircões (MOURA & GAUDETTE, 1992) e Rb/Sr em rocha total (AVELAR, 1993), sugerem que a colocação das rochas da Suíte Santa Luzia se deu em torno de 600 Ma e está relacionada ao Evento Brasileiro.

3.1.9. Supergrupo Baixo Araguaia

O Supergrupo Baixo Araguaia, no sentido de ABREU (1978), está dividido nos grupos Estrondo e Tocantins. O primeiro é representado pelas formações Morro do Campo e Xambioá e o segundo pelas formações Couto Magalhães e Pequizeiro. Trata-se de uma mega-unidade composta por uma sequência de rochas sedimentares com rochas ígneas associadas, metamorfisadas desde o fácies xisto verde até o fácies anfibolito médio (HASUI et al., 1984b).

3.1.9.1. Grupo Estrondo

O Grupo Estrondo foi denominado por HASUI *et al.* (1975), como sendo constituído da base para o topo por quartzitos e quartzitos muscovíticos (Formação Morro do Campo); muscovita-biotita xistos e cálcio-xistos ricos em biotita e muscovita (Formação Xambioá). Expõe-se numa faixa de aproximadamente 60 km de largura e é coberto por sedimentos cenozóicos, na porção leste do Cinturão (HERZ *et al.*, 1989).

As melhores exposições da Formação Morro do Campo na região de Paraíso do Tocantins são encontradas na Serra de São Pedro, do Carmo e do Catingueiro, consistindo de uma sequência predominantemente metassedimentar composta, da base para o topo, de metaconglomerados, ortoquartzitos, quartzos micaxistos, cianita xistos, muscovita quartzitos,

xistos grafitosos, micaxisto com granada, estaurolita e cianita e mica-quartzo xistos (HASUI *et al.*, 1984b).

Na região estudada, a Formação Xambioá dispõe-se numa faixa N-S estando as melhores exposições ao longo das antigas rodovias GO-364 e GO-262 e é constituída de quartzo micaxistos granatíferos ou não, localmente com hornblenda, com intercalações de micaxistos e xistos grafitosos.

3.1.9.2. Grupo Tocantins

O Grupo Tocantins representa dois terços da porção oeste do Supergrupo Baixo Araguaia e consiste da Formação Couto Magalhães, na base, recoberta pela Formação Pequizeiro (GORAYEB, 1981). Esta ordem estratigráfica é modificada por COSTA (1985) que sugere a Formação Pequizeiro como constituindo a base da sequência.

A Formação Pequizeiro corresponde a uma sequência de micaxistos quartzosos com clorita com menores expressões de quartzitos, calcioxistos e filitos aluminosos a magnetita. A Formação Couto Magalhães inclui ardósias e filitos em sua essência, com variações de quartzitos, filitos carbonáceos, além de outros como metacalcários e metacherts (GORAYEB, *op. cit.*).

No extremo oeste da região de Paraíso do Tocantins ocorre a Formação Pequizeiro, estando os melhores afloramentos nas localidades de Pium e Cristalândia. Compreende filitos quartzo-sericíticos e/ou cloríticos e quartzo micaxistos.

3.1.10. Corpos Ultrabásicos Metamorfisados

Uma série de corpos ultramáficos serpentinizados alojados nos metassedimentos do Grupo Tocantins foram descritos por GORAYEB (1989) na região de Araguacema - Pequiizeiro - Conceição do Araguaia. Estes corpos são compostos de serpentinitos e rochas subordinadas com quantidades variáveis de clorita, talco, actinolita e cromita e sofreram transformações metamórficas e metassomáticas. Os protólitos dessas rochas são normalmente peridotitos harzburgíticos com contribuições menores de dunito e cromitito.

Há uma ocorrência restrita de serpentinitos, serpentina-actinolita xistos e “silexitos” (cherts) normalmente em contatos não expostos com os micaxistos da Formação Xambioá. Estes corpos foram descritos por TEIXEIRA *et al.* (1984) às proximidades da Serra das Cordilheiras e da estrutura de Cocalândia.

3.2. MAGMATISMO

A presença de rochas ígneas, metamorfisadas nos mais variados graus (ortognaisses do Complexo Colméia, metavulcânicas do Grupo Rio do Côco, Gnaisse Cantão, nefelina sienitos da Suite Monte Santo, entre outros), agrupadas nas unidades do embasamento do Cinturão Araguaia é indicativa dos eventos magmáticos anteriores a própria estruturação desse cinturão (MOURA, 1992).

Os ortognaisses do Complexo Colméia representam provavelmente o magmatismo mais antigo ocorrido no embasamento, conforme atestam as idades de cristalização em torno de 2,85 Ga (MOURA, *op. cit.*).

Processos anatécicos afetaram estes gnaisses, possibilitando a geração de migmatitos em Xambioá (SANTOS *et al.*, 1984) e veios quartzo-feldspáticos em Cocalândia (TEIXEIRA *et al.*, 1984).

O vulcanismo gerador das rochas vulcano-sedimentares do Grupo Rio do Côcotem sido interpretado como um típico “greenstone belt” arqueano, desenvolvido durante o rifteamento da crosta siálica e relacionado ao mesmo evento tectono-metamórfico, que afetou as rochas do Complexo Colméia, imprimindo-lhes uma estruturação E-W (BARREIRA & DARDENE, 1981; COSTA, 1985).

Os corpos gnáissicos de nefelina sienito de Monte Santo e Serra da Estrela enfeixados nos Complexos Colméia e Rio dos Mangues, respectivamente, embora não tenham ainda definido o seu posicionamento estratigráfico, podem ter sua formação vinculada a um evento distensivo ocorrido no Arqueano (HASUI *et al.*, 1984b).

O Granito Serrote, com idade similar àquela do protólito do Gnaisse Cantão, pode se tratar, igualmente, de um granito proterozóico anorogênico, intrusivo nos gnaisses do embasamento (SOUZA & MOURA, 1995).

Os corpos ultramáficos serpentinizados alojados nos metassedimentos do Grupo Tocantins, teriam relação direta com a evolução do Cinturão Araguaia, podendo estarem ligados ao evento distensional responsável pela própria sedimentação do grupo (GORAYEB, 1989).

Associado às supracrustais, existe um magmatismo granítico sin a tardi-tectônico de pouca expressão no Cinturão Araguaia destacando-se o Granito do Ramal do Lontra e o Granodiorito Presidente Kennedy no setor norte (DALL'AGNOL *et al.*, 1988), além da Suíte Santa Luzia exposta no domínio sul deste cinturão (LAMARÃO & KOTSCHOUBEY, 1994).

DALL'AGNOL *et al.* (1988) sugeriram que o Granito do Ramal do Lontra e o Granodiorito Presidente Kennedy se originaram por processos anatécnicos crustais ocorridos durante o climax do metamorfismo que afetou o Supergrupo Baixo Araguaia. Os magmas que teriam ascendido diapiricamente alojando-se nas supracrustais, teriam como fonte, gnaisses do Complexo Colméia situados em profundidades maiores ou, mais remotamente, metassedimentos da base do Grupo Estrondo. DALL'AGNOL *et al.* (*op. cit.*) demonstraram quimicamente que a hipótese de associação genética destes granitóides com o Gnaisse Cantão pode ser descartada.

A impressão do Evento Brasileiro foi confirmada por BARRADAS *et al.* (1992), ao constatarem a idade cristalização do Granito Matança, que seria contemporânea ao mesmo, além da Suíte Santa Luzia, cujos dados geocronológicos em torno de 600 Ma, vinculam a colocação destas rochas ao mesmo evento (MOURA & GAUDETTE, 1992; AVELAR, 1993).

3.3. METAMORFISMO

O zoneamento metamórfico no Cinturão Araguaia é delineado por faixas submeridianas suscedendo-se de oeste para leste através das isógradas da clorita, granada, estaurolita e cianita (SILVA & HASUI, 1978).

Este caráter foi confirmado por COSTA (1980) que, ao estudar as rochas da região de Colméia, refere-se a um metamorfismo regional que levou à formação da xistosidade, definida pela orientação de moscovita, biotita, clorita e agregados quartzo-feldspáticos e descreveu um grau crescente de oeste para leste, variando do fácies xisto-verde até anfíbolito, sendo que o fácies anfíbolito alto ocorre nas rochas da braquianticlinal de Colméia.

Estudos destes gnaisses do embasamento realizados na Serra do Estrondo levaram a atribuição de uma anatexia parcial com temperaturas prováveis entre 650 e 750° C, com intervalo de pressão estimado entre 7 e 8 Kb (SOUZA, 1984; TEIXEIRA, 1984; TEIXEIRA *et al.*, 1984).

Nesta mesma região (Serra do Estrondo), SOUZA *et al.*, (1984) observaram a presença constante de clinopiroxênio nos anfibolitos associados ao Gnaisse Cantão, levando-os a situar o metamorfismo nas condições do fácies anfibolito alto.

As condições físicas deste metamorfismo foram estimadas por SOUZA *et al.* (*op. cit.*) em temperaturas da ordem de $620 \pm 30^{\circ}\text{C}$ e pressões da ordem de $8 \pm 1\text{Kb}$.

No Grupo Tocantins, GORAYEB (1981) define o metamorfismo regional (na região de Pequiizeiro) variando de incipiente (anquimetamorfismo) ao fácies xisto-verde, definindo quatro zonas metamórficas (isógradas) assim caracterizadas de oeste para leste: zona de rochas com aspecto predominantemente sedimentar, zona da sericita, zona da clorita e zona da biotita. Os filitos da Formação Couto Magalhães atingiram a fácies xisto-verde, caracterizada pela típica associação mineral sericita + clorita + quartzo + calcita (MATTA, 1982).

Nos micaxistos da Formação Xambioá, TEIXEIRA *et al.* (1984) identificaram a associação almandina \pm estauroлита \pm cianita, sugerindo que o metamorfismo atingiu temperaturas de $550 \pm 30^{\circ}\text{C}$ e pressões entre 5 e 6 Kb (TEIXEIRA *et al.*, 1984) e concluíram que foi atingido, pelo menos localmente, o grau médio de metamorfismo.

3.4. GEOCRONOLOGIA

3.4.1. Introdução

Até o início da década de 90, poucos estudos geocronológicos sistemáticos haviam sido publicados sobre o Cinturão Araguaia e basicamente essas informações se prendiam às datações Rb-Sr e K-Ar, nos gnaisses do embasamento e supracrustais do cinturão. Mais recentemente, os estudos geocronológicos foram retomados, com emprego de vários métodos de aplicados fundamentalmente nas rochas do embasamento da porção norte do Cinturão Araguaia.

Uma síntese dos dados geocronológicos obtidos pelos diversos métodos aplicados às rochas do embasamento do Cinturão Araguaia, é apresentada na Tabela 1.

Tabela 1: Síntese das datações no Complexo Colméia e Gnaiss Cantão (em milhões de anos). Fonte: (1) HASUI et al., (1980), (2) LAFON et al. (1990), (3) MACAMBIRA et al., (1982) e (4) MOURA (1992). Erros a 2σ .

MÉTODOS	ESTRUTURAS DÔMICAS				
	Colméia	Lontra	Gr. Rica	Cocalândia	Cantão
K-Ar (muscovita e biotita)		531±26(3) 535±34 (3)			
Rb-Sr	2700 (1)	1972±92(3)	2530±400 (2)	2697±790 (4)	1774±62 (2)
Rocha total	1800 (1) 2239±95 (2)	2463±800 (4)			
Rb/Sr minerais			431±100 (4)		452±6 (2) 503±14 (2)
U/Pb Zr	2844±260 (4)			2789±27 (4)	1807±224 (4)
Pb/Pb Zr	2852±10 (4) 2831±7 (4)		2845±8 (4)	2858±10 (4)	1846±64 (4)
Sm-Nd			3120 (4)	3020 (4)	2640 (4)
Idade			2920 (4)	2970 (4)	2700 (4)
Modelo CHUR					

3.4.2. Método K-Ar

As datações realizadas até o momento pelo método K/Ar foram importantes principalmente para caracterizar a atuação do Evento Brasileiro no Cinturão Araguaia.

MACAMBIRA (1983) datou, através do método K/Ar em minerais, gnaisses do embasamento da estrutura de Lontra. As idades que obteve foram de 531 ± 26 Ma e 535 ± 34 Ma (2σ) para muscovitas e biotitas respectivamente, e interpretou essas idades como contemporâneas a estruturação do Cinturão Araguaia no Brasileiro (Tabela 01). Este autor encontrou idades semelhantes para biotitas (553 ± 32 e 518 ± 24 Ma, 2σ) e muscovitas (533 ± 32 Ma, 2σ) dos xistos do domo de Lontra.

Outro mineral datado foi a hornblenda dos anfibolitos associados aos xistos que forneceu as idades de 565 ± 20 (2σ) e 558 ± 32 Ma (2σ) (MACAMBIRA *et al.*, 1982). HASUI *et al.* (1980) realizaram datações pelo método K/Ar em biotitas dos gnaisses do Grupo Estrondo em Paraíso do Tocantins e as idades variaram de 426 ± 22 (2σ) Ma a 491 ± 24 Ma (2σ).

3.4.3. Método Rb-Sr

HASUI *et al.* (1980) dataram ortognaisses do Complexo Colméia e obtiveram pelo método Rb-Sr em rocha total, idades de 2,7 Ga e 1,8 Ga com Razão Inicial (RI) de 0,704 e 0,719 respectivamente, coerentes com o rejuvenescimento de rochas arqueanas. LAFON *et al.* (1990) analisando amostras dos gnaisses granodioríticos migmatizados da Estrutura de Colméia, obtiveram uma isócrona com idade de 2.239 ± 95 Ma (2σ) e RI $0,70889 \pm 66$ (MSWD = 3,73). Eles sugeriram que essa idade poderia representar o rejuvenescimento parcial do sistema Rb-Sr durante o Ciclo Transamazônico (Tabela 01).

Os gnaisses trondhjemíticos do Complexo Colméia da Estrutura do Lontra, analisados por MACAMBIRA *et al.* (1982), forneceram em diagrama isocrônico uma idade de 1.972 ± 92 Ma (2σ), com RI de $0,7082 \pm 9$ (MSWD 0,90). Esta idade, na interpretação de LAFON *et al.* (1990), parece estar relacionada a efeitos do Ciclo Transamazônico nestes gnaisses. MOURA (1992), analisando as rochas desta estrutura, obteve uma idade de 2.463 ± 800 Ma (2σ), aparentemente mais antiga do que aquela apresentada por MACAMBIRA *et al.* (*op cit.*). Contudo, o erro elevado, não permite uma conclusão definitiva sobre a idade destas rochas (Tabela 01).

As amostras analisadas por (LAFON *et al.*, 1990) na Estrutura de Grota Rica, definiram em diagrama isocrônico, uma "errócrona" com idade de 2.530 ± 400 Ma (2σ), RI de $0,70345 \pm 234$ e MSWD de 8,8 que pode representar a atuação de eventos tectono-termiais do final do Arqueano. MOURA (1992) apresentou análises Rb-Sr em minerais (biotita, plagioclásio e K-feldspato) de gnaisses da referida estrutura, e obteve uma idade de 431 ± 100 Ma (2σ), com RI de $0,7397 \pm 0,0016$ e MSWD de 7,3. Este autor sugere que a idade, mais nova em relação a rocha total, possa indicar um importante evento de rehomogeneização do estrôncio na escala de mineral, ocorrido no Brasileiro (Tabela 01).

As datações Rb-Sr publicadas por LAFON *et al.* (1990), dos gnaisses monzograníticos e sienograníticos do Cantão, forneceram uma isócrona com idade de 1.774 ± 62 Ma (2σ) e RI de $0,7065 \pm 11$ (MSWD = 0,9). Segundo os autores, esta idade pode representar tanto a idade de cristalização como de metamorfismo, uma vez que esta unidade encontra-se deformada e metamorfisada (Tabela 01). Os resultados das análises Rb-Sr em minerais do Gnaisse

Cantão revelaram, segundo LAFON *et al.* (1990), a atuação do Ciclo Brasileiro nessas rochas, onde as idades situaram-se entre 452 ± 6 e 503 ± 14 Ma (2σ).

A idade de 1.050 Ma obtida por HASUI *et al.* (1980) para o Grupo Estrondo foi interpretada como referente ao metamorfismo regional que afetou esta unidade. Estes autores analisaram ainda o Granito de Barrolândia que forneceu uma idade de 620 Ma (RI 0.708), e bem como os xistos encaixantes deste granito, com idade que seria reflexo de rehomogeneização a 520 Ma.

Outra unidade alvo dos estudos Rb-Sr foi o Granito Matança, onde BARRADA *et al.* (1992) obtiveram a idade de 510 ± 15 Ma (RI = $0,71286 \pm 59$ e MSWD = 5,38), que foi interpretada como sendo a idade de cristalização do granito portanto, contemporânea ao Evento Brasileiro. Segundo os mesmos autores, uma explicação alternativa é de que essa idade corresponderia a um rejuvenescimento durante o Evento Brasileiro.

3.4.4. Método U-Pb em Zircão

Os primeiros resultados do método U-Pb em zircão foram publicados por MOURA (1992), que aplicou o método aos gnaisses trondhjemíticos do domo de Cocalândia e aos gnaisses graníticos do domo de Colméia, obtendo as idades de 2.789 ± 27 Ma e 2.844 ± 260 Ma (2σ) respectivamente para o intercepto superior da curva concórdia. Estes resultados foram interpretados como idades mínimas de cristalização dos zircões e da colocação do protólito ígneo desses ortognaisses (Tabela 01).

Estudando as rochas do Gnaiss Cantão por este método, MOURA (1992) obteve a idade de 1.807 ± 224 Ma (2σ) concluindo que as rochas desta unidade são intrusivas no embasamento arqueano do Cinturão Araguaia

3.4.5. Método de Evaporação de Pb em Zircão

Similarmente ao método U-Pb em Zircão, existem poucas análises realizadas pelo método de evaporação de Pb em zircão. Dentre os resultados publicados até o momento através dessa metodologia, destaca-se o trabalho de MOURA (*op cit.*).

MOURA (*op. cit.*) analisando os ortognaisses do Complexo Colméia pelo método de evaporação de Pb em zircão, obteve no domo de Colméia, uma idade média de 2.852 ± 10 Ma; na estrutura de Grota Rica, 2.858 ± 10 Ma e na estrutura de Lontra, 2.845 ± 8 Ma. Estas idades foram interpretadas como idades mínimas de cristalização e colocação do protólito ígneo desses ortognaisses (Tabela 01).

Estudando os ortognaisses do Gnaiss Cantão este autor obteve, em um dos zircões, uma idade de 1.846 ± 64 Ma, e para os demais zircões desta unidade, uma idade em torno de 1.700 Ma. A idade mais antiga encontrada, interpretou como idade mínima para a cristalização do protólito ígneo (Tabela 01).

3.4.6. Método Sm-Nd

MOURA (*op. cit.*) investigou as rochas dos domos de Cocalândia, Grota Rica e Cantão, para determinar, baseado em idades modelo, o tempo de residência crustal das mesmas. Obteve idades modelo CHUR bastante semelhantes para os gnaisses tonalíticos de Grota Rica

(3,12 e 2,92 Ga) e para os gnaisses trondhjemíticos de Cocalândia (3,02 e 2,97 Ga), indicando que estas rochas têm basicamente o mesmo tempo de residência crustal (Tabela 01).

Os gnaisses de composição granítica dessas estruturas mostraram idades Modelo CHUR em torno de 200 Ma mais velhas que os ortognaisses trondhjemíticos e tonalíticos associados (3,33 Ga, Grota Rica e 3,22 Ga, Cocalândia). Estas idades modelo mais antigas podem ser relacionadas a um fracionamento intracrustal ou representar, de fato, um protólito mais antigo (MOURA, 1992).

O Gnaiss Cantão forneceu idades modelo CHUR variando entre 2,64 e 2,74 Ga, mais novas, portanto, que aquelas dos ortognaisses do embasamento, e com período de residência crustal inferior aquele dos gnaisses do Complexo Colméia (Tabela 01).

4. GEOLOGIA DA ÁREA

4.1. INTRODUÇÃO

Entre os litotipos agrupados no embasamento do segmento sul do Cinturão Araguaia encontram-se gnaisses tonalíticos, gnaisses calciossilicáticos, gnaisses graníticos, granitos porfiróides, anfíbolitos e quartzitos caracterizando o Complexo Colméia, e gnaisses tonalíticos, gnaisses calciossilicáticos, quartzitos, granada quartzitos, anfíbolitos e micaxistos compondo o Complexo Rio dos Mangues (COSTA *et al.*, 1983). Além destas unidades, são englobados também no embasamento, os granitos Matança e Serrote, metavulcânicas do Grupo Rio do Côco e Gnaisses Alcalinos da Serra da Estrela (HASUI *et al.* 1980, 1984b; COSTA, 1985).

Das unidades acima mencionadas, serão destacadas apenas aqueles litotipos que foram objeto de estudo geocronológico. Desta maneira, serão enfatizados as rochas graníticas do Granito Serrote, os gnaisses calciossilicáticos e os ortognaisses que afloram nas adjacências da cidade de Paraíso do Tocantins, enfeixados nos Complexos Colméia e Rio dos Mangues, bem como gnaisses alcalinos, anteriormente mapeados dentro do domínio do Complexo Rio dos Mangues mas que podem pertencer aos Gnaisses Alcalinos de Serra da Estrela.

4.2. GNAISSES CALCIOSSILICÁTICOS

COSTA *et al.* (1983), em mapeamentos realizados na região de Paraíso do Tocantins, descreveram os gnaisses calciossilicáticos, caracterizados por granulação fina a média, com coloração cinza esbranquiçada até verde e apresentando bandamento representado pela alternância de bandas constituídas de quartzo e/ou plagioclásio, com bandas de piroxênio, anfíbólio e epidoto. Juntamente com estas rochas, foram reconhecidos granitos gnaisses e granitos porfíroides com lentes de anfíbolito.

Originalmente este grupo de rochas, foi agrupado no Complexo Colméia, descrito por COSTA (1980) na cidade homônima, em função da grande semelhança litológica e estrutural com aquela unidade (COSTA *et al.*; 1983; COSTA, 1985).

Os gnaisses calciossilicáticos foram observados com frequência nas porções sudoeste e sudeste da Serra do Serrote, nos limites da fazenda Santa Cruz, situada na antiga Belém-Brasília, e também foram encontrados a 7 quilômetros a sul da Vila de Pugmil, em um ramal a direita, na BR-153, no sentido de Rosalândia. Estes dois pontos foram selecionados para tratamento geocronológico, e correspondem respectivamente às amostras SH15 e SH12 (Figura 1).

As feições macroscópicas mais evidentes reconhecidas nas áreas de afloramento dos gnaisses calcio-silicáticos, são os alinhamentos estruturais fotointerpretados, com aspecto comumente anastomosado, conferindo traçados sinuosos a grandes partes da área que devem representar as expressões macroscópicas da foliação milonítica (Figura 03).

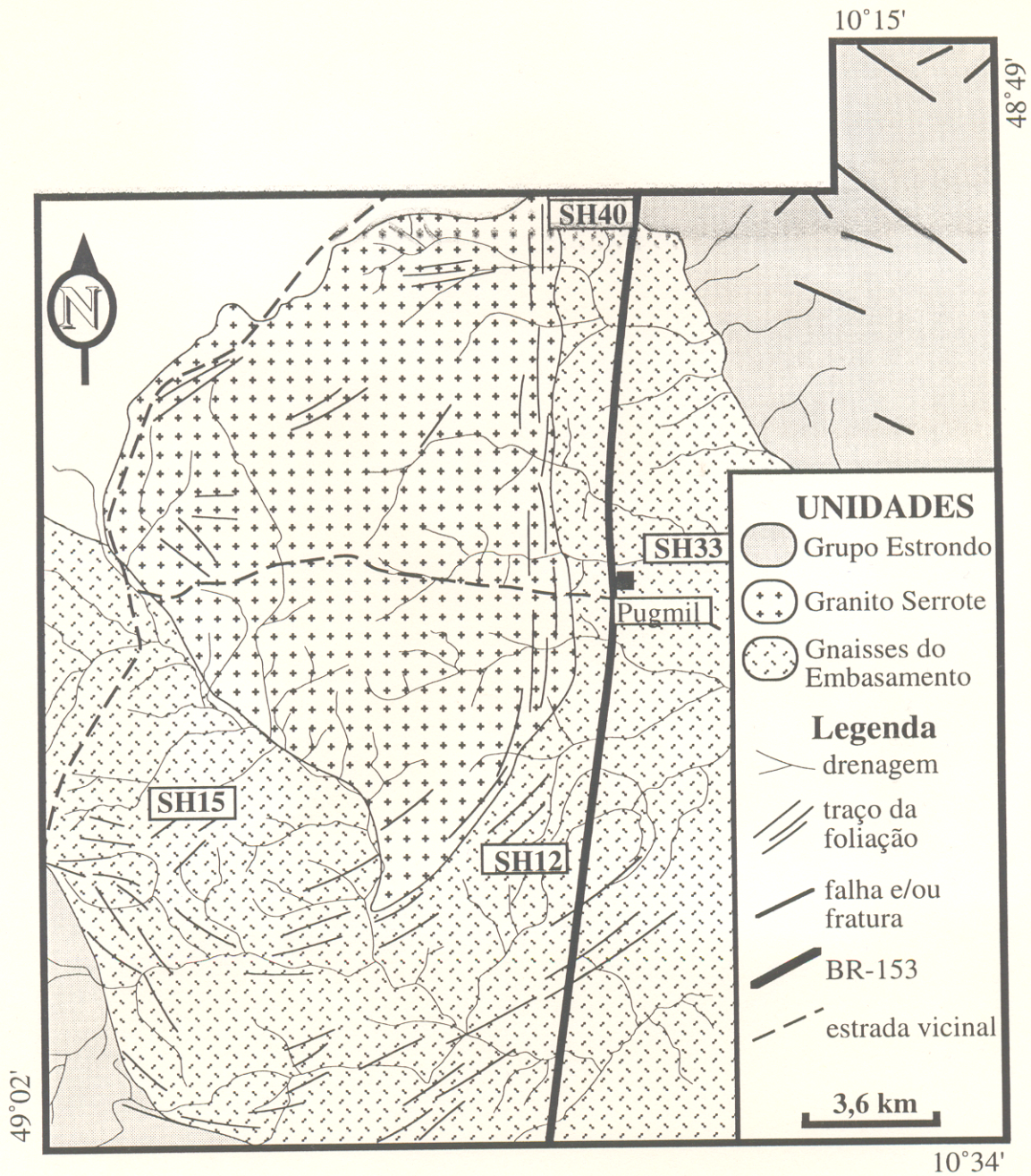


Figura 3: Mapa geológico da região a sul de Paraíso do Tocantins, modificado de Hasui et al. (1984b). As amostras estudadas são designadas pelo prefixo SH.

