



Universidade de Brasília
Instituto de Geociências

“Geologia dos grupos Araí e Serra da Mesa e seu embasamento no sul do Tocantins”

Dissertação de Mestrado em Geologia - N°261

Gustavo Campos Marques

Banca Examinadora:

Marcel Auguste Dardenne (Orientador)
José Eloi Guimarães Campos (Co-orientador)
Farid Chemale Junior (UFS)
Benhard M. Bünh (UnB)

Brasília
2009

RESUMO

Esta dissertação apresenta os dados de litoestratigrafia, geoquímica e geocronologia dos grupos Araí e Serra da Mesa e do embasamento comum a esses grupos obtidos no Sul do Tocantins. Pretende-se com esses dados avançar no conhecimento das relações deposicionais entre os dois grupos, constante objeto de controvérsia; assim como estudar o embasamento pouco conhecido na região.

O embasamento compreende paragneisses intercalados por xistos grafitosos da Formação Ticunzal que são intrudidos por granito gnaisses peraluminosos da Suíte Aurumina, formados na colisão paleoproterozóica durante o Evento Transamazônico (2,2 a 2,0 Ga). Neste trabalho este embasamento foi definido como Terreno Jaú-Calvacante.

Os grupos Araí e Serra da Mesa são formados por rochas sedimentares que foram depositadas em ambientes continental e plataformal, originados a partir da evolução de *rifts* durante o Paleo/Mesoproterozóico (1,8 – 1,5 Ga).

A Bacia Araí é do tipo *rift-sag* que foi dividida em quatro estágios: *pré-rift*, *sin-rift*, transicional e *pós-rift* ou flexural. O estágio *pré-rift* é composto pelas Unidades A1, com conglomerados polímiticos; e A2, com quartzitos eólicos e conglomerados oligomíticos. O estágio *sin-rift* apresenta apenas a Unidade A3 que é composta por rochas metapiroclásticas líticas. As três unidades apresentam sedimentação continental. O estágio transicional é composto pelas unidades A4 e A5. A Unidade A4 é composta por intercalações de quartzitos, conglomerados oligomíticos e localmente metagrauvascas. A Unidade A5 é constituída por quartzitos, metapelitos e subordinadamente conglomerados oligomíticos. O estágio transicional apresenta uma mistura de sedimentos marinhos e continentais. O último estágio *pós-rift* (Formação Traíras), consiste em sedimentos depositados em uma plataforma marinha silico-carbonatada, marcada por dois ciclos deposicionais, cada um com granodecrescência ascendente, denominados de unidades A6 e A7. O grupo Araí apresenta metamorfismo na fácies xisto verde com dobramento suave.

O Grupo Serra da Mesa é representado por uma sequência marinha correlata ao estágio *pós-rift* do Grupo Araí e é composto por sedimentos depositados em uma plataforma marinha silico-carbonatada, marcada por dois ciclos deposicionais, denominados, respectivamente, de Unidade SM1 e Unidade SM2. O grupo Serra da Mesa apresenta metamorfismo na fácies anfibolito e dobramento apertado a assimétrico.

Os dois tipos de deformação e metamorfismo, desenvolvidos no ciclo Brasiliano, se distribuem dos dois lados do Sistema de Falhas Rio Maranhão.

Desta forma estabelece-se uma correlação litoestratigráfica entre o Grupo Serra da Mesa e o estágio *pós-rift* do Araí.

Além das semelhanças litoestratigráficas, os dois grupos têm similaridade isotópica, que são: rochas carbonatadas com valores semelhantes de $\delta_{13}C_{PDB}$ de 2,60 a 2,93 ‰. Idades de proveniência Sm-Nd indicando fontes paleoproterozóicas variando entre 1,85 e 2,4 Ga. Datações U-Pb de zircões detriticos ,pertencendo tanto ao Grupo Araí como Serra da Mesa, forneceram principalmente idades paleoproterozóicas de 1,55 a 2,4 Ga.

Palavras Chave: Litoestratigrafia, Grupo Serra da Mesa, Grupo Araí e Terreno Jaú-Calvacante.