As formas de afloramento destas rochas são tipicamente de blocos com dimensões métricas (Figura 4) e sistematicamente, estão associadas à presença de pequenas estruturas dômicas, com dimensões variando de 2 a 4 quilômetros de diâmetro, ressaltando-se que longe do domínio destas, não foram observados afloramentos de gnaisses calciossilicáticos. Estas feições dômicas acham-se ressaltadas pela drenagem anômala em forma anelar, ali instalada (Figura 3). Nesta região, são observadas localmente dobras centimétricas desenhadas pela foliação milonítica (Figura 5), com características isoclinais e eixos com mergulhos médios, direcionados para norte. A foliação nestas rochas é definida pela orientação de finos cristais sigmoidais de quartzo e feldspatos envolvidos por porções anfibolíticas, concordantes com o bandamento, desenhado pela alternância de níveis félsicos, centimétricos, ricos em agregados quartzo-feldspáticos e os máficos ricos em anfibólio e biotita. Neste domínio das estruturas dômicas, a foliação apresenta normalmente mergulhos médios para todas as direções, sendo porém mais marcantes aqueles máximos que apontam mergulhos para nordeste, com lineações exibindo mergulhos baixos para NW, ENE e ESE (Figura 6).

Estes gnaisses apresentam coloração cinza, com tonalidades esverdeadas e granulação média a grossa. Normalmente apresentam corpos lenticulares de anfibolitos, além de leucossomas, definindo feições migmatizadas, do tipo estromatíticas.

Supõe-se, a princípio, que estes gnaisses sejam o resultado de metamorfismo de rochas sedimentares.



Figura 04: Afloramento de gnaiss calciossilicático observado na Fazenda Santa Cruz.

Ponto para coleta SH15.



Figura 5: Detalhe da foliação milonítica dobrada, em gnaisses calcissilicáticos, ressaltada por níveis anfibolíticos de espessura centimétrica.

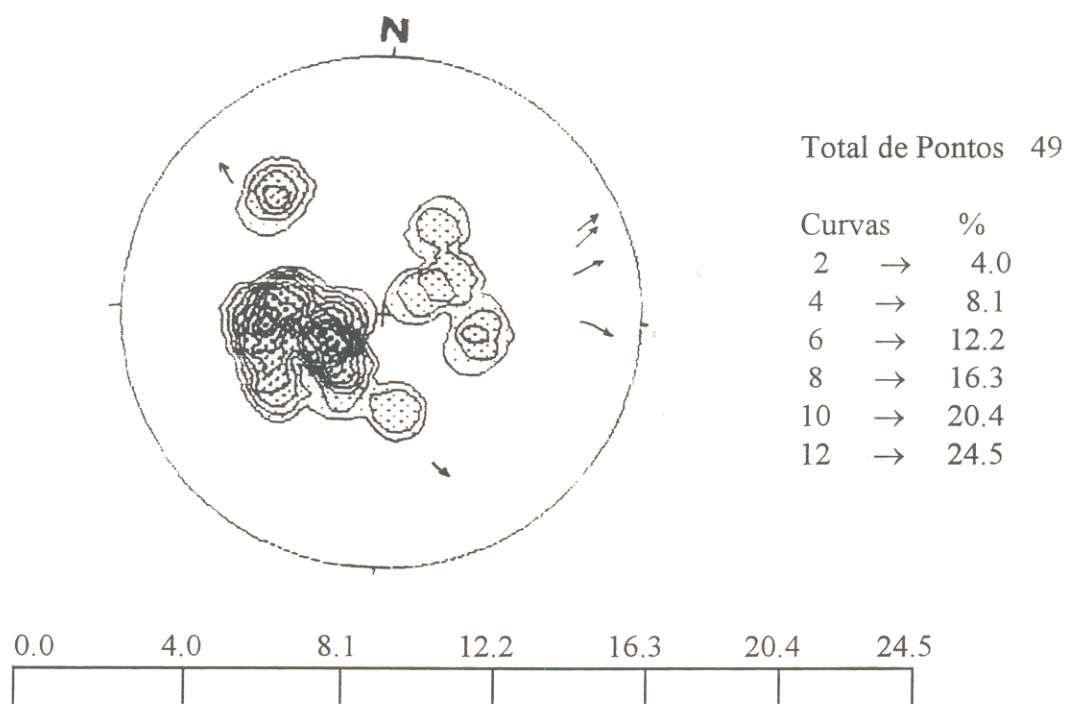


Figura 6 : Diagrama de contorno estrutural mostrando o comportamento da foliação milonítica nos gnaisses calciosilicáticos, retratando levemente uma estrutura dômica.

Nas seções delgadas, os gnaisses calciossilicáticos apresentam granulação grossa, e uma matriz fanerítica fina a média. Observa-se por vezes um bandamento, desenhado por níveis mais finos (microcristalinos) de máficos alternados entre porções de agregados quartzo-feldspáticos. Pode-se notar tanto nos minerais máficos como nos félsicos, localizadamente, textura em mosaico, acentuada nos primeiros pelos minerais ferromagnesianos (hornblenda, titanita e epidoto) e nos últimos por grãos de quartzo com contato geralmente por junção tríplice.

Mineralogicamente estão presentes entre os essenciais, microclina, plagioclásio, quartzo, hornblenda, diopsídio e epidoto. Os demais minerais acessórios na rocha são titanita, apatita, zircão e opacos; entre os secundários estão clorita, moscoovita e carbonatos.

Os cristais de plagioclásio são bem formados, subautomórficos a automórficos, normalmente maclados, com maclamento predominantemente do tipo albita. A composição do plagioclásio (An 28) foi obtida através do método Michel-Levy de determinação ótica.

Os cristais de quartzo são levemente alongados, com tamanhos superiores a 3 mm. Preservam extinção ondulante, sendo que predomina extinção normal entre os grãos menores. Os limites entre grãos de quartzo são suavemente curvos. Localmente exibem textura poligonal em mosaico, nas porções de granulações mais finas, com predominância de quartzo recristalizado. Onde a rocha apresenta-se bandada, as lamelas de deformação de quartzo são bem desenvolvidas, chegando a apresentar textura do tipo quartzo fitado.

Os leucossomas dos gnaisses calciossilicáticos apontaram para uma composição granodiorítica (Figura 7) são rosados e compostos mineralogicamente por quartzo, microclina e plagioclásio (An 21) como essenciais e biotita, moscoovita, epidoto, apatita, zircão e opacos, como acessórios. Apresentam textura porfírica e mais localmente glomeroporfírica, onde destacam-se cristais de feldspato potássico com dimensões superiores a 5mm, levemente orientados. Determinadas vezes, estes leucossomas podem exibir uma foliação incipiente, desenhada pela orientação de quartzo, moscoovita e feldspato.

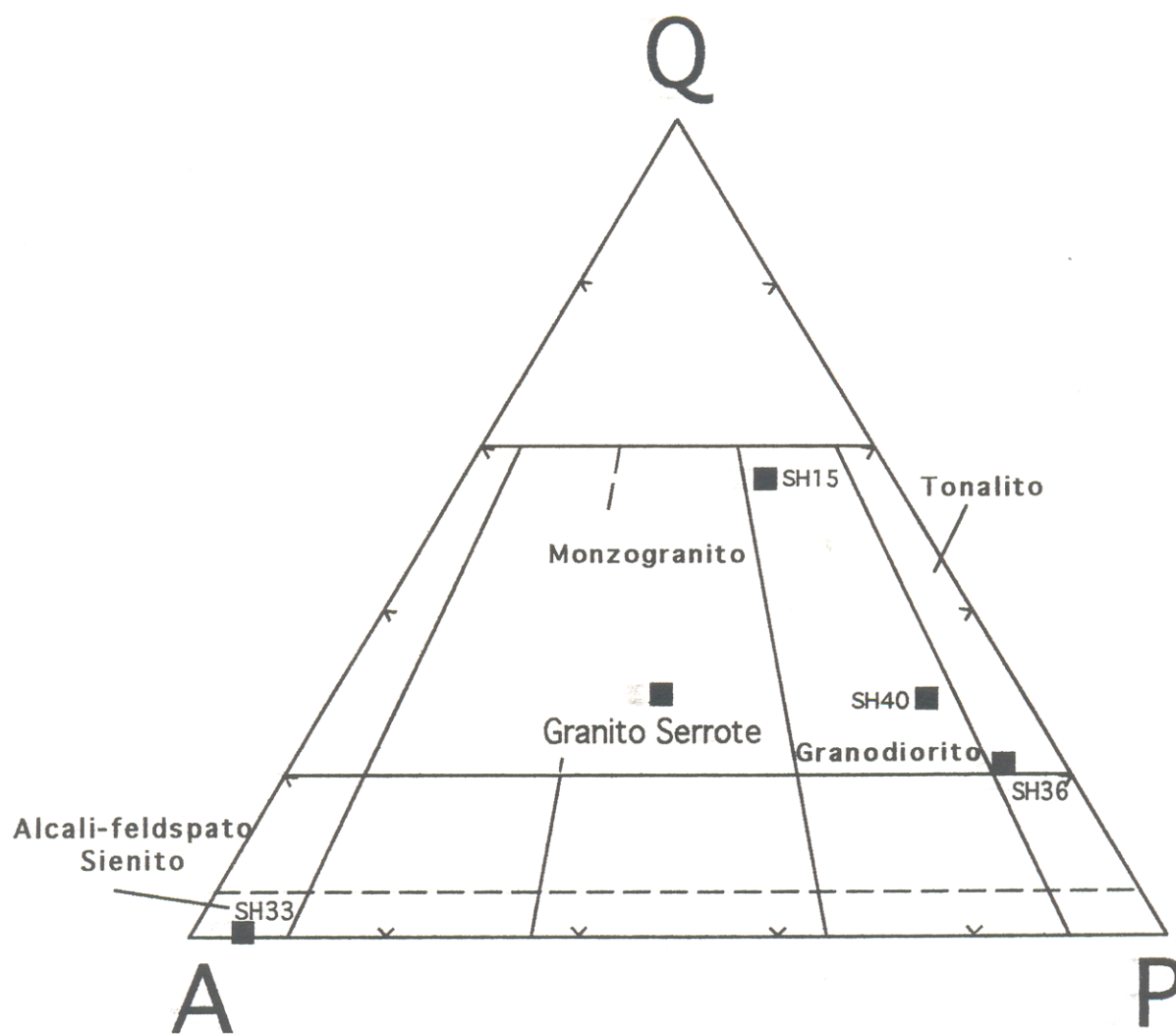


Figura 7 : Diagrama de Strackeisen (KF-QZ-PL) mostrando a distribuição das rochas estudadas de acordo com as diversas composições modais.

4.3. ORTOGNAISSES

Os ortognaisses, principalmente aqueles de composição tonalítica, foram vastamente mencionados na literatura referente ao embasamento do Cinturão Araguaia, à exemplo de COSTA *et al.* (1983); HASUI *et al.* (1984b); DALL'AGNOL *et al.* (1988); HASUI & COSTA (1990), entre outros.

Na região de Paraíso do Tocantins COSTA *et al.* (1983) descreveram gnaisses tonalíticos, mesocráticos, cinza esbranquiçados a cinza escuros, de granulação média a grossa e com bandamentos centimétricos caracterizados pela presença de bandas ricas em biotita, anfibólio e minerais metálicos e bandas quartzo-feldspáticas.

Segundo COSTA *et al.* (*op cit.*), os gnaisses tonalíticos são comuns tanto no Complexo Colméia como no Complexo Rio dos Mangues.

Na região estudada, estes ortognaisses são extremamente difíceis de serem encontrados, em função principalmente da extensa área arrasada ali exposta. Diante da escassez de afloramentos, foi necessário que se selecionasse corpos gnáissicos fora da área de estudo, situando-se um dos quais, 2 km a norte de Paraíso, na estrada de Chapada da Areia (Figura 3), e o outro, na Fazenda Mourão da Serra, na estrada que liga as cidades de Fátima e Porto Nacional.

Os ortognaisses identificados apresentam composição tonalítica e granodiorítica (Figura 7) e foram amostrados para estudo geocronológico. Os gnaisses tonalíticos, são representados pela amostra SH36, e o gnaisses granodioríticos representados pela amostra SH40.

Os gnaisses granodioríticos ocorrem em forma de pequenos lajedos, no leito do Rio Coquinho (Figura 8).

Estas rochas possuem coloração cinza clara e são compostas mineralogicamente por quartzo, ortoclásio e plagioclásio, como essenciais, e biotita, moscoovita, epidoto, apatita, zircão e opacos, como acessórios. Apresentam textura porfirítica e mais localmente glomeroporfirítica, cristais de plagioclásio com tamanhos médios variando de 2 a 5 mm. Estes cristais são maclados, em sua grande maioria, com maclamento do tipo albita, em formas subautomórficas.

A composição do plagioclásio foi obtida através do método Michel-Levy, apontando valor de anortita An 25.

Estes gnaisses granodioríticos foram considerados como pertencentes ao Complexo Colméia após trabalhos de mapeamentos realizados na região de Paraíso do Tocantins por COSTA *et al.* (1983) e HASUI *et al.* (1984b). Segundo COSTA (1985), a área de afloramento destas rochas foi descrita como Complexo Rio dos Mangues.

Os gnaisses tonalíticos são melanocráticos, cinza escuros, e como característica marcante, apresentam-se extremamente migmatizados. Em lâmina delgada, exibem textura granular hipidiomórfica a xenomórfica localmente, apresentando grande quantidade de lamelas de biotita orientadas e normalmente cloritizadas, definindo uma foliação. Esta por sua vez é paralela ao bandamento, desenhado pelo contraste de bandas máficas e félsicas.

Mineralogicamente constituem-se de plagioclásio, quartzo, biotita, epidoto, zircão, apatita, titanita, moscoovita e poucos opacos. Os cristais de

epidoto, provavelmente originados da alanita, encontram-se metamitizados e aqueles cristais secundários encontram-se normalmente em contato com plagioclásio. A composição do plagioclásio nestes gnaisses apresenta valores de anortita An 32.

Estes gnaisses tonalíticos foram agrupados por COSTA (1985) no contexto do Complexo Rio dos Mangues, fazendo limite a oeste com o Granito Matança.



Figura 8: Pequeno lajedo onde afloram gnaisses granodioríticos localizados no rio Coquinho, a norte de Paraíso do Tocantins. Ponto para coleta SH40.

4.4 - GNAISSES ALCALINOS

Segundo COSTA (1985), distinguem-se, nos domínios dos gnáisses alcalinos de Serra da Estrela, na região de Paraíso do Tocantins, três corpos de nefelina-sienito gnáisses, de direção NE e intercaladas nas rochas do Complexo Rio dos Mangues.

Os exemplos desta unidade estudados localizam-se na Fazenda Agromangue, distante aproximadamente 15 Km a leste da localidade de Pugmil e próximos a Serra da Estrela. Os afloramentos mais representativos encontram-se em forma de lajedos no leito do Rio dos Mangues.

Os nefelina gnáisses destacam-se pela coloração cinza esverdeada a esbranquiçada, com bandamento e orientação geral NE-SW (Figura 9). Caracterizam-se mineralogicamente pela presença de nefelina, microclina, plagiocládio, hornblenda e piroxênio. Estruturalmente os corpos de nefelina gnáisses apresentam-se foliados, com atitude da foliação milonítica de $50^{\circ}/130^{\circ}$ Az e lineações com mergulhos variando de 10° a $30^{\circ}/45^{\circ}$ Az (Figura 10).

Foi observado, a uma distância de aproximadamente 500 m a leste destes gnáisses alcalinos, um grande lajedo onde afloram gnáisses álcali-feldspáticos sieníticos (Figura 11).

Estes gnáisses sieníticos foram aparentemente incluídos no Complexo Rio dos Mangues (COSTA *et al.*, 1983), entretanto, devido as semelhanças composicionais e a proximidade com os nefelina gnáisses de Serra da Estrela, devem fazer parte deste mesmo conjunto de rochas alcalinas e pertencentes a Suíte Monte Santo.

Os gnaisses sieníticos são caracterizados por uma coloração rosa predominante, onde estabelecem-se os minerais orientados de k-feldspatos, com níveis acinzentados, predominantemente de biotita. Estes gnaisses foram amostrados para estudo geocronológico e o ponto de coleta corresponde a SH33 (Figura 1).

Os álcali-feldspatos sienitos apresentam textura variando de granular (equigranular) alotriomórfica, principalmente entre os agregados de k-feldspatos, a xenomórfica, normalmente onde predominam os cristais de plagioclásio. Possuem granulação média com tamanho dos grãos em torno de 2mm. Mineralogicamente são constituídos por fenocristais de plagioclásio (An 8), microclina, titanita, aegirina-augita, biotita e opacos automorfos (magnetita).



Figura 9: Corpos de nefelina gnaisses da Serra da Estrela, pertencentes a Suíte Monte Santo e aflorando a leste de Pugmil, no rio dos Mangues.

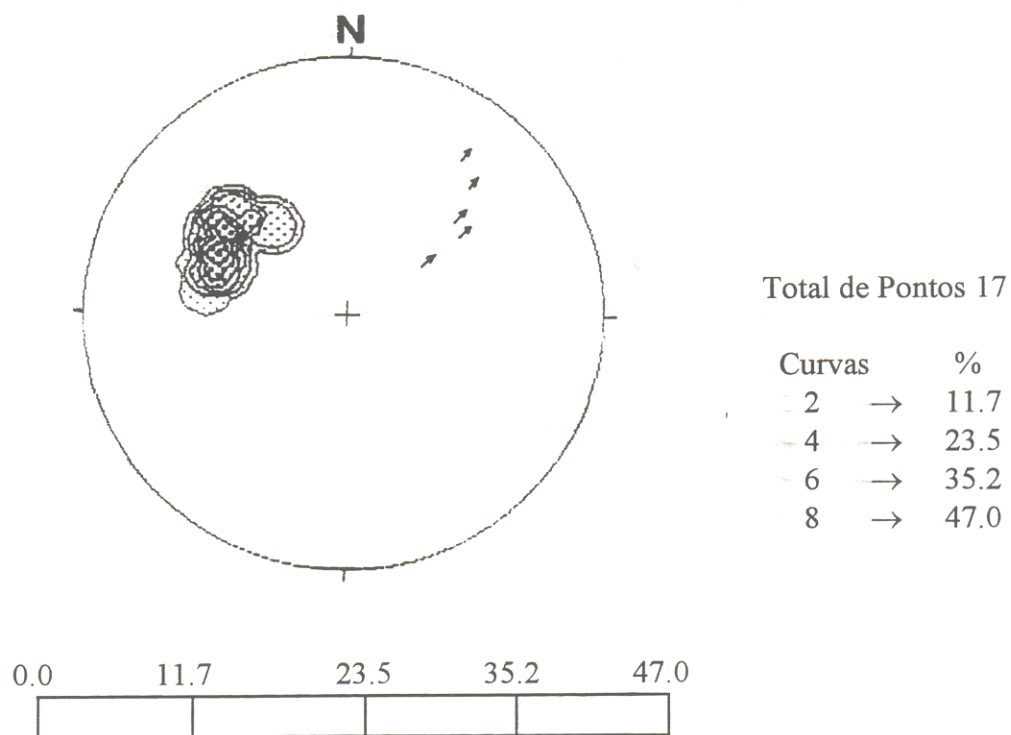


Figura 10: Diagrama de contorno estrutural representando a foliação milonítica dos nefelina gnaisses da Serra da Estrela, mostrando atitude geral $50^{\circ}/130^{\circ}$ Az.



Figura 11: Afloramento tipo lajedo de gnaiss sienítico, localizado numa estreita faixa a leste da localidade de Pugmil, na fazenda Agromangue. Ponto para coleta SH 33 .

4.5. GRANITO SERROTE

O Granito Serrote, segundo COSTA (1985) está encaixado nas rochas do Complexo Rio dos Mangues e apresenta formato elíptico com eixo maior (19 quilômetros) na direção NNE-SSW e eixo menor com 14 quilômetros. COSTA *et al.* (1983) descreveram, nesta unidade, rochas félsicas com termos variando de rósea a cinza, granulação de média a grossa nas porções centrais e fina a média nas bordas. Os pórfiros são constituídos por fenocristais de quartzo e k-feldspato estirados e orientados que, juntamente com a biotita e o anfibólio definem uma foliação de direção N60°E.

O Granito Serrote destaca-se na Serra do Serrote (Figura 13), com expressão na porção centro norte da área. As pedreiras abertas nas encostas da Serra do Serrote exibem paredões de dezenas de metros de altura, sendo também comuns afloramentos em forma de blocos, de dimensões métricas. Distanciando-se do centro, nas bordas da serra, prevalescem os afloramentos tipo lajedos, que podem atingir de 2 a 5 quilômetros quadrados de área (Figura 13).

Estruturalmente, o Granito Serrote, acha-se ligeiramente foliado, e esta foliação exhibe características anastomóticas principalmente observadas nas bordas deste corpo, desenhando planos com atitude geral predominante de 20°/330° Az (Figura 14).

Esta foliação encontra-se levemente ondulada chegando a definir no diagrama estrutural uma “guirlanda” que aponta mergulhos baixos a médios, em torno de 20-40° para 60-70° Az. Na extremidade noroeste da Serra do Serrote, a foliação aparece mais evidente (Figura 15), com atitudes direcionadas predominantemente a NNW e mergulhos baixos, em torno de 5 a 15° para NE.



Figura 12: Serra do Serrote na porção central da área, onde estão expostos os melhores afloramentos do Granito Serrote. Em primeiro plano destaca-se o aspecto geral dos terrenos arrasados, dispostos ao redor da serra.



Figura 13: Afloramentos tipo lajedos que ocorrem nas bordas do Granito Serrote.

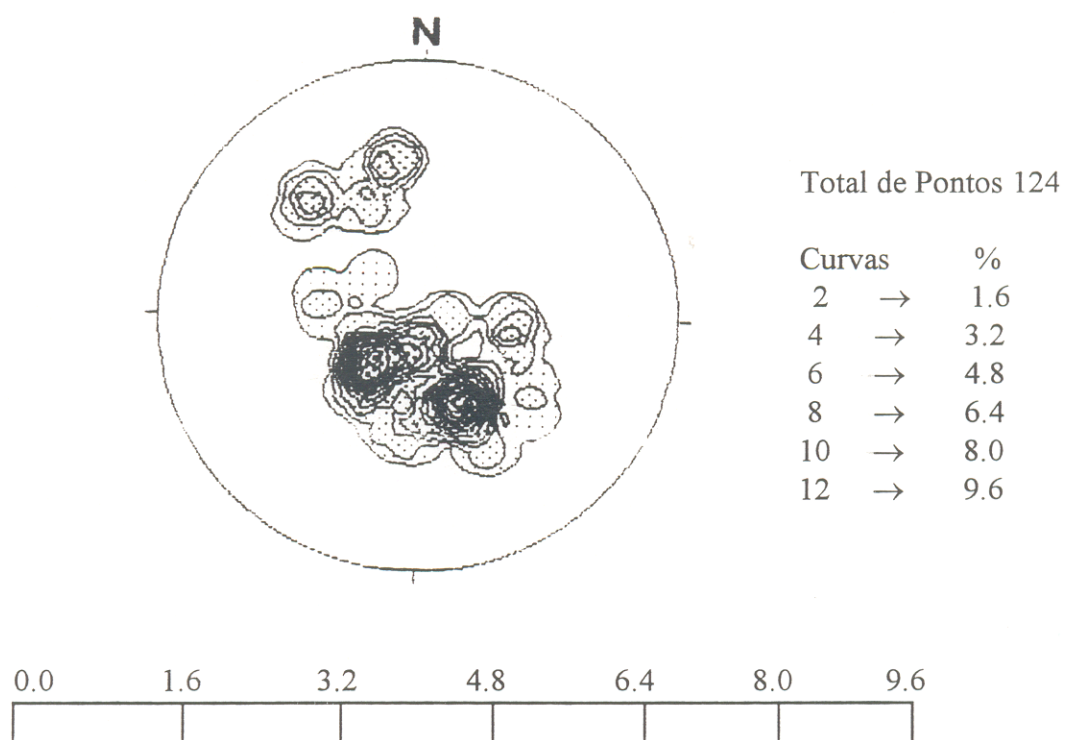


Figura 14: Diagrama de contorno estrutural mostrando o comportamento da foliação milonítica nas bordas do Granito Serrote. Os máximos apontam com mergulhos médios para 60° e 330° Az aproximadamente.



Figura 15: Detalhe da foliação milonítica na porção NW do Granito Serrote. A granulação grossa favorece a individualização dos cristais de feldspato amendoados.

Na borda leste do Granito Serrote, o traço da foliação é visualizado numa estreita faixa submeridiana, definindo uma zona de deformação (shear zone), onde prevalece o estiramento, à semelhança de um tectonito LS. Esta zona inflete para SSW na extremidade sul deste corpo (Figura 16).

Em termos rupturais, várias famílias de juntas foram observadas seccionando o Granito Serrote (Figura 17), representadas pelas direções preferenciais 50° Az, 100° Az e 150° Az. As fraturas trativas, normalmente preenchidas por sílica, apresentam direção preferencial nordeste. Além dessas estruturas, foram observadas falhas com movimentação inversa predominante, e mergulhos médios a altos (40 a 70°) para 40° Az, 340° Az e 290° Az, bem como estrias, direcionadas a 310 Az, com médios valores de mergulho.



Figura 16: Forte zona deformacional de direção N-S, impressa na borda leste do Granito Serrote.



Figura 17: Fraturas comumente observadas no Granito Serrote.

Estas rochas apresentam coloração rosa com tons acinzentados, de granulação média a grossa na porção central do corpo, e frações mais finas nas bordas do corpo. Naquelas porções grossas destacam-se ocelos de quartzo e feldspatos, alongados na direção da foliação e envolvidos por grãos sensivelmente menores de quartzo, biotita e moscoovita.

Em lâmina delgada as rochas do Granito Serrote apresentam textura porfirítica, formada por fenocristais de k-feldspato e quartzo, com matriz granular alotriomórfica. Localmente a matriz se torna microporfirítica seriada. São observadas feições de recristalização, evidenciadas pelos minerais quebrados e subgrãos de quartzo. Mineralogicamente a rocha é composta por fenocristais de microclina, plagioclásio, quartzo, biotita, moscoovita, zircão, epidoto, titanita, apatita, clorita, (tremolita-actinolita) e opacos, e apresenta composição monzogranítica (Figura 7). A orientação dos pórfiros ou fenocristais amendoados de microclina e quartzo, entre minerais de granulação mais fina (biotita lamelar orientadas e cloritizadas), delineiam a foliação da rocha e a concentração em leitos ou bandas destes minerais, chegam a desenhar um pseudo bandamento. O contato entre os minerais é geralmente interpenetrativo.

5. GEOCRONOLOGIA

5.1- INTRODUÇÃO

As rochas gnáissicas que afloram nas proximidades de Paraíso do Tocantins receberam tratamento geocronológico onde foram aplicados os métodos de evaporação de Pb em monocristais de zircão (Pb-Pb em zircão) e Pb-Pb em rocha total e feldspatos, no intuito de se conhecer a idade de cristalização das mesmas.

Foram selecionados para datação pelo método de Pb-Pb em zircão, gnaisses calciossilicáticos e ortognaisses, originalmente considerados como pertencentes ao Complexo Colméia. Nos primeiros foram analisadas tanto aquelas porções puramente calciossilicáticas, representadas pela amostra SH12, como as porções graníticas ou leucossomáticas associadas a estas rochas e representados pela amostra SH15. Os ortognaisses analisados apresentam composição granodiorítica e são representados pela amostra SH40.

Além deste grupo de rochas, foram selecionados gnaisses tonalíticos, representados pela amostra SH36, representativos de áreas originalmente consideradas como pertencentes ao Complexo Rio dos Mangues.

Somados a estas rochas, foram datados, ainda pelo método de Pb-Pb em zircão, gnaisses álcali-feldspáticos sieníticos, representados pela amostra SH33 que, aparentemente foram mapeados no Complexo Rio dos Mangues entretanto, provavelmente, podem estar associados aos gnaisses alcalinos da Suíte Monte Santo.

O Granito Serrote foi datado pelo método de Pb-Pb em rocha total e feldspatos, uma vez que paralelamente ao desenvolvimento desse trabalho, este corpo foi objeto de estudo geocronológico, através de um Trabalho de Conclusão de Curso (TCC), desenvolvido pelo

aluno Daniel Lima, onde foram empregados os métodos Rb/Sr em rocha total e minerais e Pb-Pb em zircão. As amostras selecionadas para datação pelo método Pb-Pb em rocha total e feldspatos no presente trabalho, foram as mesmas utilizadas no método Rb/Sr. Dessa forma, teria-se então a oportunidade de comparar as idades obtidas para esta unidade, através de três diferentes métodos geocronológicos.

Adicionalmente, para que se efetivasse a compreensão evolutiva do Granito Serrote, a idade de Pb-Pb em rocha total e feldspatos foi comparada com aquelas obtidas para outros corpos graníticos, cronologicamente similares. Tal comparação foi realizada tomando-se como exemplos, os Granitos Velho Guilherme e Redenção, no contexto do Craton Amazônico, a Suíte Lajeado, no Maciço Mediano de Goiás e o Gnaisse Cantão, no segmento setentrional do Cinturão Araguaia. Sendo que para este último, os dados pelo método Pb-Pb em rocha total e feldspatos, foram obtidos neste trabalho.

5.2. MÉTODO Pb-Pb EM ZIRCÃO

5.2.1 Generalidades

O método de evaporação de Pb em monocristais de zircão (Pb/Pb em zircão) se baseia no sistema U-Pb através do decaimento dos isótopos de U para os isótopos de Pb, onde o ^{238}U decai para o ^{206}Pb e o ^{235}U decai para o ^{207}Pb . Este método permite a determinação de idades $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ em zircões, com base na equação 1, abaixo mostrada:

$$\left(\frac{^{207}\text{Pb}}{^{206}\text{Pb}} \right)^* = \left(\frac{^{235}\text{U}}{^{238}\text{U}} \right) \frac{(e^{\lambda_5 T} - 1)}{(e^{\lambda_8 T} - 1)} \quad (1)$$

onde: $\left(\frac{^{207}\text{Pb}}{^{206}\text{Pb}} \right)^*$ é a razão radiogênica
 $\left(\frac{^{235}\text{U}}{^{238}\text{U}} \right)$ é uma constante igual a 1/137,8
 λ_5 é a constante de decaimento do ^{235}U
 λ_8 é a constante de decaimento do ^{238}U
 T é a idade

A técnica de datação pelo método de Pb-Pb em zircão foi desenvolvida com sucesso por KOBER (1986, 1987), embora na literatura haja registro de trabalhos anteriores (CHUKHONIN, 1978; GENTRY *et al.*, 1982; SUNIN & MALYSHEV, 1983). A técnica desenvolvida por KOBER (1986) utiliza dois filamentos (filamento duplo de rênio). Um cristal de zircão é depositado em um filamento em forma de canoa que ao ser aquecido, provoca a evaporação do Pb contido no zircão, a uma temperatura de aproximadamente 1600 - 1700⁰K. Os átomos de Pb evaporados são então imediatamente ionizados por outro filamento, ao atingirem uma temperatura de 2200⁰ K.

Em 1987, KOBER introduziu uma modificação na metodologia, que consiste em depositar o Pb evaporado do cristal no filamento de ionização, que é mantido a uma temperatura de pelo menos 1750 - 1800⁰ K. Posteriormente, o filamento de ionização é aquecido e os átomos depositados são ionizados a aproximadamente 2200⁰ K.

Uma modificação na técnica de KOBER foi introduzida por OLSZEWSKI *et al.* (1990) que utilizaram apenas um filamento de rênio (filamento simples). Esse filamento, em forma de canoa, no qual o cristal de zircão, previamente selecionado, é aprisionado, ao ser aquecido gradativamente, em um espectrômetro de massa de ionização termal, permite a evaporação dos átomos de Pb do cristal, com a subsequente ionização desses átomos. A técnica do filamento simples foi implantada no Laboratório de Geologia Isotópica da UFPA em 1993 por H. Gaudette.

O princípio deste método, conforme descrito anteriormente por MOURA (1992), se baseia na premissa de que o sistema U-Pb do mineral evoluiu num sistema fechado. Como resultado, a idade fornecida pelas razões $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ seria concordante. Entretanto, sabe-se que ocorre o fracionamento do sistema U-Pb nos domínios não cristalinos do cristal de zircão, como por exemplo as porções metamíticas, as partes fraturadas e as bordas do cristal, o que leva a obtenção de idades $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ discordantes. Nestes domínios, o Pb é evaporado a mais baixas temperaturas, enquanto que o Pb dos domínios cristalinos, que são os sítios de maior retenção de Pb no cristal, é evaporado a temperaturas mais elevadas (KOBER 1986). Dessa forma, com o aumento gradativo da temperatura do filamento, o Pb presente nas diferentes partes do cristal é evaporado, seletivamente (MOURA, 1992).

O espectrômetro de ionização termal utilizado na análise, não possui pirômetro ótico para medir a temperatura de análise, conseqüentemente, o acréscimo da temperatura deve ser controlado pela amperagem da corrente no filamento. Nas análises realizadas, iniciou-se a leitura das razões isotópicas do Pb em torno de 2,2 Amp. (mais baixas temperaturas),

aumentando-se gradativamente a amperagem até a total evaporação do Pb. Em geral as temperaturas de análises mais altas situaram-se em torno de 2,7 Amp.

A análise espectrométrica é realizada de modo que a cada passo na evaporação do Pb, é determinado um “bloco” contendo seis razões $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$. O primeiro bloco de razões $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ é obtido a mais baixas temperaturas, uma vez que está sendo evaporado o Pb dos domínios não cristalinos do zircão. A temperatura do filamento é aumentada para o bloco seguinte, e assim sucessivamente, até o último bloco, obtido a temperaturas mais elevadas. Com o aumento gradativo da temperatura, ocorre um acréscimo no valor médio das razões $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ de cada bloco, até que estas razões se estabilizem, em torno de um certo valor, independentemente do contínuo incremento de temperatura. Nesse momento, está sendo eliminado o Pb das porções cristalinas do zircão e a média das razões $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ obtida permite o cálculo da idade do mineral, através da equação 1, anteriormente citada:

A visualização do cálculo dessa idade é obtida num diagrama onde é plotada, na vertical, a média das razões $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ de cada bloco, e na horizontal, o bloco correspondente. Ao ser atingida a estabilização das razões $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$, é definido um platô, cuja razão $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ é calculada pela média das razões $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ de cada bloco.

A idade platô do grão de zircão é interpretada como idade mínima de cristalização do cristal de zircão, entretanto, tem sido demonstrado que ela pode ser similar ou ligeiramente inferior à idade verdadeira desse mineral (KOBBER, 1987; ANSDELL & KYSER, 1991). Esta idade é corrigida para o fracionamento de massa e para o Pb de contaminação (MACAMBIRA *et al.*, 1994).

Este método apresenta uma vantagem em relação ao método clássico de datação U-Pb porque permite que se analise apenas um grão de zircão sem tratamento químico prévio, reduzindo assim, os problemas de contaminação em Pb durante o procedimento experimental (GAUDETTE *et al.*, 1993).

Neste trabalho, as leituras das análises foram obtidas no espectrômetro ISOMASS, modelo VG54E monocoletor, do Laboratório de Geologia Isotópica da UFPA, com erros sob as idades plotados a 2σ . Foram analisados os cristais de zircão pertencentes as frações não magnéticas, sendo que na ausência destas, recorreu-se a utilização das frações magnéticas. Foi estabelecida a utilização de um mínimo de 5 blocos para a definição da idade platô em cada cristal de zircão analisado, tendo sido eliminados os grãos que não atingiram este número. A eliminação dos blocos foi feita com base na correção para as razões $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ (Pb de contaminação), com valores inferiores a 0,0004, que são lidos normalmente no início de cada análise. Procurou-se também excluir do cálculo da idade, os blocos com maior dispersão em relação a idade platô de cada zircão.

5.2.2 Resultados Analíticos

5.2.2.1. Zircões dos Gnaisses Calciossilicáticos (SH12)

Foram separados e analisados 13 cristais de zircões pertencentes a fração 0⁰ NM (0⁰ não magnética). Os zircões dos gnaisses calciossilicáticos datados, apresentam-se bem cristalizados, prismáticos, subautomorfos, alongados e normalmente translúcidos com tonalidades rosadas e mais raramente metamíticos. São zircões com tamanhos inferiores a 0,35 mm e que apresentam fraturas e inclusões (Figura 18).

Do total de cristais de zircões analisados, 11 foram aproveitados para o cálculo da idade. A eliminação de dois cristais de zircão foi feita em função dos mesmos não terem apresentado o número mínimo de 5 blocos para o estabelecimento de um platô. Foi feita também a correção para o Pb de contaminação presente principalmente nos blocos iniciais de cada cristal, obtidos a baixas temperaturas (Tabela 2). A idade foi calculada então com 11 zircões, que forneceram 170 blocos de razões $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ e a idade obtida foi de 2085 ± 28 Ma (2σ). Este resultado é expresso no diagrama da Figura 19.

A idade obtida para os zircões dos gnaisses cálcio-silicáticos, pode ser interpretada como idade mínima do metamorfismo que atingiu essas rochas. Nesse caso, os cristais de zircão poderiam ter se formado durante o evento metamórfico, ocorrido no Transamazônico, afetando as rochas sedimentares pré-transamazônicas.

Alternativamente, se os zircões forem detríticos, essa idade poderia revelar a idade de uma das áreas fontes da sedimentação, formada no máximo em torno de 2100 Ma, representando, dessa forma, uma idade máxima para a deposição do sedimento original.

Tabela 2: Resultados analíticos dos zircões dos gnaisses calciossilicáticos (SH12). Os zircões precedidos por um * foram eliminados do cálculo.

SH12	Blocos lidos	Blocos eliminados	Blocos válidos para leitura	Idade (Ma) 2 σ
Zircão 1	17	4	13	2178 \pm 20
Zircão 2	35	4	31	2084 \pm 09
Zircão 3	35	3	32	2074 \pm 13
Zircão 4	19	4	15	2024 \pm 14
Zircão 5	37	7	30	2099 \pm 09
Zircão 6	40	27	13	2203 \pm 26
Zircão 7	9	1	8	2078 \pm 29
Zircão 8	12	2	10	2113 \pm 19
*Zircão 9	5	2	3	2128 \pm 75
*Zircão 10	2	0	2	2002 \pm 61
Zircão 11	8	1	7	2015 \pm 20
Zircão 12	7	1	6	1824 \pm 57
Zircão 13	5	0	5	2067 \pm 23
			Total 170	Média 2085 \pm 28

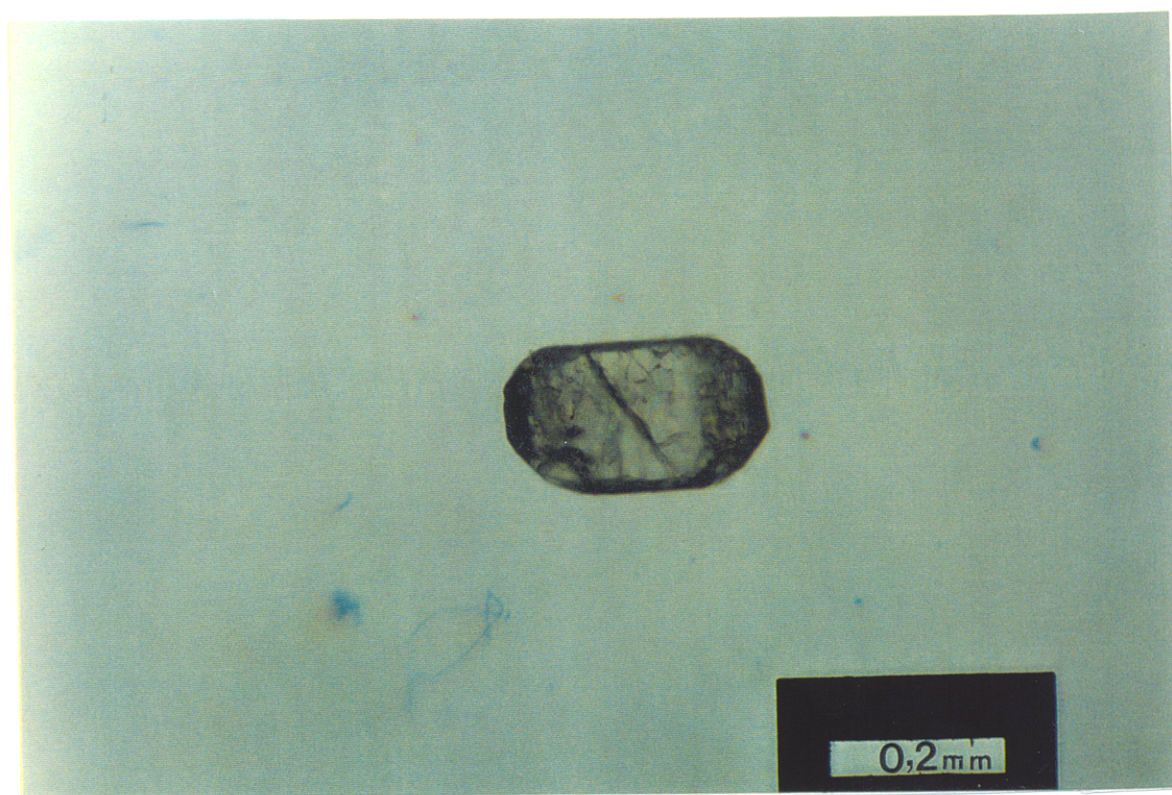


Figura 18: Fotomicrografia mostrando um cristal de zircão de gnaiss calciosilicático. O cristal é prismático, subautomorfo, translúcido e com fraturas e algumas inclusões.

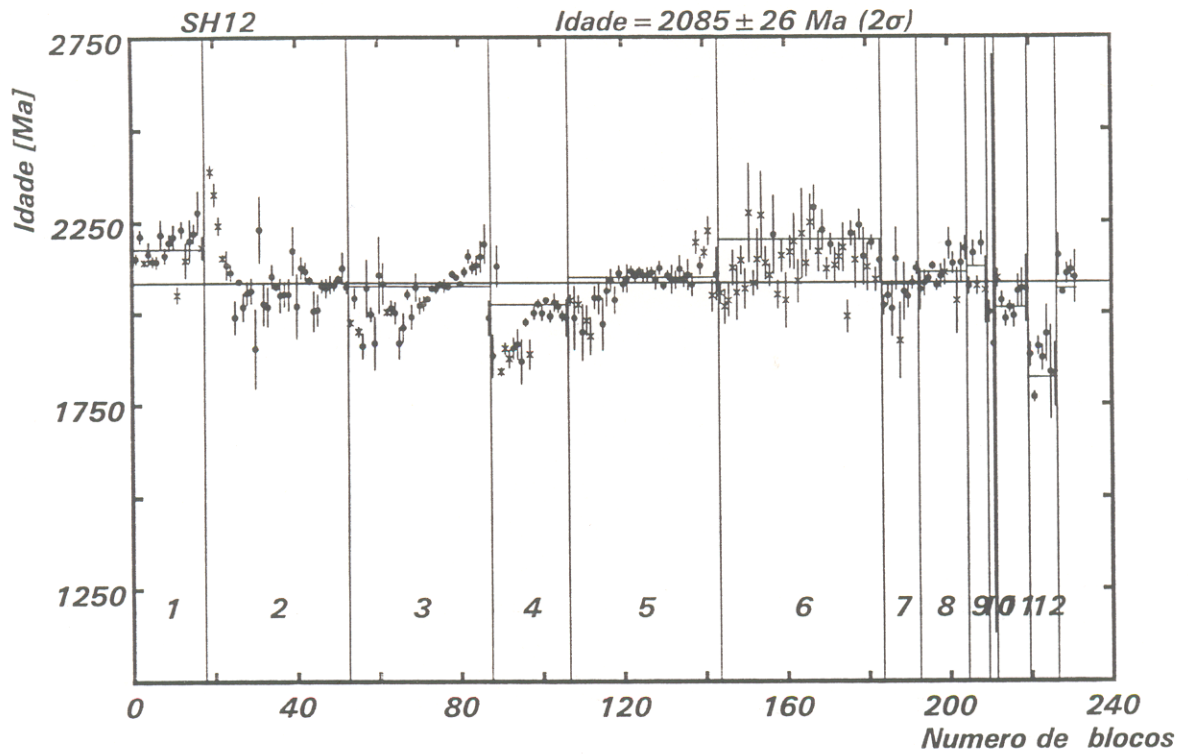


Figura 19: Diagrama representando a idade (em Y) versus número de blocos (em X), de 12 cristais de zircão pertencentes a gnaiss calciossilicático. Os símbolos representados por um *x* não foram incluídos no cálculo.

5.2.2.2. Zircões de Leucossomas Granodioríticos dos Gnaisses Calciossilicáticos (SH15)

Os cristais de zircão destas porções granodioríticas analisados, são pequenos, subautomorfos, alongados e normalmente metamíticos (com pouca transparência), com bordas corroídas e pertencentes à fração 1° M (1° magnética), por não terem sido obtidos zircões da fração 0° NM (não magnética) (Figura 20). Foram analisados 16 zircões, dos quais 7 não forneceram emissão para leitura espectrométrica, tendo sido ainda dois cristais eliminados, um dos quais por apresentar um erro muito grande sobre a idade (2194 ± 285 Ma) e o outro por mostrar uma dispersão muito grande dos blocos em relação a média. A idade foi portanto calculada com 7 zircões, obtendo-se 128 blocos de razões $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$, que forneceram uma idade de 1.819 ± 32 Ma (2σ) (Tabela 3). Os zircões 3 e 6 são os que melhor representam a idade destes zircões, mostrando, cada um, seu platô bem definido (Figura 21).

Os leucossomas dos gnaisses calciossilicáticos merecem uma discussão mais complexa a cerca de sua origem, uma vez que forneceram uma idade inferior àquela encontrada para os gnaisses calciossilicáticos.

Estas rochas granodioríticas poderiam ter se originado a partir da fusão parcial das rochas calciossilicáticas durante o metamorfismo de idade transamazônica, e nesse caso, a idade rejuvenescida, fornecida para os zircões, poderia indicar uma perda parcial de Pb ocorrida durante a instalação do Cinturão Araguaia no Ciclo Brasileiro. Esta hipótese se aplicaria tanto para o caso dos zircões serem neoformados ou terem sido herdados das rochas calciossilicáticas. Ressalta-se que estes leucossomas são formados por grãos de zircão metamíticos, o que pode reforçar dessa forma, a obtenção de idades mais jovens.

Uma outra hipótese que merece ser considerada seria a relação dessas porções granodioríticas com a colocação de corpos ígneos no Proterozóico Inferior, a exemplo do Granito Serrote e do Gnaiss Cantão, cujas idades Pb-Pb em zircão são de 1.851 ± 41 Ma (2σ) (SOUSA & MOURA, 1995) e 1846 ± 64 Ma (MOURA, 1992) respectivamente. As idades desses corpos serviriam de suporte para esclarecer a idade dos zircões dos leucossomas.

Tabela 3: Resultados analíticos dos zircões de leucossomas granodioríticos (SH15). Os zircões precedidos por um * foram eliminados do cálculo.