ABSTRACT

This dissertation presents the results of lithostratigraphic, geochemical and geochronological data of the Araí and Serra da Mesa groups and their basement, carried out in the south of Tocantins. The objective is to understand the depositional relationship between these groups; and to study the basement that is poorly known.

The basement comprises paragneisses interlayered with graphite-bearing schists of Ticunzal Formation, intruded by Suite Aurumina peraluminous granites, formed during the paleoproterozoic Transamazonian collision (2,2-2,0 Ga). In this work the basement was defined as Jaú-Cavalcante Terrain.

The Araí and Serra da Mesa groups are sedimentary rocks which were deposited in continental and shelf environments, created during the evolution of the Paleo/Mesoproterozoic Araí rift.

The Araí Group is a typical rift-sag basin that was divided into four stages: pre-rift, sin-rift, transitional and flexural stages. The pre-rift stage is composed by A1 Unit with polymitic conglomerates and A2 Unit with eolian quartzites and oligomitic conglomerates. The sin-rift stage is only composed by A3 Unit that consists of metapyroclastic rocks. These three units represent a continental sedimentation. The Transitional stage is composed by A4 and A5 units. The A4 Unit is composed by quartzites, oligomitic conglomerates and locally metagraywackes. The A5 Unit is composed by a succession of phyllites, quartzites and some oligomitic conglomerates. The transitional stage represents a mixture of continental and marine environment. The last flexural stage (Traíras Formation) consists of carbonate and siliciclastic sediments formed in marine-shelf, with two cycles of deposition, each one with downward coarsening, denominated A6 and A7 units. The Araí Group shows green-schist metamorphism and gentle to soft folding.

The Serra da Mesa Group is represented by a marine sequence, that can be correlated to the flexural stage of the Araí Group. It is composed by carbonate and siliciclastic sediments deposited in a marine shelf with two cycles of deposition, with downward coarsening, respectively denominated of SM1 and SM2 units. The Serra da Mesa group shows amphibolite metamorphism and tight to asymmetric folding. The two types of metamorphism and deformation, developed during the Brasiliano cycle, are distributed on both sides of the Rio Maranhão Fault System.

Thus a lithostratigraphic correlation can be established between the Serra da Mesa Group and flexural stage (Traíras Formation) of the Araí Group.

Besides the lithostratigraphic similarities, the two groups present have isotope similarities: carbonate rocks with similar values of $\delta_{13}C_{PDB}$ between 2,60 and 2,93 ‰; Sm-Nd provenance ages showing paleoproterozoic sources varying between 1,85 and 2,4 Ga; U-Pb ages on detrital zircon indicate paleoproterozoic values of 1,55 to 2,4 Ga.

Key words: lithostratigraphic Serra da Mesa Group, Araí Group e Jaú-Cavalcante Terrain.

SUMÁRIO

CAPITULO 1	
APRESENTAÇÃO, OBJETIVOS, FIOLOGRAFIA METODOLOGIA	
1.1 Apresentação.....	7
1.2 Objetivos:	8
1.3 Estrutura da dissertação.....	8
1.4 Localização	8
1.5 Aspectos Fisiográficos	9
1.5.1 Geomorfologia.....	9
1.5.2. Solos.....	5
1.5.3. Vegetação.....	5
1.5.4. Clima.....	6
1.5.5. Hidrografia	6
1.6 Métodos	6
1.6.1-Mapeamento Geológico	7
1.6.2 Sensores Remotos e Aerogeofísica	8
1.6.3 Petrografia	9
1.6.4 Geoquímica de Rocha Total	9
1.6.5 Geocronologia e Geoquímica Isotópica.....	9
CAPÍTULO 2.....	11
GEOLOGIA REGIONAL:.....	11
PROVÍNCIA TOCANTINS E FAIXA DOBRADA BRASÍLIA	11
2.1 Introdução	11
2.2 Compartimentação Tectônica da Faixa de Dobramento Brasília.....	11
2.2.1 Arco Magmático de Goiás	12
2.2.2 Maciço de Goiás	14
2.2.3 Núcleo Metamórfico	14
2.2.4 Cinturão de Dobras e Empurrões.	15
2.3 Unidades tectônicas da área de estudo	16
2.3.1 Província Estanífera de Goiás.....	16
2.3.2 Complexo Alcalino Peixe.....	17
2.3.2 Seqüência vulcano-sedimentar de Palmeirópolis.....	19
2.3.4 Suíte Rio das Almas.....	19