SH15	Blocos lidos	Blocos eliminados	Blocos válidos para leitura	Idade (Ma) 2σ
Zircão 1	34	13	21	1703±55
Zircão 2	30	6	24	1796±31
Zircão 3	23	1	22	1847±13
Zircão 4	18	7	11	1813±180
Zircão 5	6	1	5	1723±45
Zircão 6	23	7	16	1797±19
*Zircão 7	10	1	9	1505±54
*Zircão 8	11	3	8	2194±285
Zircão 9	13	1	12	1884±61
			Total 128	Média 1819±32

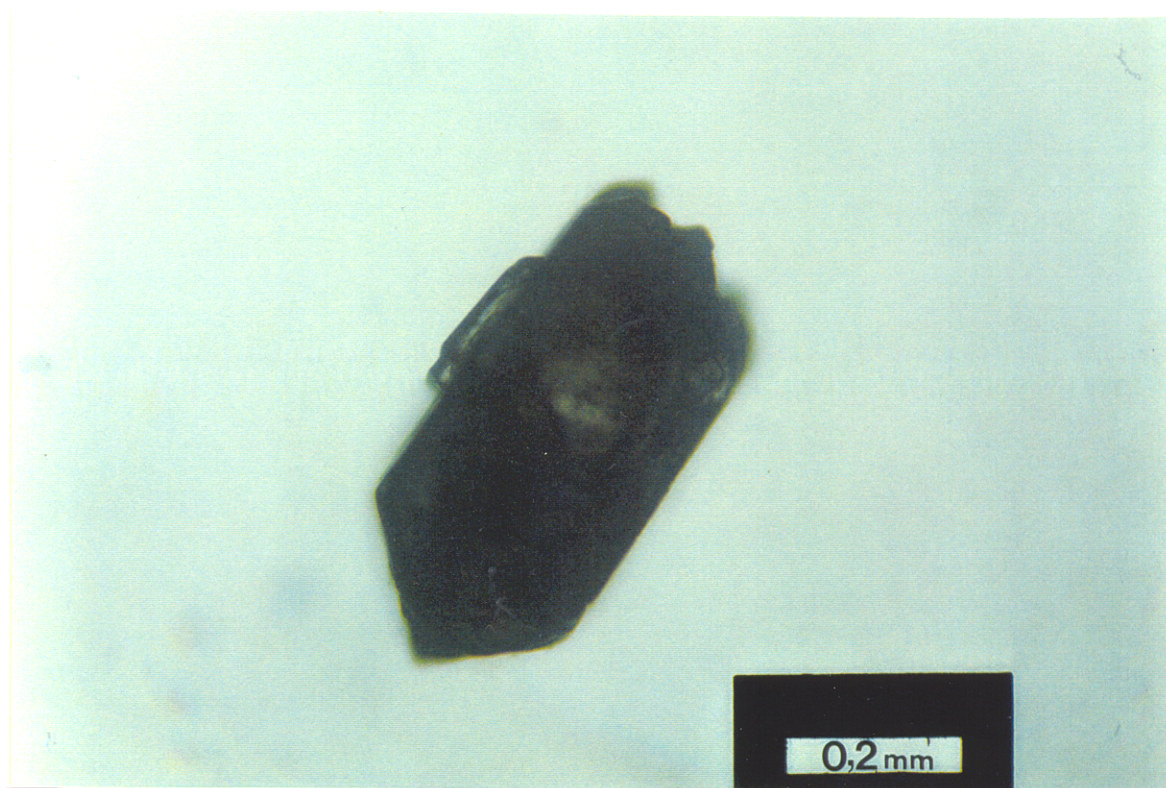


Figura 20: Fotomicrografia de um cristal de zircão de leucossoma granodiorítico associada a gnaisses calciossilicáticos. O cristal, metamítico (com pouca transparência), pertence a fração 1° M, e mostra forma subautomorfa com bordas corroídas.

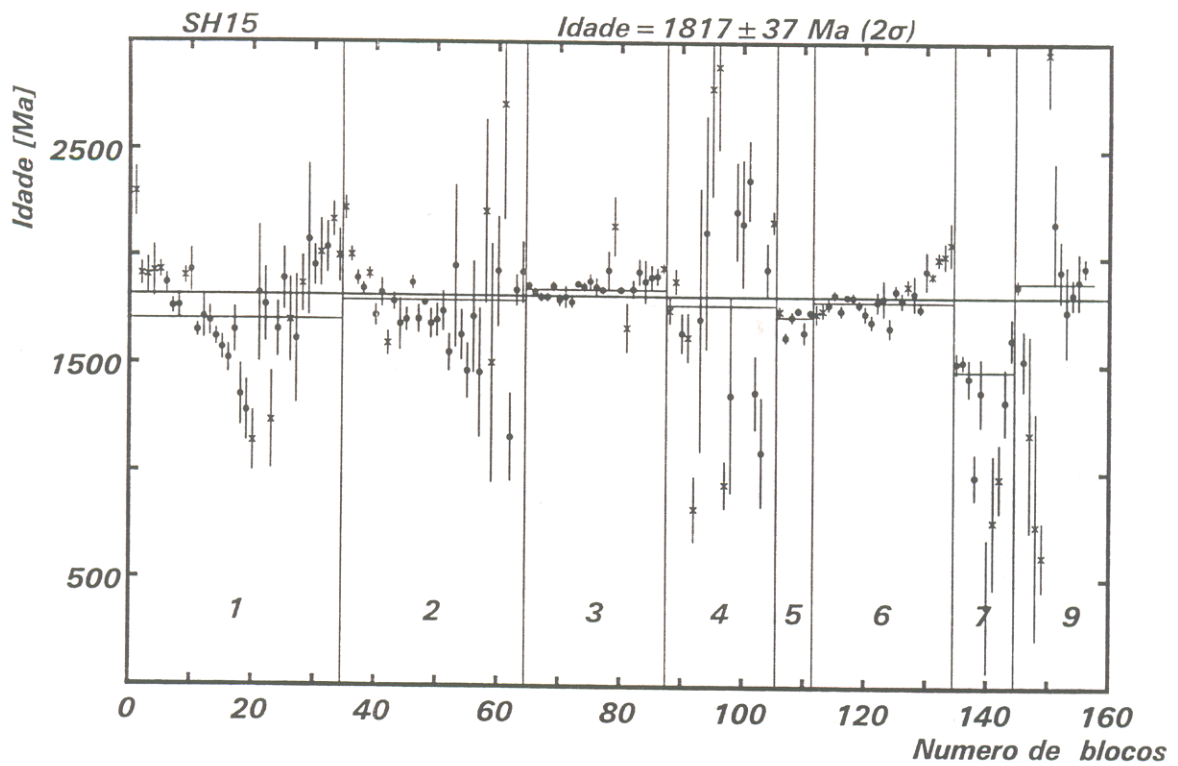


Figura 21: Diagrama representando a idade (em Y) versus número de blocos (em X), de 8 cristais de zircão pertencentes a leucossomas granodioríticos dos a gnaisses calciossilicáticos. Os símbolos representados por x foram eliminados do cálculo.

5.2.2.3. Zircões dos Gnaisses Granodioríticos (SH40)

Os cristais de zircão dos gnaisses granodioríticos pertencem as frações 0^o M e 0^o NM. São cristais predominantemente curtos, subautomorfos, de coloração castanho clara, com arestas levemente corroídas e fraturadas, apresentando ainda algumas inclusões (Figura 23). Foram analisados um total de 18 cristais de zircão, dos quais, 8 não forneceram emissão para leitura espectrométrica e 1 cristal foi eliminado por apresentar número insuficiente de blocos (inferior a 5). Nos 9 zircões restantes, 128 blocos de razões ²⁰⁷Pb/²⁰⁶Pb forneceram uma idade de 2.011 ± 41 Ma (2σ) (Tabela 4, Figura 24).

A idade dos gnaisses granodioríticos é interpretada como idade mínima de cristalização do protólito ígneo e sugere a existência de um evento magmático ocorrido entre 2,0 e 2,1 Ga no segmento sul do Cinturão Araguaia. Essa interpretação encontra suporte em alguns estudos geoquímicos e petrogenéticos, em ortognaisses, disponíveis na literatura, que têm demonstrado que rochas dessa natureza, quando datadas apontam normalmente idades de cristalização do protólito ígneo (NEDELEC *et al.*, 1990).

Tabela 4: Resultados analíticos dos zircões dos gnaisses granodioríticos (SH40). Os zircões precedidos por um * foram eliminados do cálculo.

SH40	Blocos lidos	Blocos eliminados	Blocos válidos para leitura	Idade (Ma) 2σ
Zircão 1	17	3	14	1956±38
Zircão 2	18	8	10	1935±58
*Zircão 3	2	2	0	2111±147
Zircão 4	6	1	5	1968±80
Zircão 5	9	2	7	1930±58
Zircão 6	26	5	21	2099±12
Zircão 7	31	1	30	1994±7
Zircão 8	14	3	11	2129±74
Zircão 9	10	0	10	2011±25
Zircão 10	27	7	20	1844±26
			Total 128	Média 2011±41

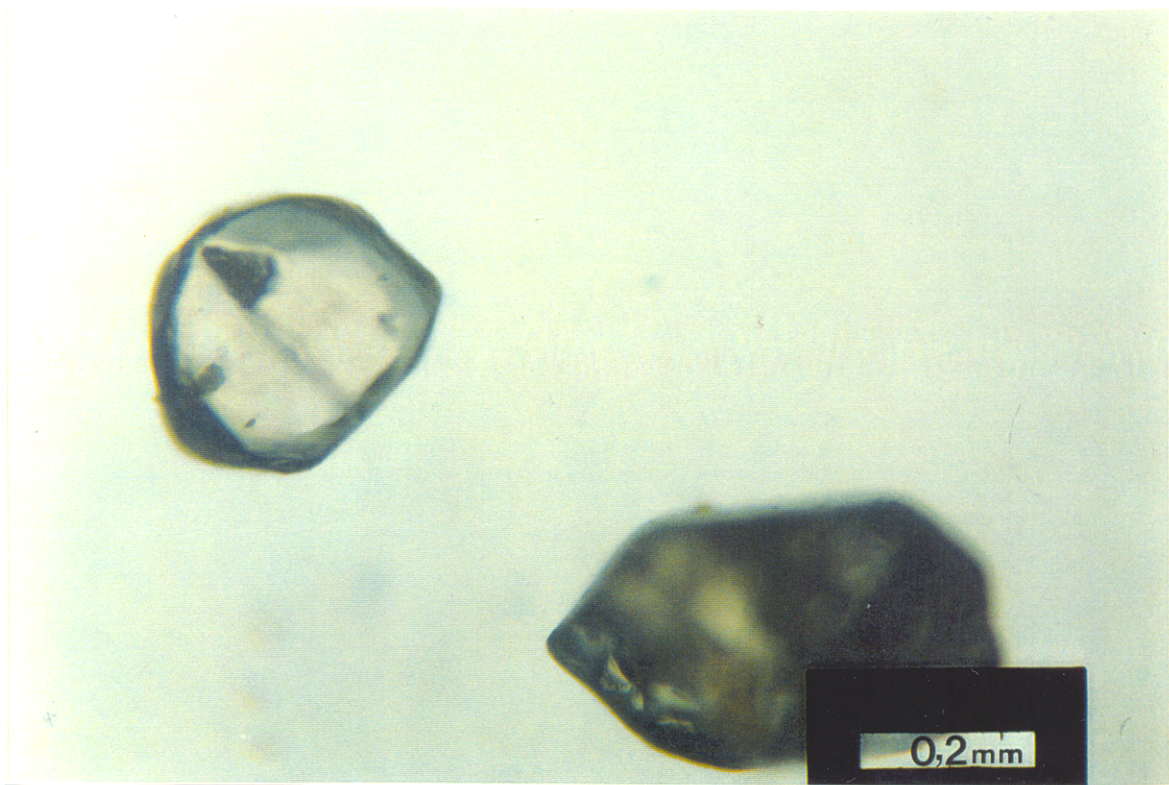


Figura 22: Fotomicrografia de cristais de zircão de gnaiss granodiorítico. Os cristais pertencem a fração 0^0 NM. São cristais predominantemente curtos, subautomorfos, de coloração castanho clara, com arestas levemente corroídas e fraturadas, apresentando ainda algumas inclusões.

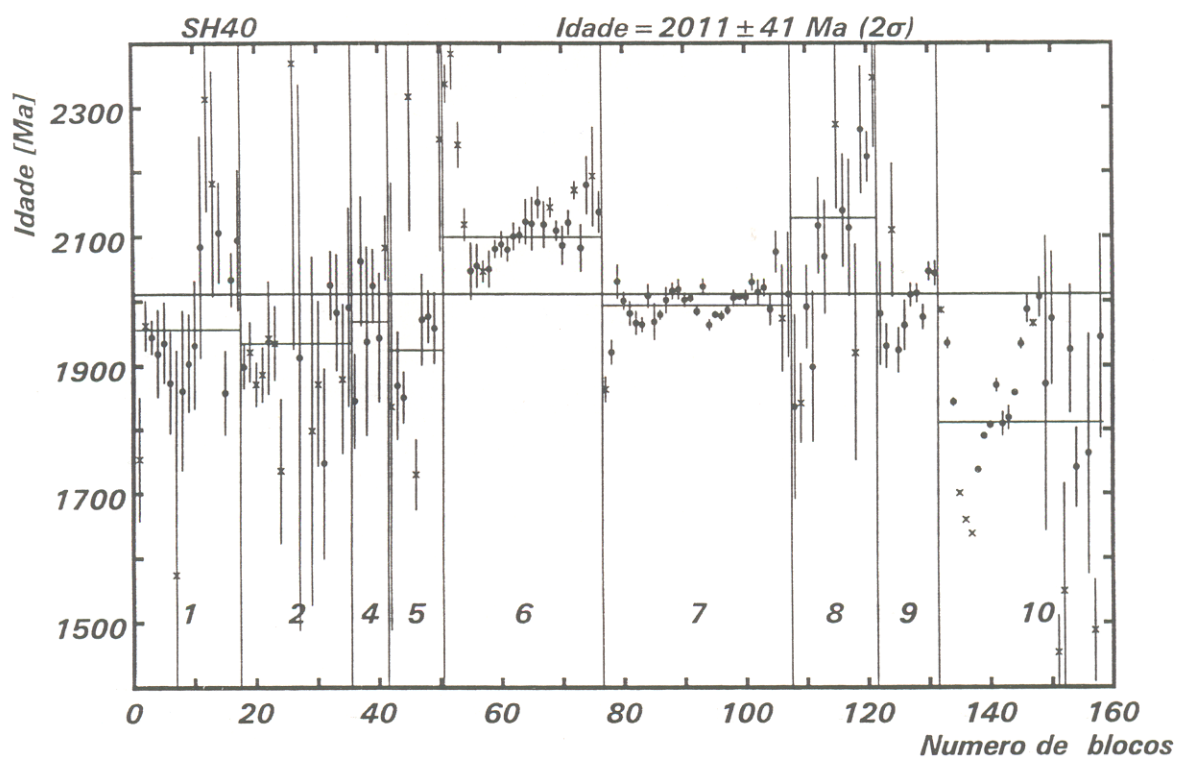


Figura 23: Diagrama representando a idade (em Y) versus número de blocos (em X), de 9 cristais de zircão pertencentes a gnaisses granodioríticos. Os símbolos representados por um x foram eliminados do cálculo.

5.2.2.4. Zircões dos Gnaisses Tonalíticos (SH36)

Os cristais de zircões analisados pertencem a fração 0⁰ NM e são translúcidos, prismáticos, automorfos a subautomorfos, longos, normalmente fraturados e com inclusões (Figura 24).

Um total de 14 zircões foram analisados, porém destes 6 não apresentaram emissão espectrométrica e 2 cristais foram eliminados com um número de blocos das razões $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ inferior a 5. Dos 6 cristais restantes, 51 blocos foram lidos (Tabela 5, Figura 25).

As análises dos gnaisses tonalíticos não permitiram a definição de uma idade platô e, ao contrário constatou-se um padrão de crescimento acentuado das razões $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$, no comportamento dos blocos, mostrando uma linha de mistura das idades variando desde 500 Ma até valores superiores a 2000 Ma. As idades mais altas foram reveladas a mais altas temperaturas. A grande variação de idades produz um erro elevado nas análises e neste caso, a idade média obtida de 1.609 ± 326 Ma (2σ), não tem significado geológico. Admitiu-se neste caso, as idades mais antigas como idades mínimas de cristalização para estes zircões.

O padrão dos zircões datados, bem cristalizado e aparentemente com núcleo diferente das bordas, acha-se registrado na Figura 24. Esta feição pode representar apenas uma zonação composicional do mineral como também, uma feição do tipo núcleo-sobrecrescimento. Embora seja difícil afirmar com absoluta segurança, existe a possibilidade de termos um núcleo Transamazônico com sobrecrescimento Brasileiro, a julgar pelo padrão geocronológico Pb-Pb obtido pela evaporação do mineral.

A obliteração na idade dos zircões pode ser devida a intensa migmatização e deformação que afetaram esses gnaisses, devendo ter provocado a perda parcial de Pb.

Tabela 5: Resultados analíticos dos zircões dos gnaisses tonalíticos (SH36). Os zircões precedidos por um * foram eliminados do cálculo.

SH36	Blocos lidos	Blocos eliminados	Blocos válidos para leitura	Idade (Ma) 2σ
Zircão 1	17	13	4	1354±460
Zircão 2	10	4	6	15175±70
Zircão 3	16	2	14	1233±179
Zircão 4	13	1	12	1824±81
Zircão 5	7	1	6	819±189
Zircão 6	11	4	7	1969±390
*Zircão 7	2	0	2	1568±136
*Zircão 8	2	2	0	-
			Total 51	Média 1609±326

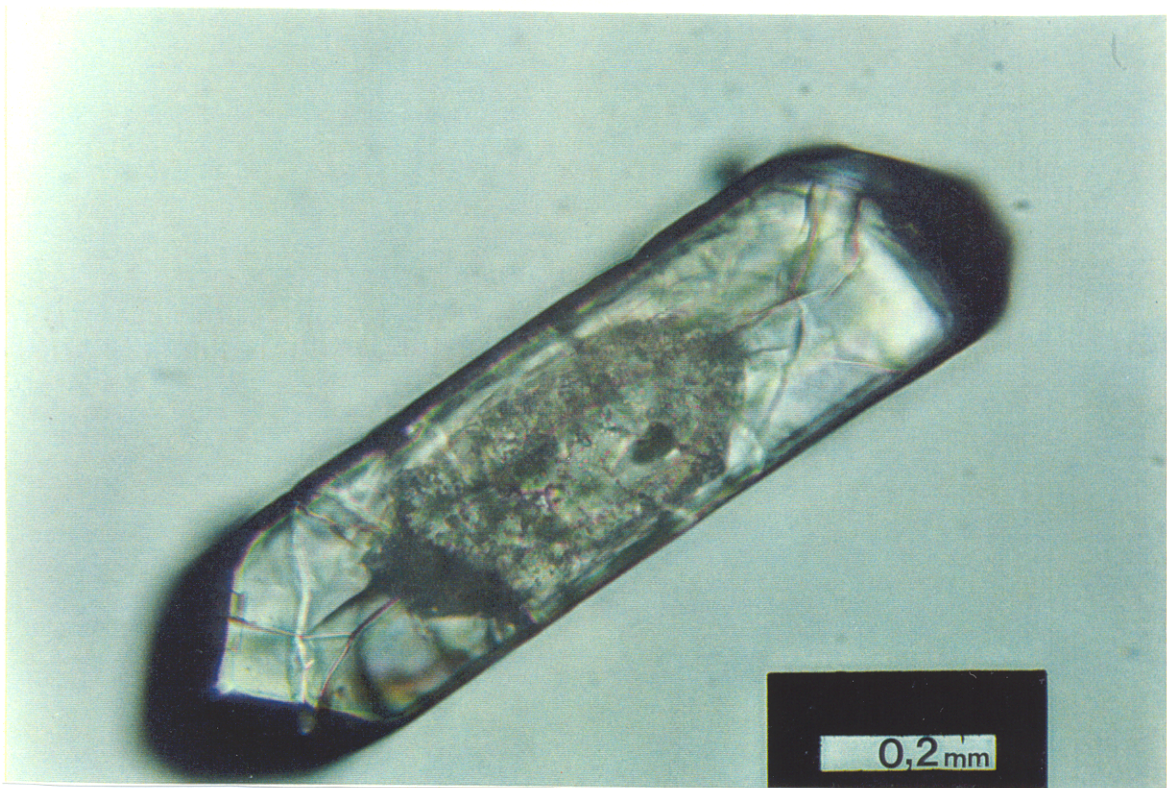


Figura 24: Fotomicrografia de um cristal de zircão do gnaiss tonalítico. O cristal pertence a fração 0^0 NM, é translúcido, prismático, bem cristalizado com forma automorfa, longo, fraturado e com várias inclusões.

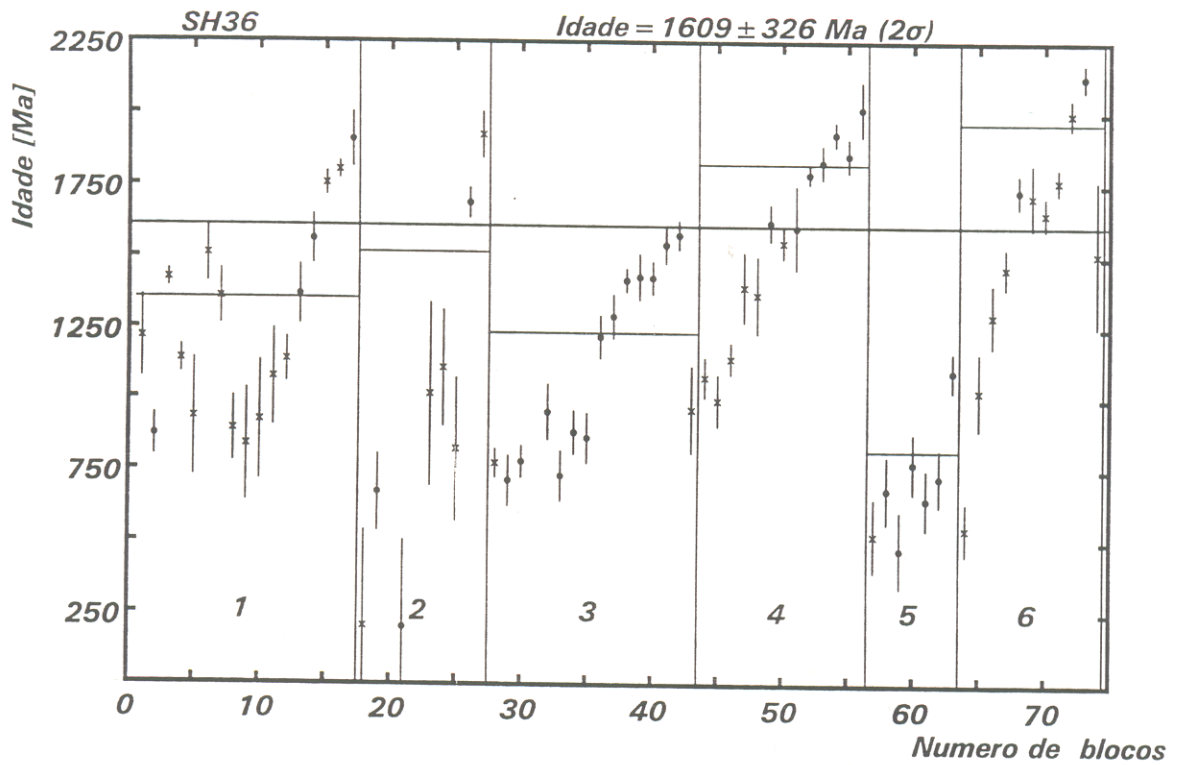


Figura 25 : Diagrama representando a idade (em Y) versus número de blocos (em X), de 6 cristais de zircão pertencentes a gnaisses tonalíticos. Os símbolos representados por um *x* foram excluídos do cálculo.

5.2.2.5. Zircões dos Gnaisses Álcali-feldspáticos Sieníticos (SH33)

Os cristais de zircões nestas rochas são curtos, automorfos a subautomorfos, com algo translúcidos, com muitas inclusões e bastante metamíticos, prevalecendo a tonalidade caramelo (Figura 26).

Foram separados e analisados 32 cristais de zircões da fração 0⁰NM, dos quais 11 não tiveram emissão das razões de Pb para leitura no espectrômetro de massa. Dos 21 cristais de zircão restantes, somente dois foram aproveitados para a obtenção da idade. A grande maioria dos grãos não participou do cálculo da idade devido a pouca quantidade blocos das razões ²⁰⁷Pb/²⁰⁶Pb gerados, que normalmente era inferior a cinco após a correção do Pb de contaminação. Dos dois zircões que participaram do cálculo da idade foram lidos 11 blocos, que forneceram uma idade de 1.011 ± 86 Ma (2σ) (Tabela 6, Figura 27).

A idade de 1.011 ± 86 Ma obtida para zircões dos gnáisses álcali-feldspáticos sieníticos, é interpretada como idade mínima de cristalização para estas rochas.

Tabela 6: Resultados analíticos dos zircões dos gnaisses sieníticos (SH33). Os zircões precedidos por um * foram eliminados do cálculo e os zircões 12 e 15 participaram do cálculo da idade.

SH33	Blocos lidos	Blocos eliminados	Blocos aproveitados na leitura	Idade (Ma) 2 σ
*Zircão 1	2	2	0	-
*Zircão 2	1	1	0	-
*Zircão 3	1	0	1	796 \pm 840
*Zircão 4	2	1	1	1086 \pm 563
*Zircão 5	2	2	0	-
*Zircão 6	5	2	3	968 \pm 151
*Zircão 7	3	3	0	-
*Zircão 8	1	1	0	-
*Zircão 9	3	3	0	-
*Zircão 10	1	1	0	-
*Zircão 11	3	3	0	-
Zircão 12	5	0	5	996 \pm 160
*Zircão 13	2	2	0	-
*Zircão 14	3	0	3	826 \pm 167
Zircão 15	8	2	6	1018 \pm 102
*Zircão 16	16	16	0	-
*Zircão 17	2	2	0	-
*Zircão 18	1	1	0	-
*Zircão 19	1	0	1	796 \pm 840
*Zircão 20	2	1	1	1086 \pm 563
*Zircão 21	2	1	0	-
			Total 21	Média 1.011 \pm 86

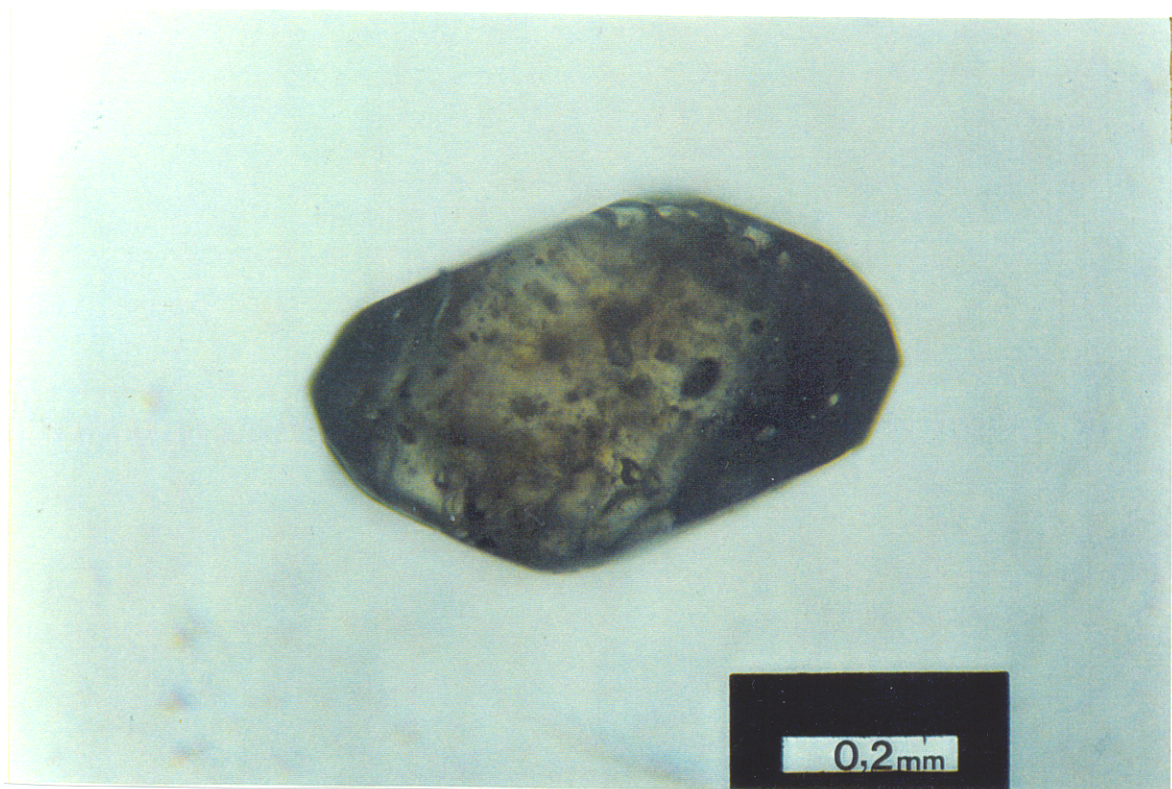


Figura 26: Fotomicrografia de um cristal de zircão de álcali-feldspato sienito. O cristal é curto, subautomorfo, com pouca transparência, prevalecendo a tonalidade caramelo e com muitas inclusões.

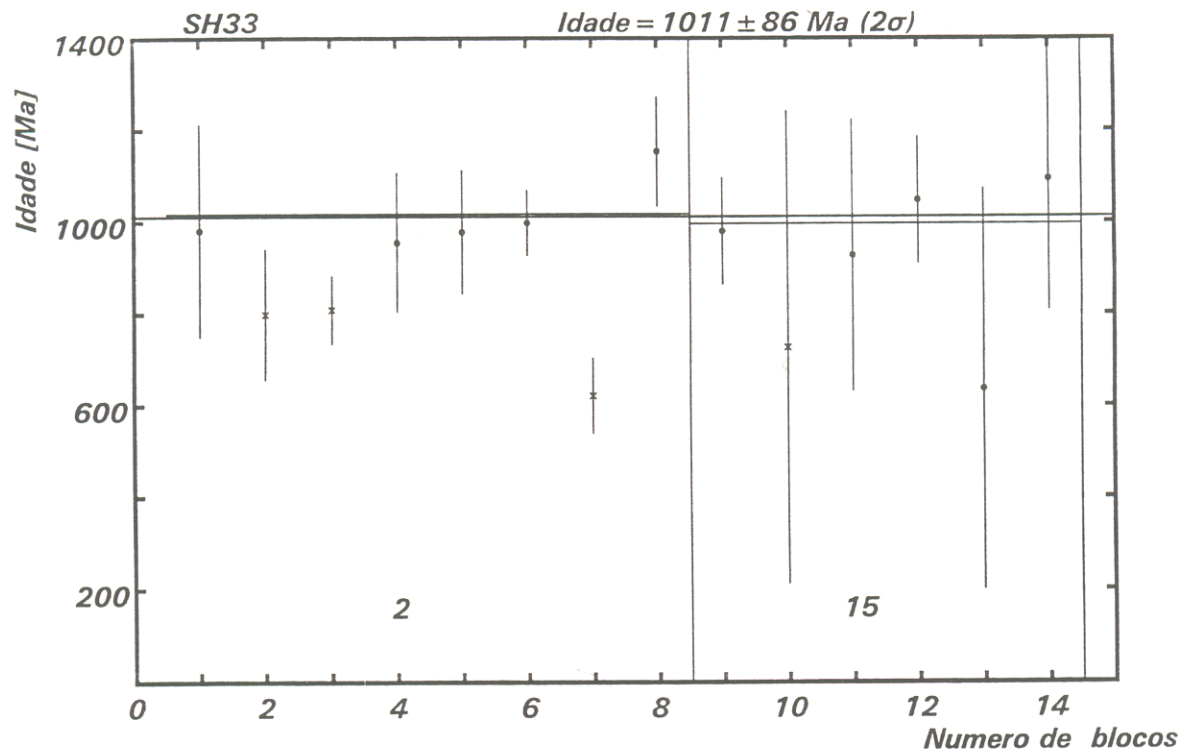


Figura 27: Diagrama representando a idade (em Y) versus número de blocos (em X), de 2 cristais de zircão pertencentes aos álcali-feldspatos sienitos. Os símbolos representados por um x foram eliminados do cálculo.

5.3 MÉTODO Pb/Pb EM ROCHA TOTAL E FELDSPATOS

5.3.1. Generalidades

O método Pb-Pb em rocha total e feldspatos é utilizado para a obtenção da idade de cristalização de rochas, permitindo também se obter informações quanto aos ambientes tectônicos em que foram geradas.

O princípio do método Pb-Pb em rocha total e feldspatos, conforme descrito anteriormente por Bowen *apud* BARRADAS (1993) baseia-se na concepção de que o magma, ao cristalizar, origina rochas com diferentes razões U-Pb e Th-Pb, sendo que a evolução do Pb é dada segundo diferentes valores da razão $^{238}\text{U}/^{204}\text{Pb}$, denominada μ , existente nas rochas. Esta evolução do Pb é definida pelas razões isotópicas formando uma linha isocrônica no diagrama $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ vs. $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$. O alinhamento ou linha isocrônica no diagrama $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ vs. $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ (uranogênico), apresenta uma inclinação que corresponde a razão isotópica radiogênica relacionada a idade da rocha analisada. O diagrama $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ vs. $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ (torogênico) é empregado para determinar a razão Th/U (RODRIGUES, 1992), ou detectar modificações neste sistema (BARRADAS, 1993).

Dispõe-se atualmente, de vários modelos que expressam a evolução do Pb em diferentes ambientes geológicos na Terra, dentre os quais, o modelo de Estágio Simples (Holmes-Houterman *apud* FAURE, 1986). Segundo o mesmo, a Terra evoluiu como sistema fechado em relação ao sistema Pb-Pb, ou seja, todo o Pb comum, atual é resultante de misturas de Pb radiogênico, formado em regiões com diferentes valores da razão $^{238}\text{U}/^{204}\text{Pb}$ existente nas rochas. Esta razão, que é representada por μ , pode ser utilizada para se inferir a origem dos magmas, pois apresenta valores relativamente definidos nos diferentes níveis de litosfera. Os valores de μ foram

representados em uma escala por Oversby *apud* RODRIGUES (1992) que considera para rochas que apresentem evolução a partir de uma fonte mantélica (manto superior), o μ situado entre um intervalo de 7,5 a 8,2; para as rochas que evoluíram a partir da crosta superior, o μ apresenta valores entre 8,2 e 12 e aquelas rochas que evoluíram a partir da crosta inferior, os valores de μ são inferiores a 7,5.

Outro modelo utilizado é o modelo de dois estágios de STACEY & KRAMMERS (1975), que considera que o valor médio do Pb da Terra é decorrente de uma evolução em dois estágios distintos. O primeiro estágio teria ocorrido durante o período que vai da formação da Terra, à 4,57 Ga, até 3,7 Ga, no qual se processaria a evolução isotópica do Pb, sendo que a média das razões $^{238}\text{U}/^{204}\text{Pb}$ e $^{232}\text{Th}/^{204}\text{Pb}$ assumiria valores da ordem de 7,19 e 32,11, respectivamente. A partir desse primeiro estágio, há aproximadamente 3,7 Ga, teria se dado um processo de diferenciação geoquímica que iniciaria o segundo estágio. Neste segundo estágio, as novas razões de $^{238}\text{U}/^{204}\text{Pb}$ e $^{232}\text{Th}/^{204}\text{Pb}$ seriam de 9,74 e 37,19 respectivamente.

O modelo clássico de plumbotectônica (ZARTMAN & DOE, 1981) que vem sendo um dos mais aplicados, assume que vários reservatórios de Pb encontrados na crosta inferior, manto e crosta superior, podem ser misturados durante eventos orogênicos, formando novos segmentos crustais. As razões isotópicas de Pb para frações minerais (feldspatos), são plotadas nos diagramas $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ vs. $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ e $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ vs. $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ contendo as curvas de evolução global do Pb elaboradas segundo o modelo de plumbotectônica (ZARTMAN & DOE, *op. cit.*).

Neste trabalho, as análises de Pb-Pb em rocha total e feldspatos foram executadas no Laboratório de Geologia Isotópica da UFPA, onde o método acha-se implantado desde 1992

(RODRIGUES, 1992). Os resultados são apresentados com erros plotados a 1σ e 0μ será lido de acordo com o modelo de dois estágios de STACEY & KRAMMERS (1975). Adicionalmente será empregado o modelo de plumbotectônica, utilizando-se a fração de feldspato lixiviado do Granito Serrote, e de alguns granitos do Craton Amazônico e Maciço Mediano de Goiás. O emprego deste modelo torna-se necessário para a investigação da influência das fontes litosféricas na origem do Granito Serrote, em comparação com outros corpos granitóides de semelhantes idades.

5.3.2 Resultados Analíticos

5.3.2.1. Granito Serrote

Os dados isotópicos de Pb para as rochas do Granito Serrote, foram obtidos com base em um total de 5 amostras de rocha total e 2 frações de feldspato, das quais 1 de feldspato lixiviado (Tabela 7). As amostras do Granito Serrote foram cedidas pelo estudante Daniel Lima, responsável pelas datações Pb-Pb em zircão e de Rb-Sr em rocha total e minerais dessas rochas.

Para o cálculo da idade, selecionou-se primeiramente, somente as frações de rocha total e posteriormente, acrescentou-se uma fração de feldspato lixiviado, para que os resultados fossem comparados. O processo de lixiviação em um dos feldspatos foi feito para se saber se haveria alguma modificação nos valores das razões de Pb, o que foi confirmado através das razões sensivelmente inferiores no feldspato que sofreu lixiviação, provando que o feldspato não lixiviado se comportou em sistema aberto, tendo sido portanto, excluído do cálculo da idade.

As razões isotópicas de Pb para rocha total das amostras do Granito Serrote, quando plotados em diagrama isocrônico, mostram os pontos pouco dispersos, em relação a reta isocrônica, e um bom espalhamento, embora o intervalo obtido para as razões $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ seja pequeno (16,4 a 18,1). O valor do MSWD obtido foi de 0,76 e o valor de μ foi de $10,6 \pm 1,27$, sendo a idade de 1.872 ± 140 Ma (1σ) (Figura 28).

Em um outro diagrama isocrônico foram plotadas tanto as frações de rocha total como de feldspato lixiviado, fornecendo uma idade de 1.682 ± 184 Ma (1σ) com valor para o μ de $8,6 \pm 0,48$ e MSWD de 1,87 (Figura 29). Embora o valor para o MSWD seja relativamente baixo e os pontos apresentarem uma pequena dispersão em relação a reta isocrônica, caracterizando-se uma isócrona de boa qualidade, o pouco espalhamento dos pontos analisados

influenciou grandemente no resultado da idade, onde registrou-se um erro elevado. Verificou-se que o feldspato, embora tendo sofrido lixiviação, não apresenta composição isotópica semelhante àquelas das frações de rocha total, não alinhando-se dessa forma, com a isócrona.

A idade de 1.872 ± 140 Ma (1σ) obtida pelo método de Pb-Pb em rocha total para o Granito Serrote, superpõe-se, no erro, com a idade de cristalização de 1.851 ± 41 Ma (2σ), obtida para os zircões deste granito, pelo método de Pb-Pb em zircão por SOUSA & MOURA (1995). Mesmo existindo uma sensível modificação, considera-se que esta idade melhor represente o período de ascensão do corpo granítico, ao contrário daquela calculada com a fração de feldspato lixiviado, de 1.682 ± 184 Ma (1σ). Esta idade mais baixa obtida, deveu-se ao basculamento da isócrona ao se acrescentar a fração de feldspato lixiviado e secundariamente, pode estar relacionada a uma abertura do sistema Pb-Pb durante um evento termo-tectônico posterior a colocação do protólito do corpo granítico e que introduziu as feições deformacionais que hoje esse corpo apresenta.

Esse evento termo-tectônico segundo SOUSA & MOURA (1995) também foi responsável pela abertura parcial do sistema Rb-Sr em rocha total, que forneceu uma idade de 1.648 ± 83 Ma (2σ). Esses autores sugeriram, com base em datações Rb-Sr em minerais (biotita, 536 ± 37 Ma) que este evento estaria relacionado com a estruturação do Cinturão Araguaia no Ciclo Brasileiro.

Tabela 7: Amostras pertencentes ao Granito Serrote datadas pelo método Pb-Pb em rocha total e feldspatos. Amostras cedidas por D. L. Sousa.
 *fk → feldspato não incluído no cálculo da idade; fkl → feldspato lixiviado.

Amostras	$^{206}\text{Pb}/$ ^{204}Pb	1σ	$^{207}\text{Pb}/$ ^{204}Pb	1σ	$^{208}\text{Pb}/$ ^{204}Pb	1σ
dl-15fkl	16.258	0.0099	15.543	0.0118	37.035	0.0440
*dl-15fk	16.293	0.0110	15.523	0.0132	37.080	0.0490
dl-1a	16.448	0.0100	15.540	0.0117	36.685	0.0440
dl-10a	16.909	0.0100	15.590	0.0116	39.789	0.0480
dl-15	17.018	0.0100	15.597	0.0116	37.940	0.0450
dl-7	17.108	0.0100	15.595	0.0115	38.100	0.0460
dl-1b	18.090	0.0110	15.726	0.0119	38.779	0.0470

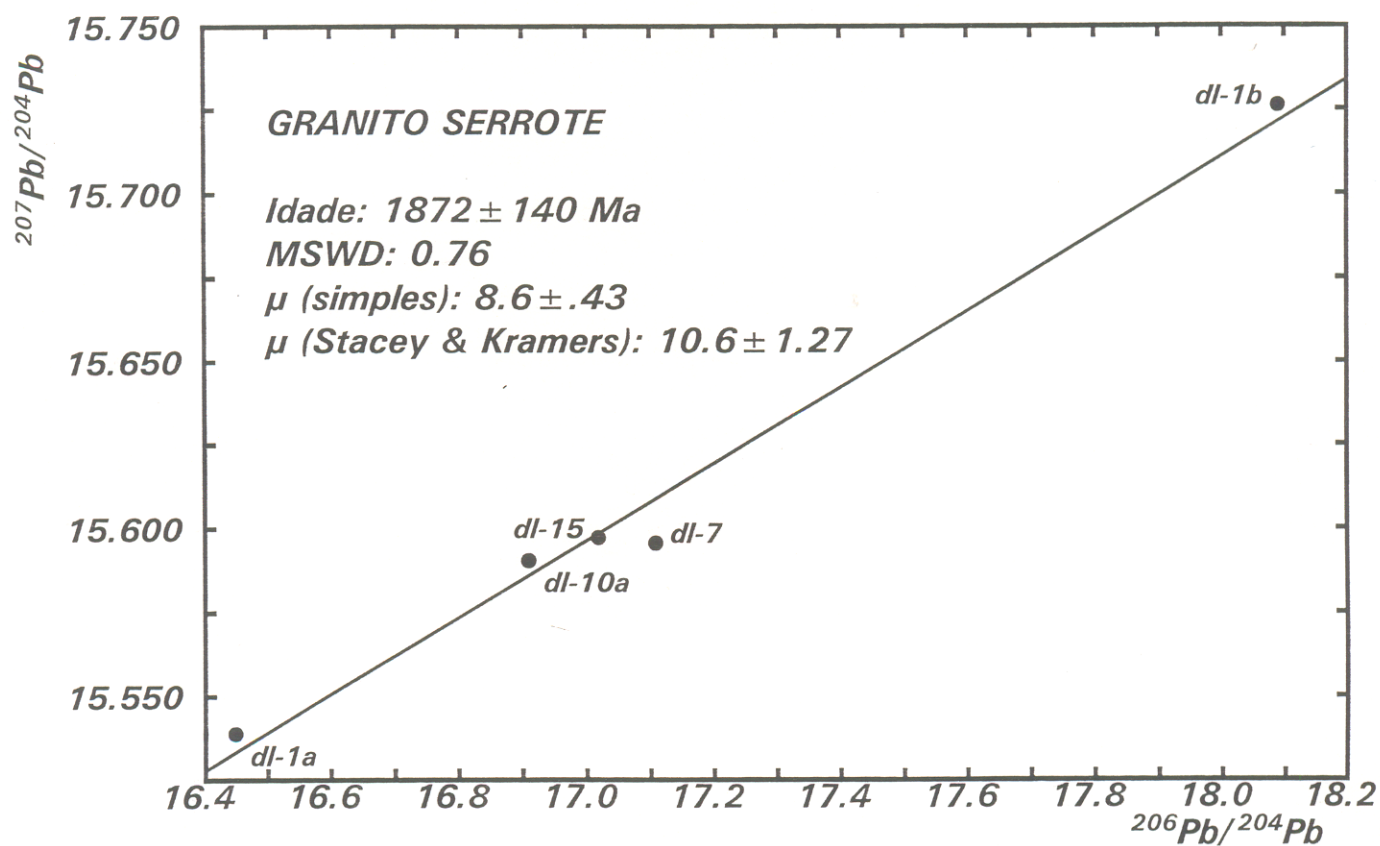


Figura 28: Diagrama isocrônico $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ vs. $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ para frações de rocha total do Granito Serrote. Amostras cedidas por D. L. Sousa.

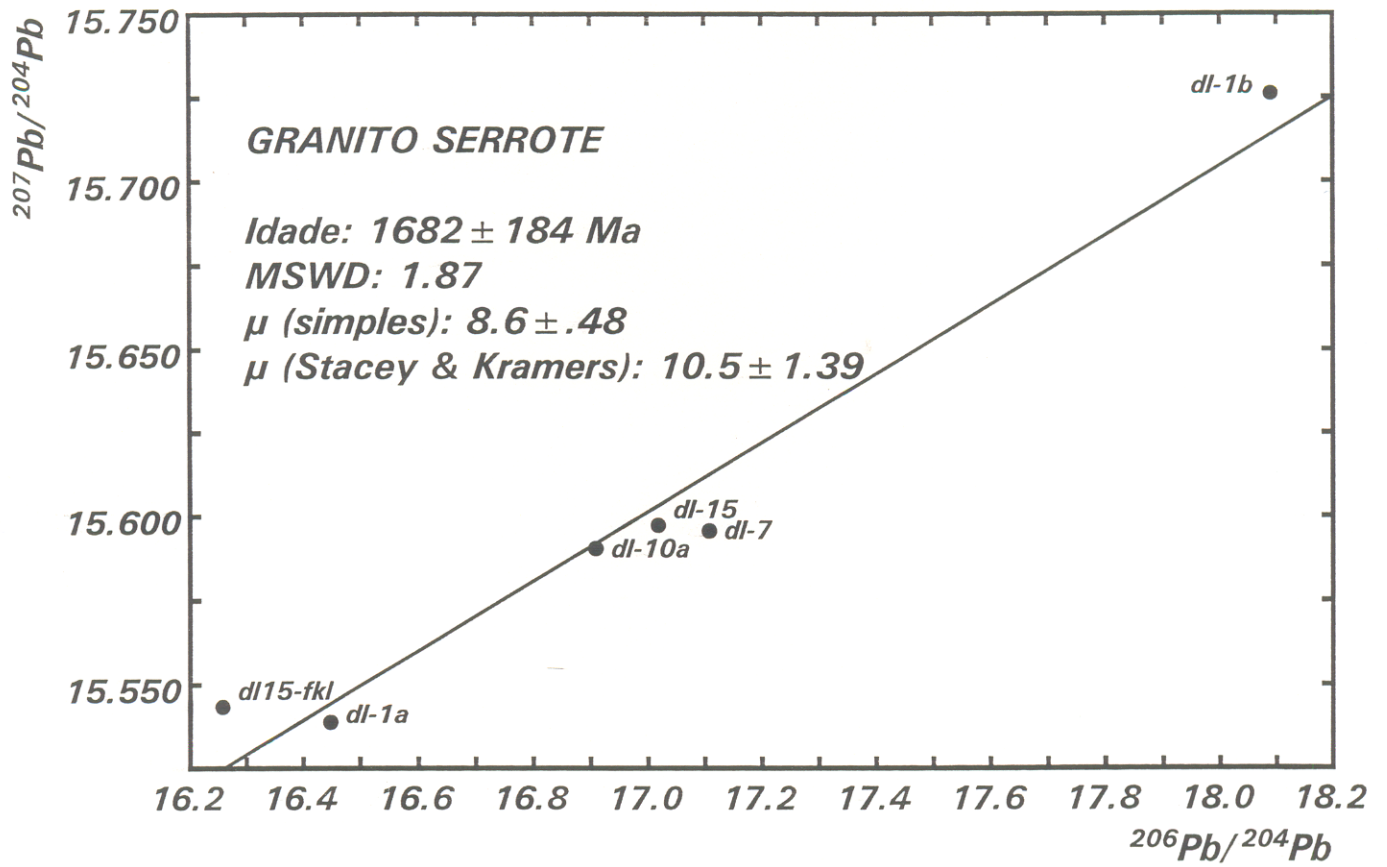


Figura 29: Diagrama isocrônico $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ vs. $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ para o Granito Serrote. Amostras cedidas por D. L. Sousa. **fkl** → feldspato lixiviado.

5.3.2.2. Gnaiss Cantão

O Gnaiss Cantão, com idade mínima de 1,85 Ga (MOURA, 1992), faz parte do contexto geológico da porção norte do Cinturão Araguaia, aflorando no interior de estruturas dômicas, e é intrusivo no embasamento arqueano, representado pelas rochas do Complexo Colméia. Recentemente, SOUZA & MOURA (1995), destacaram a semelhança entre a idade do protólito do Gnaiss Cantão (1,85 Ga), e àquela do Granito Serrote de 1.851 ± 41 Ma. O Gnaiss Cantão assemelha-se aos granitóides anorogênicos, de idade proterozóica, da região amazônica, conforme sugerido por MOURA (1992). Sendo assim, foi datado pelo método de Pb-Pb em rocha total e feldspatos, pois é fundamental no estudo comparativo com os demais granitóides proterozóicos, inseridos no contexto do Maciço Mediano de Goiás e do Craton Amazônico, também datados por este método.

Entre as amostras dos ortognaisses foram analisadas 5 amostras para rocha total e 2 feldspatos, um dos quais lixiviado (Tabela 8). As amostras do Gnaiss Cantão foram cedidas pelo Prof. Dr. Candido Moura, responsável pela datação Pb-Pb em zircão dessas rochas.

Os pontos analíticos do Gnaiss Cantão quando plotados em diagrama isocrônico, alinham-se segundo uma reta fornecendo a idade de 1.744 ± 27 Ma (1σ), MSWD de 1,51 e μ de $11,0 \pm 0,31$ (Figura 30). Os pontos definem um bom alinhamento e excelente espalhamento em relação a reta isocrônica, com um erro relativamente baixo sobre a idade, permitindo se caracterizar uma isócrona de boa qualidade. Esta idade é inferior àquela de 1846 ± 64 (2σ), obtida pelo método de Pb-Pb em zircão por MOURA (1992), e que foi interpretada como a idade mínima de cristalização do protólito ígneo desse ortognaiss. Esta idade contudo, assemelha-se a idade Rb/Sr em rocha total, de 1.774 ± 62 Ma (2σ), publicada por LAFONet *al.* (1990), e que

poderia tanto representar, segundo estes, a idade de cristalização como de metamorfismo do corpo.

Ao se incluir no cálculo a fração de feldspato lixiviado, obtem-se uma idade de 1.680 ± 47 Ma (1σ) com valor para o μ de $11,3 \pm 0,50$ e MSWD de 6,66 (Figura 31). Este resultado mais novo é reflexo, como no caso do Granito Serrote, de um basculamento introduzido na reta isocrônica, em função da presença do feldspato lixiviado no cálculo da idade. Tal idade porém, pode refletir um rejuvenescimento parcial do sistema Pb-Pb em rocha total e feldspatos por ocasião da estruturação do Cinturão Araguaia, como no caso do Granito Serrote.