2.3.5 Grupo Paranoá.....	20
2.3.6- Arco magmático de Mara Rosa.....	21
2.4 – Contexto Estrutural	21
2.4.1 Zona de Cisalhamento Rio Maranhão.....	22
2.4.2 Zona de Cisalhamento Rio dos Bois	22
CAPÍTULO 3.....	24
EMBASAMENTO DOS GRUPOS SERRA DA MESA E ARAÍ NO SUL DO ESTADO DO TOCANTINS: ESTRATIGRAFIA, GEOQUÍMICA E GEOCRONOLOGIA	24
3.1-Introdução.....	24
3.2-Contexto Geológico Regional do Embasamento	25
3.3 - Embasamento do sul do Tocantins	26
3.3.1-Formação Ticunzal.....	26
3.3.1.1-Fácies Paragneisses	27
3.3.1.2-Fácies Xistos.....	29
3.3.2-Suite Aurumina	30
3.3.2.1-Fácies Biotita Muscovita Gnaiss Granítico	33
3.3.2.2-Fácies Biotita Gnaiss tonalítico.....	35
3.3.2.3-Fácies Biotita Metagranito porfirítico.....	36
3.3.2.4-Fácies Leucogranito	38
3.4-Geoquímica	39
3.4.1-Formação Ticunzal.....	39
3.4.2-Suite Aurumina	42
3.5-Geocronologia.....	48
3.6 –Discussões	49
CAPÍTULO 4.....	53
GEOLOGIA DOS GRUPOS SERRA DA MESA E ARAÍ NO CENTRO-SUL DO ESTADO DE TOCANTINS: DADOS ISOTÓPICOS DE C-O, Sm-Nd e ZIRCÃO DETRÍTICO.....	53
4.1 Introdução	53
4.2 GEOLOGIA DO GRUPO ARAÍ	53
4.2.1 Evolução do Conhecimento.	53
4.2.2 Litoestratigrafia no sul do Tocantins	57
4.2.2.1 Formação Arraias (Supersequências pré-rift e sin-rift)	60
4.2.2.2 Sequência Transicional	64
4.2.2.3 Formação Traíras (Sequência Pós-rift ou flexural)	68

4.3 GEOLOGIA DO GRUPO SERRA DA MESA	75
4.3.1 Evolução do Conhecimento.	75
4.3.2. Litoestratigrafia do Grupo Serra da Mesa no sul do Tocantins	76
4.3.3 Pegmatitos	85
4.4 Correlação dos grupos Araí e Serra da Mesa : dados isotópicos, Sm-Nd , Zr detrítico e C-O.	86
4.4.1 Sm-Nd de metapelitos.	86
4.4.2 C-O dos carbonatos	88
4.4.3 Datações U-Pb de zircões detríticos.	92
4.4.3.1-Formação Traíras.....	92
4.4.3.2-Grupo Serra da Mesa	92
4.5 Evolução dos grupos Araí e Serra da Mesa	100
4.5 Correlações Regionais	105
CAPITULO 5.....	107
CONCLUSÕES.	107
REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS.....	111

CAPÍTULO 1

APRESENTAÇÃO, OBJETIVOS, LOCALIZAÇÃO, ASPECTOS FISIOGRÁFICOS E METODOLOGIA

1.1 Apresentação

A tafrogênese Estateriana (1,8 a 1,6 Ga) é marcada por diversos sistemas riftes (Brito Neves 2002), que no Brasil Central formaram duas grandes bacias (Figura 1.1): A Bacia do Araí ou *Rift Araí* (Pimentel *et al.* 1991a), e a Bacia do Espinhaço ou *Rift Espinhaço* (Schobbenhaus, 1996, Martins-Neto 1998, Martins-Neto 2000, Dandever & Dardenne 2001).