Tabela 8: Amostras pertencentes ao Gnaiss Cantão datadas pelo método Pb-Pb em rocha total e feldspatos. Amostras cedidas pelo Prof. Dr. Candido Moura. **fk** → feldspato não incluído no cálculo da idade; **fkf** → feldspato lixiviado.

Amostra	$^{206}\text{Pb}/$ ^{204}Pb	1σ	$^{207}\text{Pb}/$ ^{204}Pb	1σ	$^{208}\text{Pb}/$ ^{204}Pb	1σ
cm-1fkf	24.582	0.0150	16.567	0.0125	48.503	0.0580
cm-1fk	25.309	0.0153	16.646	0.0125	49.909	0.0598
cm-01	26.973	0.0166	16.759	0.0128	52.124	0.0630
cm-22	28.034	0.0180	16.861	0.0135	53.067	0.0640
cm-16	33.579	0.0203	17.454	0.0131	70.329	0.0860
cm-17	34.146	0.0212	17.499	0.0134	78.794	0.0950
cm-20	38.808	0.0290	18.030	0.0165	90.486	0.1280

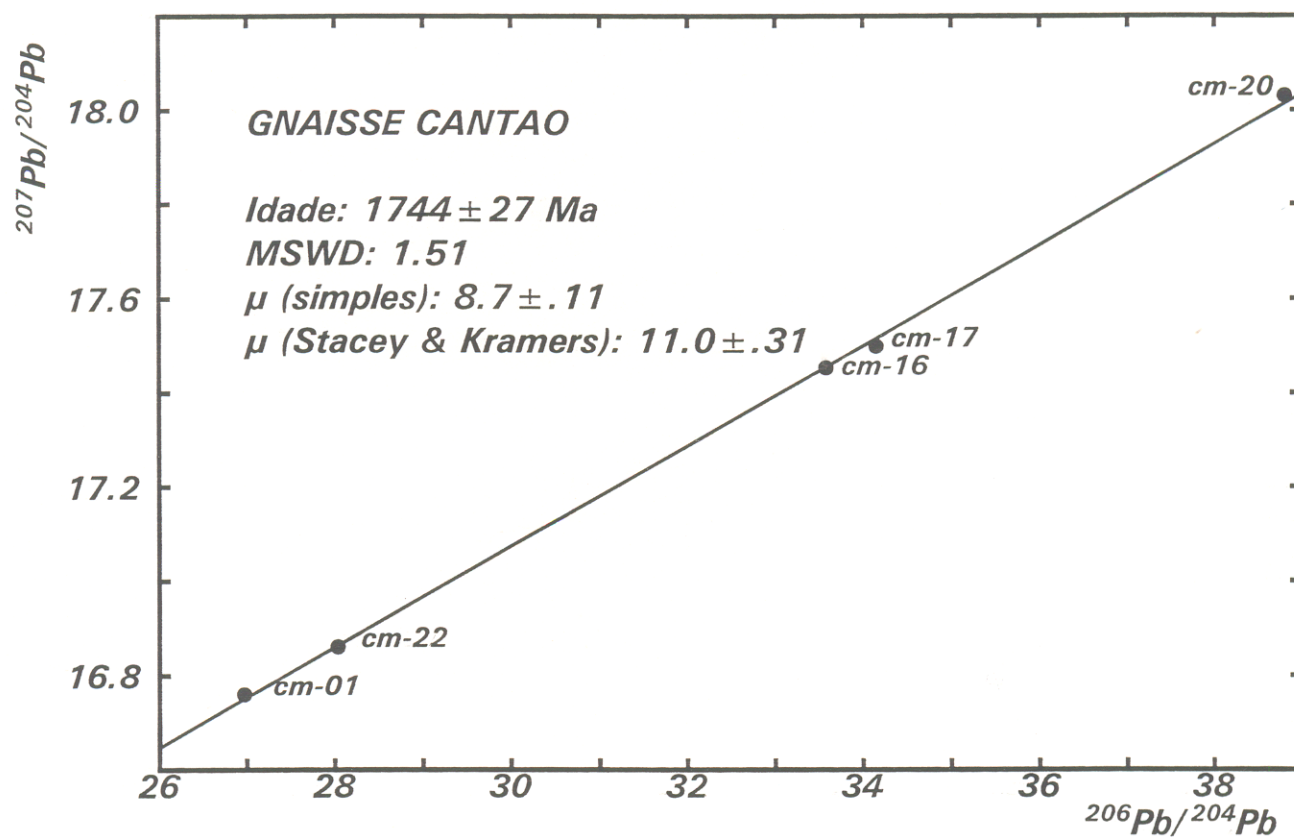


Figura 30: Diagrama $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ vs. $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ para as frações de rocha total do Gnaiss Cantão. Amostras cedidas pelo Prof. Dr. Candido Moura.

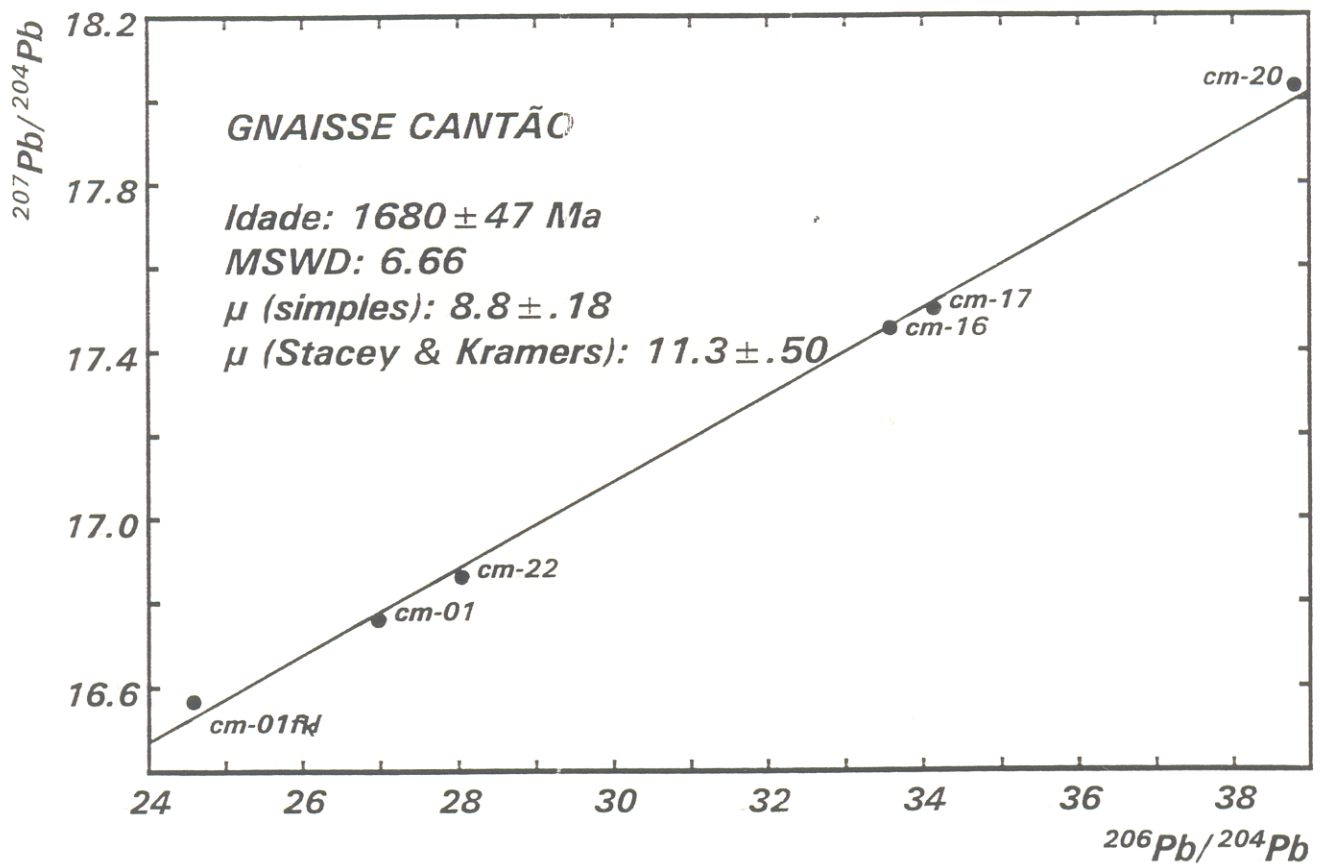


Figura 31: Diagrama $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ vs. $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ para o Gnaiss Cantão. Amostras cedidas pelo Prof. Dr. Candido Moura. **fk** → feldspato.

5.3.2.3. Comparação dos dados com Granitóides Proterozóicos

Em toda a Plataforma Americana há áreas que foram afetadas pela colocação de corpos granitóides do Proterozóico Inferior. A oeste do Cinturão Araguaia, no contexto do Craton Amazônico, tem-se dados disponíveis pelo método Pb-Pb em rocha total e feldspatos do Granito Redenção e mais a oeste o Granito Velho Guilherme (Figura 32). A idade Pb-Pb em rocha total e feldspatos obtida para o Granito Redenção, por BARBOSA (1995) foi de 1.870 ± 68 Ma (1σ) (Tabela 9) e para o Granito Velho Guilherme, obtida por RODRIGUES (1992) foi de 1.874 ± 15 Ma (1σ) (Tabela 11).

A leste do Cinturão Araguaia, no contexto do Maciço Mediano de Goiás (ALMEIDA et al. 1981) (Figura 32), foram semelhantemente descritos corpos granitóides do Proterozóico Inferior, a exemplo do Granito Lajeado, descrito por Barbosa *et al.*, apud BARRADAS *et al.* (1992). A idade pelo método de Pb-Pb em rocha total e feldspatos obtida para o Granito Lajeado, nas imediações de Monte do Carmo, por BARRADAS *et al.* (1992), foi de 1.999 ± 32 Ma (1σ) (Tabela 10).

O Granito Serrote e o Gnaisse Cantão, como já ressaltado anteriormente, são corpos granitóides do Proterozóico Inferior, deformados, com composição predominantemente monzogranítica, e representam parte das rochas do embasamento, intrusivas no Complexo Colméia (COSTA *et al.*, 1983; HASUI *et al.*, 1984b; SOUZA, 1984). A diferença entre o Granito Serrote e o Gnaisse Cantão está no posicionamento geográfico, onde o primeiro localiza-se no setor sul e o segundo no setor norte do Cinturão Araguaia, separados por uma distância de aproximadamente 200 quilômetros. As datações pelo método de Pb-Pb em rocha total e

feldspatos realizadas nestas unidades, revelaram idades bastantes semelhantes, de 1.872 ± 140 Ma (1σ) para o Granito Serrote e de 1.744 ± 27 Ma (1σ) para o Gnaiss Cantão.

Neste trabalho procurou-se fazer um estudo comparativo entre estes corpos (Granitos Velho Guilherme, Redenção e Lajeado), datados pelo método Pb-Pb em rocha total e feldspatos, com o Granito Serrote e Gnaiss Cantão. Os granitóides quando plotados no diagrama $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ vs. $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ alinham-se segundo uma mesma reta isocrônica. Este alinhamento isocrônico é natural uma vez que apresentam idades semelhantes (Figura 33). Os pontos do Granito Velho Guilherme e Gnaiss Cantão mostram-se uniformemente paralelizados e alinhados segundo intervalos semelhantes das razões $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ (27-38 aproximadamente). As amostras do Granito Serrote, plotadas neste gráfico, localizam-se na extremidade oposta, com razões $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ baixas (15-18). O Granito Redenção e o Granito Lajeado ocupam posições intermediárias entre esses extremos preenchendo o intervalo com razões $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, entre 18-25.

Estes pontos, representativos dos Granitos Velho Guilherme, Redenção, Lajeado, Serrote e Gnaiss Cantão, ao serem plotados no diagrama $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ vs. $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ apresentam-se bastante dispersos, não se alinhando segundo nenhum “trend” preferencial (Figura 34), revelando provavelmente a ocorrência de um fracionamento da razão Th/U, seja aumentando ou diminuindo a mesma, de acordo com a remobilização de um dos elementos.

As frações de feldspatos lixiviados dessas amostras foram analisadas segundo o modelo de plumbotectônica (ZARTMAN & DOE, 1981) (Figura 35). No diagrama, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ vs. $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, os feldspatos do Granito Redenção localizam-se próximos a curva de evolução do manto. BARBOSA (1995), interpretou essa posição como indicativa da pouca influência de material da crosta superior na gênese do granito, porém no diagrama $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ vs. $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$,

estes feldspatos posicionaram-se próximos da curva de evolução do Pb para a Crosta Inferior, mostrando também a contribuição de material desta fonte na gênese do granito (Figura 36).

Os feldspatos do Granito Velho Guilherme, plotaram tanto no diagrama $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ vs. $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ como no diagrama $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ vs. $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, mais próximos da curva de evolução da crosta superior, mostrando então uma maior contribuição deste ambiente tectônico na gênese das rochas desta unidade (Figuras 35 e 36).

As amostras de feldspatos do Granito Lajeado localizaram-se, no diagrama $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ vs. $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, entre as curvas da Orogênese e do Manto (Figura 35) e contrariamente, no diagrama $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ vs. $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, aproximaram-se da curva de evolução do Pb para a crosta superior, demonstrando um certa discordância com o modelo de plumbotectônica (Figura 36).

O feldspato do Granito Serrote posicionou-se no diagrama $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ vs. $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, entre as curvas de evolução da crosta superior e da Orogênese, demonstrando características de crosta superior, com uma quantidade de U maior que aquela da média dos outros ambientes (manto + crosta inferior) (Figura 35). Por outro lado, o feldspato deste granito parece ter experimentado um fracionamento da razão Th/U, indicando de certa forma um maior enriquecimento em Th, conforme seu comportamento no diagrama $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ vs. $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, posicionado mais próximo da crosta inferior (Figura 36).

As amostras de feldspatos do Gnaiss Cantão não plotaram dentro de nenhum dos intervalos do modelo de plumbotectônica. As altas razões $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ para os feldspatos das amostras dessa unidade (24 a 40), ultrapassam aqueles adotados para o modelo (13-20). Uma possibilidade que justifique este fato pode estar relacionada a elevada quantidade de U nestas

rochas, superiores até mesmo aqueles valores encontrados para a crosta superior, que é enriquecida em U, segundo ZARTMAN & DOE (1981). Este enriquecimento em U nas rochas do Gnaiss Cantão pode ter sido favorecido por um processo metamórfico posterior a sua cristalização (Brasiliano) ou o próprio magma que gerou estas rochas poderia já apresentar-se enriquecido em U.

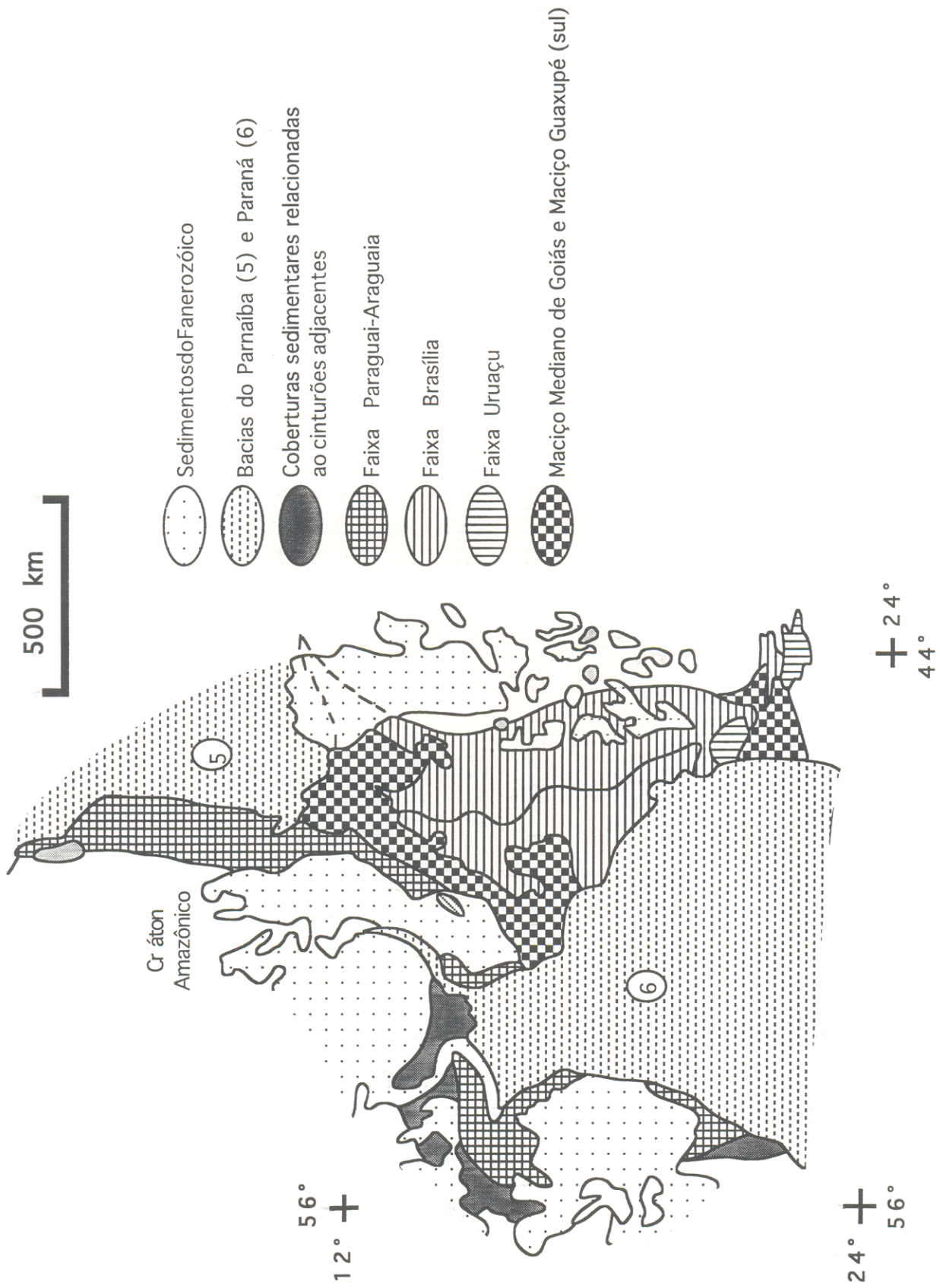


Figura 32: Província Estrutural do Tocantins (ALMEIDA *et al.*, 1981).

Tabela 9: Amostras pertencentes ao Granito Redenção datadas pelo método Pb-Pb em rocha total e feldspatos. FQ - feldspato lixiviado, segundo BARBOSA (1995).

Amostra	$^{206}\text{Pb}/$ ^{204}Pb	1σ	$^{207}\text{Pb}/$ ^{204}Pb	1σ	$^{208}\text{Pb}/$ ^{204}Pb	1σ
AVR51B-FQ	15.026	0.0104	15.103	0.0150	35.425	0.0450
AVR53A-FQ	15.119	0.0095	15.146	0.0140	35.510	0.0433
AB08A	17.983	0.0109	15.471	0.0140	40.165	0.0491
AVR51F	20.847	0.0109	15.853	0.0182	43.312	0.0573
AVR51B	21.394	0.0203	15.864	0.0189	45.717	0.0640
AVR53A	21.924	0.0189	15.936	0.0177	48.047	0.0613
AB03A1	22.610	0.0151	15.949	0.0152	49.277	0.0609

Tabela 10: Amostras pertencentes ao Granito Lajeado datadas pelo método Pb-Pb em rocha total e feldspatos. FEL - feldspato lixiviado, segundo BARRADAS (1993).

Amostra	$^{206}\text{Pb}/$ ^{204}Pb	1σ	$^{207}\text{Pb}/$ ^{204}Pb	1σ	$^{208}\text{Pb}/$ ^{204}Pb	1σ
FEL-17	16.741	0.017	15.383	0.018	35.900	0.054
FEL-13B	17.365	0.017	15.484	0.019	35.961	0.054
BKL-17	18.123	0.018	15.543	0.019	38.412	0.058
BKL-13A	18.999	0.019	15.651	0.019	38.476	0.058
BKL-13B	19.131	0.019	15.689	0.019	38.416	0.058
BKL-10C	23.377	0.023	16.168	0.019	40.176	0.060
BKL-11B	24.672	0.025	16.381	0.020	40.602	0.061
BKL-12	25.435	0.025	16.462	0.020	40.923	0.061

Tabela 11: Amostras pertencentes ao Granito Velho Guilherme datadas pelo método Pb-Pb em rocha total e feldspatos. FELD - feldspato lixiviado, segundo RODRIGUES (1992).

Amostra	$^{206}\text{Pb}/$ ^{204}Pb	1σ	$^{207}\text{Pb}/$ ^{204}Pb	1σ	$^{208}\text{Pb}/$ ^{204}Pb	1σ
FELD-44D	17.583	0.018	15.813	0.019	36.008	0.054
FELD-44F	18.215	0.018	15.880	0.019	36.557	0.055
EMR	26.308	0.026	16.857	0.020	42.129	0.063
EMR	27.772	0.028	17.012	0.021	42.978	0.065
EMR	30.957	0.031	17.316	0.021	44.252	0.066
EMR	31.531	0.032	17.414	0.021	46.215	0.069
EMR	31.770	0.032	17.465	0.021	45.445	0.068
EMR	32.332	0.032	17.510	0.021	45.731	0.069
EMR	35.664	0.036	17.880	0.022	46.191	0.069
EMR	35.843	0.036	17.919	0.022	45.796	0.069
EMR	36.136	0.036	17.969	0.022	49.070	0.074
EMR	36.663	0.037	17.990	0.022	47.300	0.071
EMR	37.486	0.038	18.086	0.022	49.000	0.074

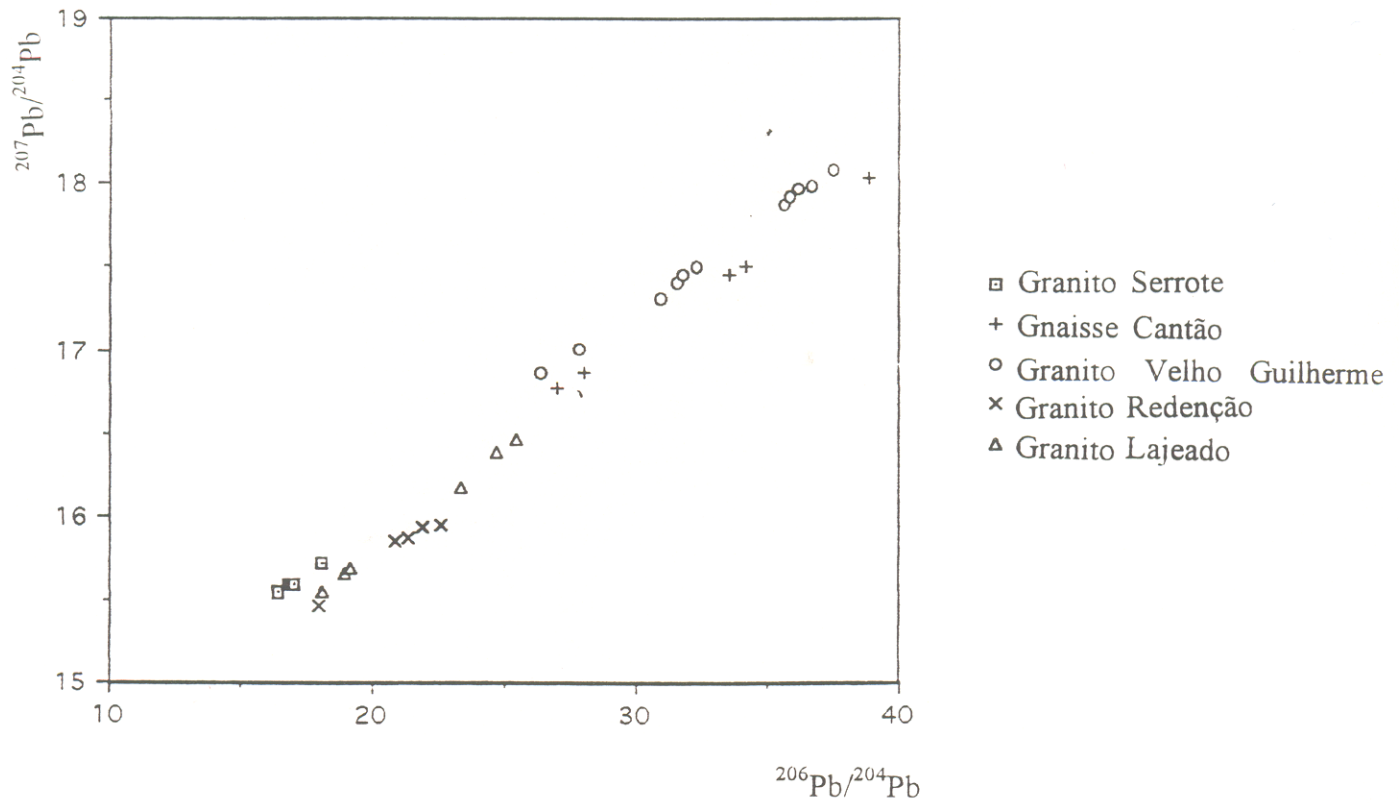


Figura 33: Diagrama $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ vs. $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ contendo amostras do Gnaiss Cantão, Granito Serrote, Granito Velho Guilherme, Granito Redenção e Granito Lajeado e identificadas segundo a legenda ao lado.

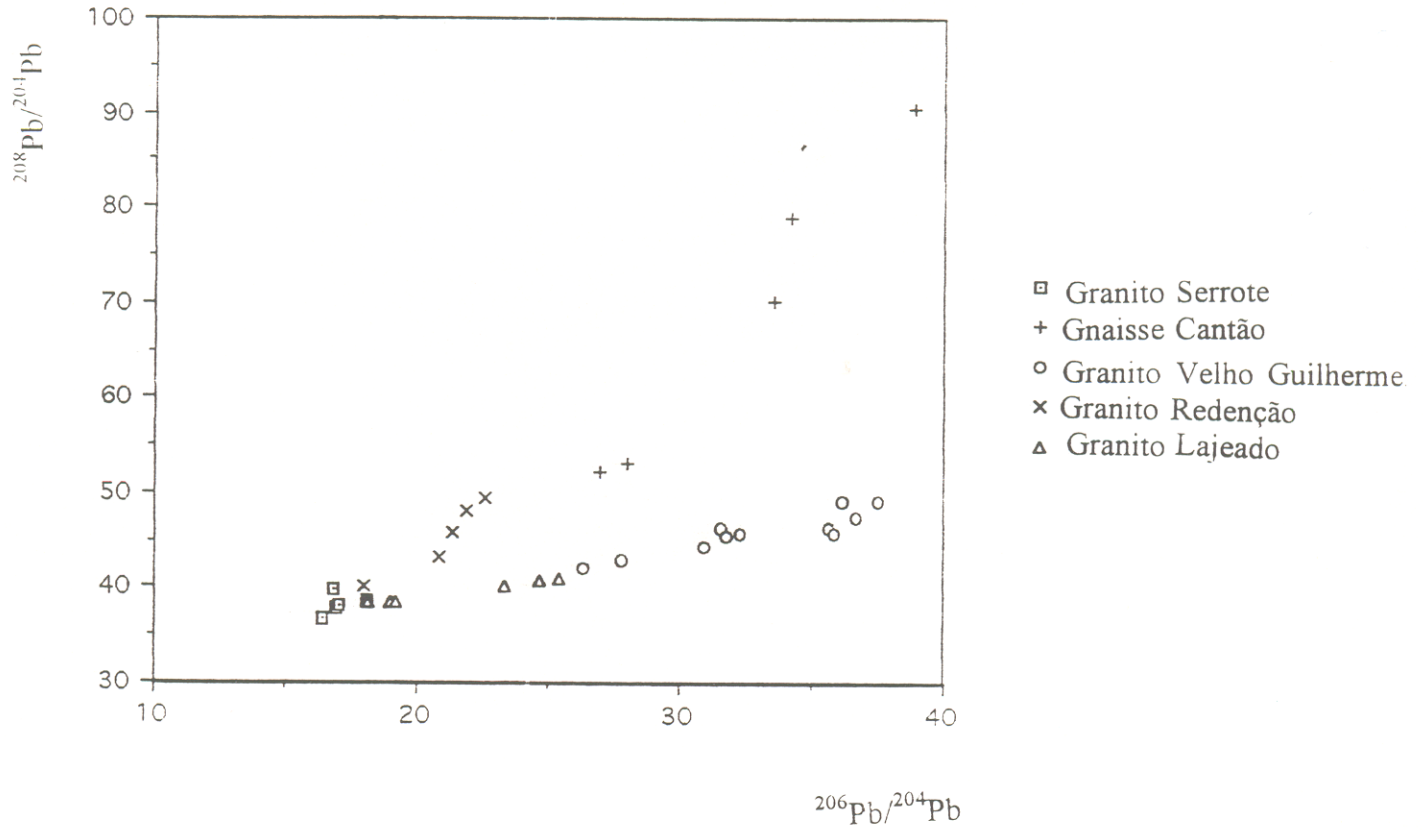


Figura 34: Diagrama $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ vs. $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ contendo amostras do Gnaiss Cantão, Granito Serrote, Granito Velho Guilherme, Granito Redenção e Granito Lajeado e identificadas segundo a legenda ao lado.

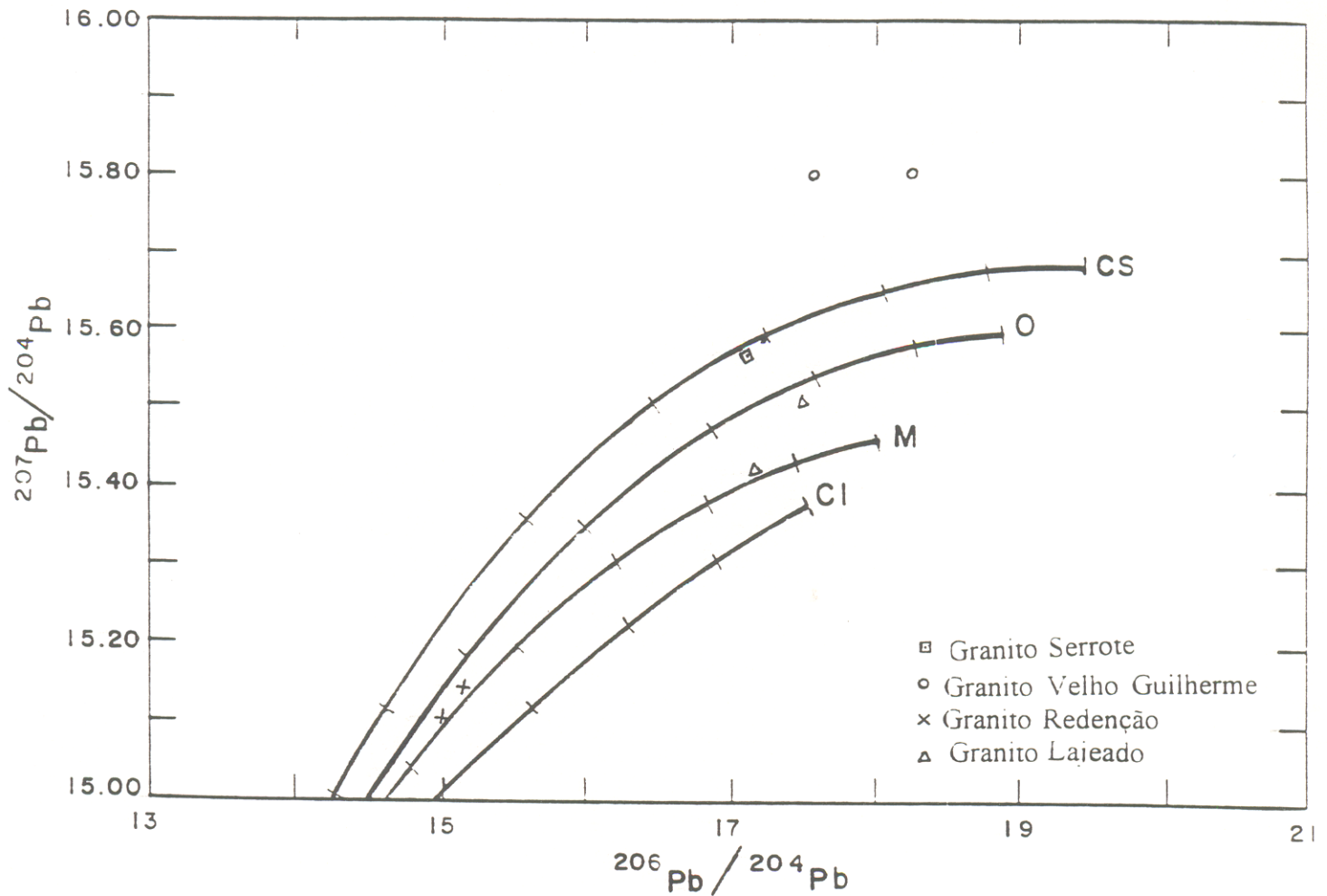


Figura 35: Diagrama $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ vs. $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ com as curvas de evolução global do Pb segundo o modelo de plumbotectônica de ZARTMAN & DOE (1981). As amostras plotadas pertencem ao Granito Serrote, Granito Velho Guilherme, Granito Redenção e Granito Lajeado.

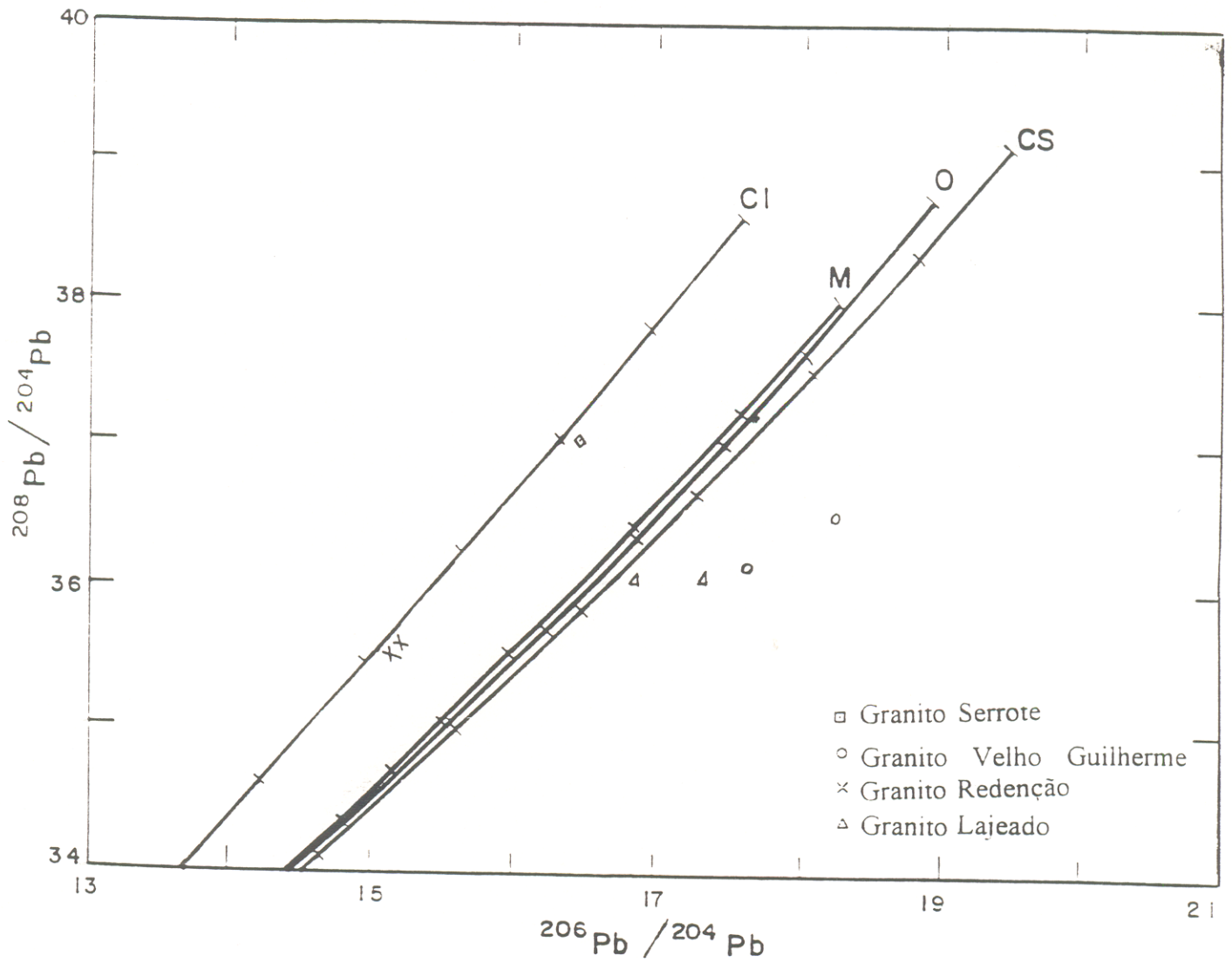


Figura 36: Diagrama $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ vs. $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ com as curvas de evolução global do Pb segundo o modelo de plumbotectônica de ZARTMAN & DOE (1981). As amostras plotadas pertencem ao Granito Serrote, Granito Velho Guilherme, Granito Redenção e Granito Lajeado.

5.4. DISCUSSÕES DOS RESULTADOS

As rochas do embasamento selecionadas para datação pelo método de Pb-Pb em zircão, na porção meridional do Cinturão Araguaia, acham-se inseridas em áreas originalmente consideradas como de idade arqueana e correspondentes aos Complexos Colméia e Rio dos Mangues (COSTA et al. 1983; HASUI et al. 1984b; COSTA, 1985; HASUI & COSTA, 1990; ABREU et al. 1994). Das rochas agrupadas no Complexo Colméia, foram selecionados ortognaisses granodioríticos e gnaisses calciossilicáticos com leucossomas de composição granodiorítica. Das rochas agrupadas no Complexo Rio dos Mangues, foram selecionados gnaisses tonalíticos e gnaisses sieníticos. Sendo que estes últimos são possivelmente relacionados aos nefelina gnaisses da Suíte Monte Santo.

A idade obtida para os zircões dos gnaisses granodioríticos foi de 2.011 ± 41 Ma (2σ), e pode ser interpretada como idade de cristalização do protólito ígneo desses ortognaisses. Esta idade sugere a existência de um evento magmático ocorrido entre 2,0 e 2,1 Ga.

A idade obtida em zircões dos gnaisses calciossilicáticos foi de 2.085 ± 26 Ma (2σ), e pode ser interpretada como a idade do metamorfismo que atingiu estas rochas, no caso destes zircões terem se formado durante os processos metamórficos de idade transamazônica, que afetaram o protólito sedimentar. Alternativamente, os zircões poderiam ser detríticos e a idade obtida poderia indicar a idade de uma das áreas fonte da sedimentação. Consequentemente, esta idade indicaria que os zircões seriam provenientes de rochas formadas no máximo em torno de 2.100 Ma. Apesar dessas interpretações distintas sobre a origem dos zircões, conclui-se que esses gnaisses não possuem idade arqueana.

Para os leucossomas dos gnaisses calciossilicáticos, abre-se uma discussão um pouco mais complexa, para interpretar a idade mais jovem, de 1.819 ± 32 Ma (2σ), obtida para os zircões analisados. Pressupondo que os leucossomas granodioríticos se formaram a partir da fusão parcial das rochas calciossilicáticas, durante o metamorfismo de idade transamazônica, a idade dos zircões poderia refletir a perda parcial de Pb durante a instalação do Cinturão Araguaia, no Ciclo Brasileiro, independentemente dos zircões serem neoformados ou herdados. Estes leucossomas poderiam, alternativamente, estar relacionados com a colocação de corpos ígneos do Proterozóico Inferior, a exemplo do Granito Serrote e do Gnaise Cantão, cujas idade Pb-Pb em zircão estão em torno de 1,85 Ga (MOURA, 1992, SOUSA & MOURA, 1995). Esta interpretação, explicaria também as idade mais jovens dos zircões dos leucossomas. Os dados petrográficos são contudo insuficientes para se escolher uma alternativa entre as apresentadas.

Não foi possível se obter uma idade platô para os zircões dos gnaisses tonalíticos, representativos do Complexo Rio dos Mangues, e isto deve-se possivelmente ao fato de que são rochas extremamente migmatizadas e deformadas, podendo esta deformação ter influenciado diretamente na perda parcial de Pb, causando a obtenção de idades sem significado geológico. Entretanto, observa-se nitidamente o crescimento gradativo da razão $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$, com o aumento da temperatura de análise. Esta tendência pode simbolizar uma linha de mistura nas idades obtidas, variando de 500 Ma até valores ligeiramente superiores a 2.000 Ma. Conseqüentemente, as idades em torno de 2,0 Ga, obtidas a mais altas temperaturas para os zircões analisados, devem representar a idade mínima de cristalização desses gnaisses tonalíticos. Mais uma vez não se pôde comprovar a sugerida idade arqueana, dos gnaisses do embasamento da porção meridional do Cinturão Araguaia.

Os gnaisses sieníticos, embora tivessem sido mapeados aparentemente dentro do domínio do Complexo Rio dos Mangues, eles são aqui considerados no mesmo contexto geológico dos gnaisses alcalinos da Serra da Estrela, em virtude de serem mineralogicamente similares e devido a proximidade com aqueles corpos. Considera-se portanto, que este conjunto de rochas, onde incluem-se os gnaisses sieníticos e os nefelina gnaisses da Serra da Estrela, fazem parte da Suíte Monte Santo, definida por de HASUI et al. 1984b. A idade dos zircões dos gnaisses sieníticos, de 1.011 ± 86 Ma (2σ), é interpretada como idade mínima de cristalização para estes corpos. A ocorrência de magmatismo alcalino está vinculada frequentemente, a ambientes tectônicos com caráter distensivo (zonas de “rift”), e têm sido registrada na literatura, uma numerosa incidência de complexos gerados por magmatismo alcalino, no período situado entre 1.000 e 1.300 Ma, a exemplo de complexos ocorrentes no leste do Canadá, sul da Groelândia e Estados Unidos, entre outras regiões (WINDLEY 1984). As rochas que predominam entre estes complexos plutônicos são augita sienitos, alcali granitos e nefelina sienitos com subordinados granitos cálcio-alcalinos (WINDLEY, op cit.). Desta forma, nota-se que o evento magmático que gerou os gnaisses da Suíte Monte Santo, ocorrido no mínimo em torno de 1.100 Ma, é correlacionável a um evento de repercussão mundial responsável pela geração de granitização alcalina no Proterozóico Médio. Consequentemente, esta idade não coincide com aquela proposta na literatura (HASUI et al. 1984b e COSTA et al. 1983), que aponta o evento distensivo, responsável pela colocação das rochas da Suíte Monte Santo, como tendo acontecido no Arqueano.

Os dados geocronológicos existentes para o Granito Serrote indicam que ele é um corpo do Proterozóico Inferior, intrusivo nos gnaisses do embasamento da porção meridional do

Cinturão Araguaia. Recentes datações pelo método de Pb-Pb em zircão, realizadas por SOUSA (1995), apontaram uma idade mínima de cristalização para este corpo, de 1.851 ± 41 Ma (2σ). Complementando os estudos geocronológicos, no presente trabalho o Granito Serrote foi datado pelo método de Pb-Pb em rocha total e feldspatos e forneceu uma idade de 1.872 ± 140 Ma (2σ), que se superpõe, a despeito do erro elevado, com a idade de cristalização obtida por SOUSA & MOURA (1995). Consequentemente, a idade de 1.872 ± 140 Ma, pode sustentar a hipótese de ascensão granítica do corpo no Proterozóico Inferior.

No setor setentrional do Cinturão Araguaia ocorre o Gnaiss Cantão, cujo protólito granítico, pertencente ao Proterozóico Inferior (1,85 Ga), é intrusivo nos gnaisses arqueanos do Complexo Colméia (MOURA, 1992, MOURA & GAUDETTE 1993). Em função principalmente da semelhança na idade de cristalização do Gnaiss Cantão e do Granito Serrote, realizou-se também nas rochas do Gnaiss Cantão, datação pelo método de Pb-Pb em rocha total e feldspatos, obtendo-se uma idade de 1.744 ± 27 Ma (2σ). Esta idade, embora ligeiramente inferior, assemelha-se aquela interpretada como idade mínima de cristalização do protólito ígneo, de 1.846 ± 64 Ma (2σ), obtida por MOURA (1992).

Embora as idades de cristalização do Gnaiss Cantão e do Granito Serrote sejam bastante semelhantes, os estudos das razões isotópicas do Pb e dos feldspatos mostram que essas rochas tiveram fontes bastante distintas. Como as idades Pb-Pb em rocha total e feldspatos tratam-se de idades rejuvenescidas, não se teceu comentários a respeito do μ .

Complementando as datações realizadas pelo método Pb-Pb em rocha total e feldspatos no Granito Serrote e Gnaiss Cantão, realizou-se um estudo comparativo entre estas unidades, e alguns granitóides anorogênicos de idade proterozóica, da região amazônica e do

Maciço Mediano de Goiás. O Granito Serrote é bastante semelhante aos granitos da Amazônia Oriental, e ajusta-se, juntamente com estes, às curvas de evolução do Pb, propostas no modelo de plumbotectônica de ZARTMAN & DOE (1981). Através da plotagem dos feldspatos lixiviados das amostras das referidas unidades no modelo de plumbotectônica, foram caracterizadas as relações genéticas das mesmas, com maiores ou menores participações da crosta superior (ver item 5.3.2.3, do capítulo 5). A exceção destas unidades foi o Gnaiss Cantão, cujas amostras de feldspatos não plotaram dentro de nenhum dos intervalos do modelo, devido às altas razões $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ que apresentam. Os altos valores das razões de Pb nestas rochas revela que são enriquecidas em U, e este enriquecimento pode ter sido proveniente do próprio magma que gerou estas rochas ou ter sido adquirido em um evento metamórfico posterior a sua cristalização.

Diante das datações realizadas nas unidades do embasamento inseridas na porção meridional do Cinturão Araguaia, na região de Paraíso do Tocantins, fica registrado, até o momento, a ausência de rochas de idade arqueana, contrariamente do que foi sugerido em diversos trabalhos ali realizados (COSTA et al. 1983; HASUI et al. 1984b; COSTA 1985; HASUI & COSTA 1990, entre outros). Contudo, não se pode ainda descartar a possível presença de seqüências arqueanas, sem que se amplie as informações geocronológicas nessa região. Nesse sentido é de fundamental importância se investigar a idade das rochas metavulcano-sedimentares do Grupo Rio do Côco.

A despeito desta ausência de rochas arqueanas, no embasamento do segmento meridional do Cinturão Araguaia, deve ser ressaltada a existência de corpos graníticos intrusivos, do Proterozóico Inferior, tanto no segmento meridional como no segmento setentrional do embasamento desse cinturão, representados pelo Granito Serrote e Gnaiss Cantão,

respectivamente. A existência dessa granitogênese do Cinturão Araguaia sugere que, ao final do Proterozóico Inferior, tanto o embasamento arqueano do segmento setentrional, como aquele mais jovem do segmento meridional, estiveram igualmente submetidos a um regime tectônico ditensivo.

As idades obtidas pelo método de Pb-Pb em zircão, nos gnaisses da região de Paraíso do Tocantins, sugerem para o embasamento, valores em torno de 2,0 - 2,1 Ga. Portanto, não se confirma no presente trabalho, a aventada correlação entre o terreno arqueano do segmento setentrional do Cinturão Araguaia, representado pelos ortognaisses do Complexo Colméia aflorantes no interior das estruturas dômicas, com os gnaisses do embasamento que ocorrem na porção sul deste cinturão. Conseqüentemente sugere-se, abandonar o termo Complexo Colméia e incorporar no Complexo Rio dos Mangues as rochas do embasamento do segmento setentrional do Cinturão Araguaia, até então mapeadas como Complexo Colméia. Neste contexto, o Complexo Rio dos Mangues é aqui definido pelos gnaisses calciossilicáticos e ortognaisses, de composição tonalítica e granodiorítica, que ocorrem ao longo de uma faixa de aproximadamente dez a quinze quilômetros de largura, envolvendo o Granito Serrote, e estendendo-se para sul (Figura 3). Não incluem-se nesta definição as rochas metassedimentares, que já em HASUI & COSTA (1990), passaram a integrar o Grupo Estrondo. Ressalta-se no entanto, que na proposta de HASUI & COSTA (1990), esta unidade foi retirada da estratigrafia regional, prevalecendo sobre a mesma, o Complexo Colméia.

Por se tratar de um terreno distinto, decorre a necessidade de se ordenar a cronoestratigrafia da porção sul do Cinturão Araguaia. A princípio considera-se do Arqueano, aquelas unidades do embasamento que ainda não foram objeto de estudos geocronológicos

(Grupo Rio do Côco e Complexo Porto Nacional). Abandona-se o termo Complexo Colméia e emprega-se o termo Complexo Rio dos Mangues para agrupar as rochas gnáissicas que tiveram a sua estruturação em torno de 2,1 Ga. Posteriormente, ao final do Proterozóico Inferior, coloca-se o Granito Serrote, intrusivo nas rochas gnáissicas do Complexo Rio dos Mangues. Define-se portanto, a existência de um embasamento mais novo para o segmento meridional do Cinturão Araguaia. O processo de rifteamento responsável pelo embaciamento que resultou na deposição dos sedimentos do Supergrupo Baixo Araguaia, teve seu início em torno de 1,1 Ga, como demonstrado pela idade dos gnaisses sieníticos da Suíte Monte Santo. Seguidamente todo este pacote foi deformado durante a estruturação do Cinturão Araguaia, no Ciclo Brasileiro. Com base nesta cronologia, propõe-se um novo empilhamento estratigráfico apresentado na Figura 37.

			Idades Pb/Pb em Zircão (Ma, 2 σ)
PROTEROZÓICO SUPERIOR	Supergrupo	Grupo Tocantins	
	Baixo Araguaia	Grupo Estrondo	
PROTEROZÓICO MÉDIO	Suíte Monte Santo		1011 \pm 86 (1)
PROTEROZÓICO INFERIOR	Granito Serrote		1851 \pm 41 (2)
	Complexo Rio dos Mangues	Gn Granodioríticos	2011 \pm 21 (1)
		Gn Calciossilicáticos	2085 \pm 26 (1)
		Leucossomas	1819 \pm 32 (1)
ARQUEANO	Grupo Rio do Côco (?)		
	Complexo Porto Nacional (?)		
	Granito Matança (?)		