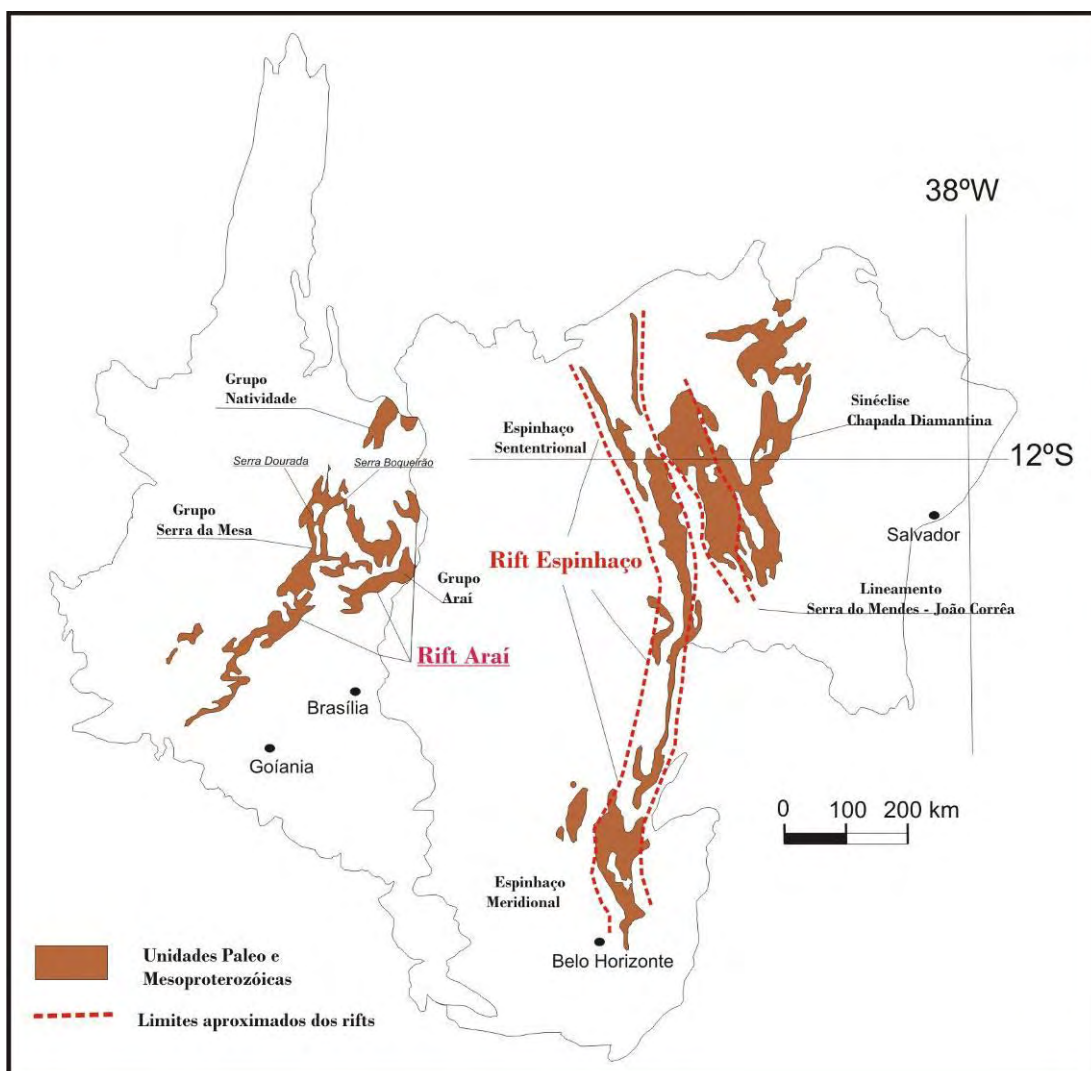


Figura 1.1 - Principais *rifts* no Brasil Central, no qual se destaca o rift do Araí e o rift do Espinhaço (adaptado de Delgado et al. 2003).