Figura 37: Proposta estratigráfica suscinta para a porção sul do Cinturão Araguaia, na região de Paraíso do Tocantins, modificada de HASUI et al. (1981, 1984b) e COSTA (1985). Idades segundo: (1) SOUZA & MOURA (1996); (2) SOUSA & MOURA (1995).

6. CONCLUSÕES

As idades obtidas pelo método de Pb-Pb em zircão, nos gnaisses da região de Paraíso do Tocantins, sugerem que as rochas do embasamento, inseridas na porção meridional do Cinturão Araguaia, são mais novas (2.0-2.1 Ga.) que aquelas de idade arqueana aflorantes no interior das estruturas dômicas do segmento setentrional deste cinturão. Conseqüentemente, as rochas estudadas não são correlacionáveis aos gnaisses do Complexo Colméia, sendo proposto enfeixá-las Complexo Rio dos Mangues.

Os resultados geocronológicos obtidos indicam que o segmento crustal do embasamento da porção meridional do Cinturão Araguaia, representa um terreno mais novo, e portanto distinto daquele do segmento setentrional (junto ao Cráton Amazônico) que poderia ter sido colado às rochas arqueanas do Cráton Amazônico, durante o Proterozóico Inferior.

Não se pode descartar ainda a possibilidade da existência de rochas arqueanas nesta região, posto que não foram ainda estudados, de forma aprofundada, outros conjuntos litológicos exemplo do Grupo Rio do Côco.

O Granito Serrote, cuja idade de cristalização é similar àquela do protólito do Gnaisse Cantão, com valor em torno de 1.85 Ga, pode representar igualmente, um granito anorogênico, intrusivo nos gnaisses do embasamento de idade 2.0-2.1 Ga. As datações pelo método de Pb-Pb em rocha total e feldspatos revelaram para este corpo uma idade de 1670 ± 159 Ma, que é inferior a sua idade de cristalização, podendo indicar uma abertura parcial do sistema U-Pb durante um evento termo-tectono posterior a implantação do Cinturão Araguaia durante o Evento Brasileiro. O Gnaisse Cantão também deve ter experimentado um rejuvenescimento parcial do sistema U-Pb por ocasião da estruturação do Cinturão Araguaia, como no caso do

Granito Serrote, conforme indica a idade de 1.680 ± 47 Ma obtida pelo método de Pb-Pb em rocha total e feldspatos.

Embora as idades de cristalização do Gnaiss Cantão e do Granito Serrote sejam bastante semelhantes, e até mesmo eles conservem essa similaridade nas idades rejuvenescidas (Pb-Pb em rocha total e feldspatos), os estudos das razões isotópicas do Pb e dos feldspatos mostram que essas rochas tiveram fontes bastante distintas.

Os gnaisses sieníticos intrusivos no Complexo Rio dos Mangues, próximos a Serra da Estrela, fazem parte da Suíte Monte Santo e revelaram idade de cristalização de 1.011 ± 86 Ma. Este magmatismo provavelmente está ligado a um evento distensivo que ocorreu aproximadamente entre 1,0 - 1,1 Ga., que foi responsável pela geração de magmas alcalinos e pelo embaciamento que levou à deposição de sedimentos, posteriormente deformados durante o Brasiliano, quando da deposição do Cinturão Araguaia.

Devido a porção sul do Cinturão Araguaia representar um terreno distinto, propõe-se um novo arranjo lito-estratigráfico. Desta forma considera-se do Arqueano, aquelas unidades do embasamento que ainda não foram objeto de estudos geocronológicos (Grupo Rio do Côco e Complexo Porto Nacional). No Proterozóico Inferior tem lugar o Complexo Rio dos Mangues e ao final deste, coloca-se o Granito Serrote. A Suíte Monte Santo estabelece-se no Proterozóico Médio, iniciando um processo de rifteamento e conseqüente sedimentação do Supergrupo Baixo Araguaia.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ABREU, F.A.M. 1978. O Supergrupo Baixo Araguaia. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 30., Recife, 1978. **Anais...** Recife, SBG. v.2; p. 539-545.
- ABREU, F.A.M. 1990. **Evolução Geotectônica do Pré-Cambriano da região meio norte do Brasil e sua correlação com a África Ocidental.** Belém, Universidade Federal do Pará. Centro de Geociências. 440p. Tese (Doutorado em Geologia) - Curso de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica, Centro de Geociências, UFPA, 1990.
- ABREU, F.A.M.; GORAYEB, P.S.S.; HASUI, Y. 1994. Tectônica e Inversão Metamórfica no Cinturão Araguaia. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA, 4., Belém, 1994. **Boletim de Resumos Expandidos...** Belém, p. 1-4.
- ALMEIDA, F.F.M.; HASUI, Y.; NEVES, B.B.B; FUCK, R.A. 1981. Brazilian Structural Provinces: an introduction. **Earth Sciences Reviews**, 17:1-29.
- ANSDELL, K.M. & KYSER, T.K. 1991. Plutonism, Deformation, and Metamorphism in the Proterozoic Flin Flon Greenstone Belt Canada: Limits on timing provided by the single Zircon Pb Evaporation Technique. **Geology**, 18(5): 518-521.
- AVELAR, V. G. 1993. Estudo Petrográfico e Geocronológico da Suíte Granítica Santa Luzia, Região de Paraíso do Norte, TO. In: SEMINÁRIO DE INICIAÇÃO CIENTÍFICA da UFPA, 4., Belém, 1993. **Anais...** Belém, PROPESP. p. 141-142.
- BARBOSA, A.A. 1995. **Geocronologia Pb-Pb e Rb-Sr das rochas graníticas da região de Redenção - Sudoeste do Pará.** Belém, Universidade Federal do Pará. Centro de Geociências. 114p. Tese (Mestrado em Geoquímica) - Curso de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica, Centro de Geociências, UFPA, 1995.

- BARRADAS, J.A.S. 1993. **Geocronologia das Rochas Ígneas e Mineralizações Auríferas associadas da Porção Centro-Sul do Estado do Tocantins (Região de Porto Nacional - Monte do Carmo)**. Belém, Universidade Federal do Pará. Centro de Geociências. 85p. Tese (Mestrado em Geoquímica) - Curso de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica, Centro de Geociências, UFPA, 1993.
- BARRADAS, J.A.S.; LAFON, J.M.; KOTSHCHOUBEY, B. 1992. Geocronologia Pb/Pb e Rb/Sr da Região de Monte do Carmo - Porto Nacional, TO. Novos Resultados. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 37., São Paulo, 1992. **Anais...** São Paulo, SBG. v.2, p. 182-183.
- BARREIRA, C.P. & DARDENE, M.A. 1981. A Sequência vulcano-sedimentar Rio do Côco. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO CENTRO-OESTE, 1., Goiânia, 1981. **Anais...** Goiânia, SBG. P.241-264.
- CHUKHONIN, A. P. 1978. A Mass Spectrometric study of the Forms Taken by Lead in Zircon. **Geochemistry International**, 186-189.
- COSTA, J. B. S. 1980. **Evolução geológica da região de Colméia-GO**. Belém, Universidade Federal do Pará. Centro de Geociências. 71p. Tese (Mestrado em Geologia) - Curso de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica, Centro de Geociências, UFPA, 1980.
- COSTA, J. B. S. 1985. **Aspectos lito-estruturais e evolução crustal da região centro norte de Goiás**. Belém, Universidade Federal do Pará. Centro de Geociências. 209p. Tese (Doutorado em Geologia) - Curso de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica, Centro de Geociências, UFPA, 1985.

- COSTA, J. B. S.; GORAYEB, P. S. de S.; BERMEGUY, R. L.; GAMA Jr., R.; KOTSCHOUBEY, B.; LEMOS, R. L. 1983. **Projeto Paraíso do Norte**; relatório final. Belém, UFPA. Centro de Geociências. CVRD. 125p.
- COSTA, J. B. S.; LEMOS, R. L.; MARTINS, J. P. A.; BELTRÃO, J. F.; GOÉS, A. M.; HASUI, Y. 1984. Geologia da Região de Porto Nacional, GO. **Rev. Bras. Geoc.**, 14:3-11.
- COSTA, J. B. S.; HASUI, Y.; GORAYEB, P. S. S. 1988a. Relações estruturais entre a Faixa Araguaia e o Maciço Goiano na região de Paraíso do Norte - Gurupi-GO. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 35., Belém, 1988. **Anais...** Belém, SBG. v.5, p. 2187-2196.
- COSTA, J. B. S.; HASUI, Y.; GORAYEB, P. S. S. 1988b. Cinturão Araguaia.. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 35., Belém, 1988. **Roteiro de Excursões...** Belém, SBG. p.71-92.
- DALL'AGNOL, R.; GORAYEB, P.S de S. TEIXEIRA, N.P.; SANTOS, M.D.; MACAMBIRA, J.B.; KOTSCHOUBEY, B. **A Faixa de Dobramentos Araguaia**. CG/UFPA. 64 p. Inédito.
- DALL'AGNOL, R.; TEIXEIRA, N. P.; MACAMBIRA; J. B.; KOTSCHOUBEY, B.; GORAYEB, P.S. S.; SANTOS, M. D. 1988. Petrologia dos Gnaisses e Micaxistos da porção norte da Faixa de Dobramentos Araguaia-GO - Brasil. In: CONGRESSO LATINO AMERICANO DE GEOLOGIA, 7., Belém, 1988. **Anais...** Belém, SBG. v.1, p.1-9.
- FAURE, G. - 1986 - **Principles of Isotope Geology**. New York, J. Wiley & Sons. 589 pg.
- GAUDETTE, H.E.; LAFON, J.M.; MOURA, C.A.V.; SCHELLER, T. 1993. O método de Datação de monocristais de Zircão por evaporação de Pb: Primeiros resultados no Lab. de Geologia Isotópica da UFPA. In: SEMANA DE SEMINÁRIOS DA PÓS GRADUAÇÃO/UFPA, 11., Belém, 1993. **Boletim de Resumos...** Belém, p. 64-65.

- GENTRY, R.V.; SWORSKI, T.J.; McKOWN, H.S.; SMITH, D.H.; EBY, R.E.; CHRISTIE, W.H. 1982. Differential Lead Retention in Zircons: Implications for Nuclear Waste. **Containment Science**, 216(): 296-297.
- GORAYEB, P.S. de S. 1981. **Evolução Geológica da Região de Araguacema - Pequizeiro - GO**. Belém, Universidade Federal do Pará. Centro de Geociências. 108p. Tese (Mestrado em Geologia) - Curso de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica, Centro de Geociências, UFPA, 1981.
- GORAYEB, P.S. de S. 1989. Corpos Serpentiníticos da Faixa Araguaia na Região de Araguacema - Pequizeiro - Conceição do Araguaia (Goiás - Pará). **Revista Brasileira de Geociências**, 19(1):51-62.
- HASUI, Y. & COSTA, J. B. S. 1990. O cinturão Araguaia: Um novo enfoque estrutural-estratigráfico. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 36., Natal, 1990. **Anais...** Natal, SBG. v.6, p. 2535-2549.
- HASUI, Y. & HARALY, N.L.E. 1985. A Mega Estruturação de Goiás. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO CENTRO OESTE, 2., Goiânia, 1985. **Atas...** Goiânia, p.1-18.
- HASUI, Y., COSTA, J.B.S.; ABREU, F.A.M. 1984a. Província Tocantins. In: HASUI, Y. & ALMEIDA, F.A.M. **O Pré-Cambriano do Brasil**. São Paulo, Edgar Blucher. p.187-204.
- HASUI, Y.; COSTA, J. B. S.; GORAYEB, P. S. S.; LEMOS, R. L.; GAMA Jr., T.; BEMERGUY, R. L. 1984b. Geologia do Pré-Cambriano da região de Paraíso do Norte de Goiás-GO. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 33., Rio de Janeiro, 1984. **Anais...** Rio de Janeiro, SBG. p.2220-2233.

- HASUI, Y.; HENNIES, W.T.; IUANUCH, W. 1975. Idades Potássio-Argônio do Norte de Goiás. **Boletim do Instituto de Geociências, USP**, 6:77-83.
- HASUI, Y.; TASSINARI, C.C.G., SIGA Jr., O.; TEIXEIRA, W.; ALMEIDA, F. F. M.; KAWASHITA, K. 1980. Datações Rb-Sr e K-Ar do centro norte do Brasil e seu significado geológico-geotectônico. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 31., Camboriú, 1980. **Anais...** Camboriú, SBG. v. 5, p.2659-2667.
- HERZ, N.; HASUI, Y.; COSTA, J. B. S.; MATTA, M. A. S. 1989. The Araguaí Fold Belt, Brasil: A reactivated Brasiliano - Pan-Africano cycle (550 Ma) geosuture. **Precambrian Research**, 42(): 371-386.
- KOBER, B. 1986. Whole Grain Evaporation for $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ Age Investigations on Single Zircons Using a Double Filament Thermal Ion Source. **Contribution Mineralogy and Petrology**, 93():482-490.
- KOBER, B. 1987. Single Grain Evaporation Combined with Pb Emitter Bedding $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ Investigations using Thermal Ion Mass Spectrometry and Implications to Zirconology. **Contribution Mineralogy and Petrology**, 96():63-71.
- LAFON, J. M.; MACAMBIRA, J. B.; MACAMBIRA, M. J. B.; MOURA, C. A. V.; GAUDETTE, H. E.; SOUZA, A. C. C. 1990. A Faixa de dobramentos Araguaia. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 36., Natal, 1990. **Anais...** Natal, SBG. v.6, p.2550-2563.

- LAMARÃO, C.N. & KOTSCHOUBEY, B. 1994. Mineralização a Berilo e Turmalina do Corpo Pegmatítico do Catingueiro, Suíte Santa Luzia, Região de Paraíso do Tocantins (TO). In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA, 4., Belém, 1994. **Boletim de Resumos Expandidos...** Belém. p. 89-90.
- MACAMBIRA, J.B. 1983. **Geologia e Ocorrências Minerais da Braquianticlinal do Lontra - GO.** Belém, Universidade Federal do Pará. Centro de Geociências. ? p. Tese (Mestrado em Geologia) - Curso de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica, Centro de Geociências, UFPA, 1983.
- MACAMBIRA, J. B.; MOURA, C. A. V. ; LAFON, J. M.; SCHELLER, T. 1994. O método Pb-Pb por Evaporação em Zircão: Avaliação dos Dados Obtidos no Laboratório de Geologia Isotópica da UFPA. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 38., Camboriú, 1994. **Anais...** SBG. p. 404-406.
- MACAMBIRA, J. B.; SOUZA, A. C.; KAWASHITA, K. 1982. Geocronologia na região da Braquianticlinal de Lontra-Goiás. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 32., 1982. **Resumos e Breves Comunicações...** Salvador, SBG. Bol. 2. p.12.
- MATTA, M.A.S. 1982. **Evolução Geológica da Região de Tucuruí - PA.** Belém, Universidade Federal do Pará. Centro de Geociências. 109p. Tese (Mestrado em Geologia) - Curso de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica, Centro de Geociências, UFPA, 1982.
- MATTA, M. A. da & SOUZA, S. H. P. de. 1991. Caracterização petroquímica das rochas gnáissicas do Complexo Colméia, região de Colméia-TO. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA, 3., Belém, 1991. **Anais...** Belém. p.85-99.

- MOURA, C. A. V. 1992 . **Geochronology and geochemistry of the Basement orthogneisses of the Araguaia Belt, Brasil. Disertation.** New Hampshire, University of New Hampshire. 236p. Tese (Doutorado em Geoquímica) - 1992.
- MOURA, C. A. V. & GAUDETTE, H. 1992. Evidence of Brasiliano/Panafrican Deformation in the Araguaia Belt. Implications for Gondwana Evolution. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 37., São Paulo, 1992. **Anais...** São Paulo, SBG. v.1, p.316-317.
- MOURA, C. A. V. & GAUDETTE, H.1993. Zircon Ages of the Basement Orthogneisses of the Araguaia Belt, North - Central Brazil. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOQUÍMICA, 4., Brasília, 1993. **Boletim de Resumos Expandidos...** Brasília. p. 232-234.
- MOURA, C. A. V. & GAUDETTE, H.1994. Uma Discussão sobre a Origem dos Ortognaisses do Embasamento do Cinturão Araguaia, com base nos isótopos do Sr e Nd. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA, 4., Belém, 1994. **Boletim de Resumos Expandidos...** Belém. p.223-225.
- MOURA, C. A. V.; MACAMBIRA, M.J.B.; LAFON, J.M. 1994. Geocronologia da Parte Setentrional do Cinturão Araguaia: Estado Atual do Conhecimento. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 38., Camboriú, 1994. **Anais...** SBG. v.1, p.242-243.
- NEDELEC, A.; NSIFA, E.N.; MARTIN, H. 1990. Major and trace geochemistry of the Archean Ntem Plutonic Complex (South Cameroon): petrogenesis and crustal evolution. **Precambrian Research**, 47:35-50.

- OLSZEWSKI, W. J.; GAUDETTE, H.E.; CHEATAM, M.M. 1990. $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ Ages from the Chain Lakes Massif, NW Maine, Using Single Grain Direct Thermal Ionization. In: ANUAL MEETING ON SECTION GEOLOGICAL SOCIETY OF AMERICAN, 25., Syracuse, 1990. **Abstracts Progssives...** Syracuse, GSA. p. 61.
- RODRIGUES, E.M.S. 1992. **Implantação da Metodologia Pb-Pb em Rocha Total: Exemplos de Aplicação na Província Mineral de Carajás (PA)**. Belém, Universidade Federal do Pará. Centro de Geociências. 128p. Tese (Mestrado em Geoquímica) - Curso de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica, Centro de Geociências, UFPA, 1992.
- SANTOS, M. D.; MACAMBIRA, J. B.; KOUTSCHOUBEY, B. 1984. Uma proposta para a origem das braquianticlinais de Xambioá e Lontra (GO). Possíveis domos gnáissicos. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 33., Rio de Janeiro, 1984., **Anais...** Rio de Janeiro, SBG. v.7, p.3400-3414.
- SILVA, J.M.R. & HASUI, Y. 1978. Evolução Metamórfica do Super Grupo Baixo Araguaia. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 30., Recife, 1978. **Anais...** Recife, SBG. v.1, p.435-443.
- SOUSA, D.J.L. de. 1995. **Geologia e Geocronologia da Porção Sul do Granito Serrote - TO**. Belém, Universidade Federal do Pará. Centro de Geociências. ? p. Trabalho de Conclusão de Curso - Curso de Graduação em Geologia, Centro de Geociências, UFPA, 1995.
- SOUSA, D.J.L. de & MOURA, C.A.V. 1995. Estudo Geocronológico do Granito Serrote, Paraíso do Tocantins. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOQUÍMICA, 5., Niterói, 1995 **Anais...** Niterói, CD-ROM.

- SOUZA, A.C. 1984. **Geologia e Petrologia do Estremo Norte da Serra do Estrondo - GO.** Belém, Universidade Federal do Pará. Centro de Geociências. 177p. Tese (Mestrado em Geologia) - Curso de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica, Centro de Geociências, UFPA, 1984.
- SOUZA, A. C. C.; DALL'AGNOL, R.; TEIXEIRA, N. P. 1985. Petrologia do Gnaiss Cantão: Implicações na Faixa de Dobramento Araguaia Serra do Estrondo-GO. **Revista Brasileira de Geociências**, 15():300-310.
- SOUZA, A.C. de; TEIXEIRA, N.P.; DALL'AGNOL, R. 1984. Geologia do Estremo Norte da Serra do Estrondo (GO). In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 33., Rio de Janeiro, 1984., **Anais...** Rio de Janeiro, SBG. v.5. p.
- SOUZA, S.H.P. & MOURA, C.A.V. 1995. Idades Pb-Pb em Zircões das Rochas do Embasamento do Cinturão Araguaia na Região de Paraíso do Tocantins (TO). In: SIMPÓSIO NACIONAL DE ESTUDOS TECTÔNICOS, 5., Gramado, 1995. **Boletim de Resumos Expandidos...** Gramado. p. 95-97.
- STACEY, J.S. & KRAMERS, J.D. 1975. Approximation of Terrestrial Lead Isotope Evolution by two-Stage Model. **Earth Planetary Science Letters**, 26(2):207-221.
- SUNIN, L.V. & MALYSHEV, V. I. 1983. The Thermoisochron Method of Determinating Pb-Pb Ages. In: ? p. 34-45.
- TEIXEIRA, N.P. 1984. **Geologia e Petrologia da Região Central da Serra das Cordilheiras.** Belém, Universidade Federal do Pará. Centro de Geociências. 206p. Tese (Mestrado em Geologia) - Curso de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica, Centro de Geociências, UFPA, 1984.

- TEIXEIRA, N. P.; DALL'AGNOL, R.; SOUZA, A. C. C. 1985. Petrologia dos gnaisses do Complexo Colméia, Serra das Cordilheiras-GO. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA, 2., Belém, 1985. **Anais...** Belém, v.2, p.138-158.
- TEIXEIRA, N. P.; SOUZA, A.C.C.; DALL'AGNOL, R. 1984. Geologia da região central da Serra das Cordilheiras, GO. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 33., Rio de Janeiro, 1984., **Anais...** Rio de Janeiro, SBG. p. 2234-2248.
- WINDLEY, B.F. 1984. **The Evolving Continents**. 2.ed. New York, Great Britain. 399 p.
- ZARTMAN, R.E. & DOE, B.R. 1981. Plumbotectonics - The Model. **Tectonophysics**, 75:135-162.

APÊNDICES

APÊNDICE A

Procedimento utilizado para o Método de Evaporação de Pb em Zircão

- 1) Trituração de 30 quilos, em média, de cada amostra, no triturador de mandíbula.
- 2) Pulverização das amostras (*chater box* ou moinho a disco).
- 3) Bateamento e secagem em estufa a 120^o C.
- 4) Peneiramento a um diâmetro de 0,35 mm, seguido de quarteamento.
- 5) Elutriação para concentração inicial dos minerais pesados e secagem.
- 6) Separação magnética com ímã.
- 7) Separação magnética com o separador magnético isodinâmico Frantz, com 25^o de inclinação frontal e 20^o de inclinação lateral, a uma amperagem de 1,5 Amp.
- 8) Ferver, durante aproximadamente uma hora, em uma solução com 50% de ácido nítrico e 50% de água monodestilada (HNO₃ + H₂O*). Secagem em estufa a 120^oC.
- 9) Utilização de líquido pesado (bromofórmio) para separação dos zircões.
- 10) Separação magnética com o separador magnético isodinâmico Frantz, para selecionar as frações de zircão não magnéticas. Utilização dos seguintes intervalos:

FRONTAL	LATERAL	CORRENTE
20 ^o	5 ^o	1,5 Amp.
20 ^o	3 ^o	1,5 Amp.
20 ^o	1 ^o	1,5 Amp.
20 ^o	0 ^o	1,5 Amp.

- 11) Seleção dos grãos, com respectivo depósito em filamento de Re simples com auxílio de lupa binocular.

APÊNDICE B

Procedimento utilizado para o Método Pb/Pb em Rocha Total e Feldspatos

O procedimento químico para as análises de Pb-Pb em rocha total e feldspatos compreende as etapas de abertura das fases minerais, solubilização e separação química do Pb, descritas na tabela abaixo.

ABERTURA		SEPARAÇÃO		DEPÓSITO
H ₂ O****	3 a 5 gotas	HBr	0,5N - 6ml	Pegar catéter c/ tesoura plástica
HF 48%	5 ml	Ultrasson	5 minutos	Agitar p/ eliminar resíduo água
Ultrasson	5 minutos	Centrífuga	20 minutos	Colocar catéter na agulha da microseringa c/ mov. parafuso
Digestão a frio	8 horas	H ₂ O****	1ml vácuo	Expulsar resíduo de água
Digestão a quente	12 h - 100° C	HCl	6N - 25 gotas	Lavar o catéter 2v c/ H ₂ O****
Evaporação	4 h - 100° C	Resina	1,5 cm	Pegar 5µl de sílica gel
HBr	5 ml	HCl	6N - 75 gotas	Colocar a sílica gel na amostra
Evaporação	6 h - 100° C	H ₂ O****	2 gotas	Deixar dissolver alguns minutos
		HBr	0,5N 5+5 got.	Extrair 1,5µl da amostra
		Amostra	5+5 ml	Depositar sobre o filamento pré-aquecido a 1,5 Amp.
		HBr	0,5N 15+15 gt	Colocar filamento no tambor
		Trocar bequer		Leitura no espectrômetro
		HCl	6N - 15 gotas	
		H ₃ PO ₄	0,125N 20µl	
		Evaporação	2 horas	

A quantidade de amostra utilizada é de 500 mg para rocha total e 200 mg para feldspato. O feldspato passa ainda por um processo de lixiviação que antecede a abertura e separação, cujos passos são descritos abaixo.

LIXIVIAÇÃO (LEACHING)	
HCl**	6N - 1ml
Ultrasson	5 minutos
Chapa a 100° C	20 minutos
Retirar excesso de HCl**	
H ₂ O****	1 ml
Ultrasson	5 minutos
Retirar excesso de H ₂ O****	
HF**	1N - 1ml
Ultrasson	5 minutos
Chapa a 100° C	20 minutos
Retirar excesso de HF**	
HCl**	6N - 1ml
Ultrasson	5 minutos
Chapa a 100° C	20 minutos
Retirar excesso de HCl**	
H ₂ O****	1 ml
Ultrasson	5 minutos
Retirar excesso de H ₂ O****	