A Bacia do Araí compreende metassedimentos dos grupos Araí e Serra da Mesa (Marini *et al.*, 1984, Dardenne, 2000). Entretanto a relação estratigráfica e tectônica entre estes grupos continua como objeto de controvérsia, alguns autores afirmam que o Grupo Serra da Mesa não é correlato ao Grupo Araí, devido ao fato dos grupos apresentarem diferente estruturação e metamorfismo.

Nesse contexto essa dissertação se propõe correlacionar a Formação Traíras do Grupo Araí com o Grupo Serra da Mesa, porém com historia tectônica distinta, devido a processos de falhamentos.

Para isto foi escolhido o sul do Tocantins, pelo fato de apresentar boas exposições, representadas na área pelas serras Dourada (Grupo Serra da Mesa) e Boqueirão (Grupo Araí). A seguir são apresentados os principais objetivos traçados para esta correlação:

1.2 Objetivos:

- i) Petrologia, geoquímica e datações geocronológicas (Sm/Nd) do embasamento granito-gnáissico, para entender o substrato de ambos os grupos;
- ii) Proposta estratigráfica para os grupos Serra da Mesa e Araí;
- iii) Estudo das fácies sedimentares para cada grupo;
- iv) Litoestratigrafia geoquímica e isotópica (C/O) das fácies sedimentares marinhas carbonáticas;
- v) Estudo da proveniência dos sedimentos por Sm-Nd e Zr detrítico;
- vi) Implicação tectônica do Sistema de Falha Rio Maranhão;
- vii) Mapeamento na escala 1:100.000 da área escolhida (uma área total de 6800 km²);

1.3 Estrutura da dissertação

A dissertação será apresentada na forma de cinco capítulos: este primeiro capítulo com caráter introdutório; Capítulo 2 com a contextualização regional das unidades geológicas da área, assim como alguns dados produzidos que não estavam inseridos no escopo principal da tese; Capítulo 3 apresenta os dados petrográficos, geoquímicos e geocronológicos do embasamento dos grupos Serra da Mesa e Araí; Capítulo 4 com os dados estratigráficos, faciográficos e geocronológicos referentes aos grupos Araí e Serra da Mesa; Capítulo 5 discussões finais e implicações regionais dos dados produzidos na tese; além do anexo 1 com o mapa 1:100.000 da área.

1.4 Localização

A área da dissertação está localizada no sul do Estado do Tocantins entre os municípios de Palmeiropolis, Jaú do Tocantins e Paranã, mais precisamente entre os paralelos 12°30'S e 13°07'S e os meridianos 48°45'W e 47°48'W. A capital mais próxima é Brasília que fica aproximadamente 520 km da

área, e os principais acessos à região são feitos por meio de rodovias federais: BR-080, BR-153 (Rodovia Belém-Brasília) e BR110 (Figura 1.2).

A área apresenta uma extensão total de aproximadamente 6800 km², limita-se pelas coordenadas UTM (Zona 22S e 23S, Datum SAD-69) 8415.600 a 8.548.900 norte e 743.550 a 846.500 leste.

1.5 Aspectos Fisiográficos

1.5.1 Geomorfologia

Na região sul do estado do Tocantins, o relevo é marcado por serras alinhadas com padrão fortemente ondulado a escarpado, em meio a amplas áreas de relevo arrasado com baixa declividade e rampas longas. As serras são associadas a estruturas dobradas compondo um relevo do tipo Jurássico (Ab´Saber, 1965) e têm forte relação com os metassedimentos dos grupos Serra da Mesa e Araí e as grandes extensões de superfícies aplainadas são associadas ao embasamento.

O relevo do tipo Jurássico ocorre onde a intercalação de camadas de diferentes resistências e atividades morfogênicas em diferentes condições climáticas, respondem pela inversão do relevo, ou seja, as anticlinais são arrasadas, por corresponderem a xistos, enquanto as sinclinais ficam alçadas, por serem individualizados por quartizitos (Figura 1.3). Próximo às intrusões pode ser observado relevo do tipo dômico.

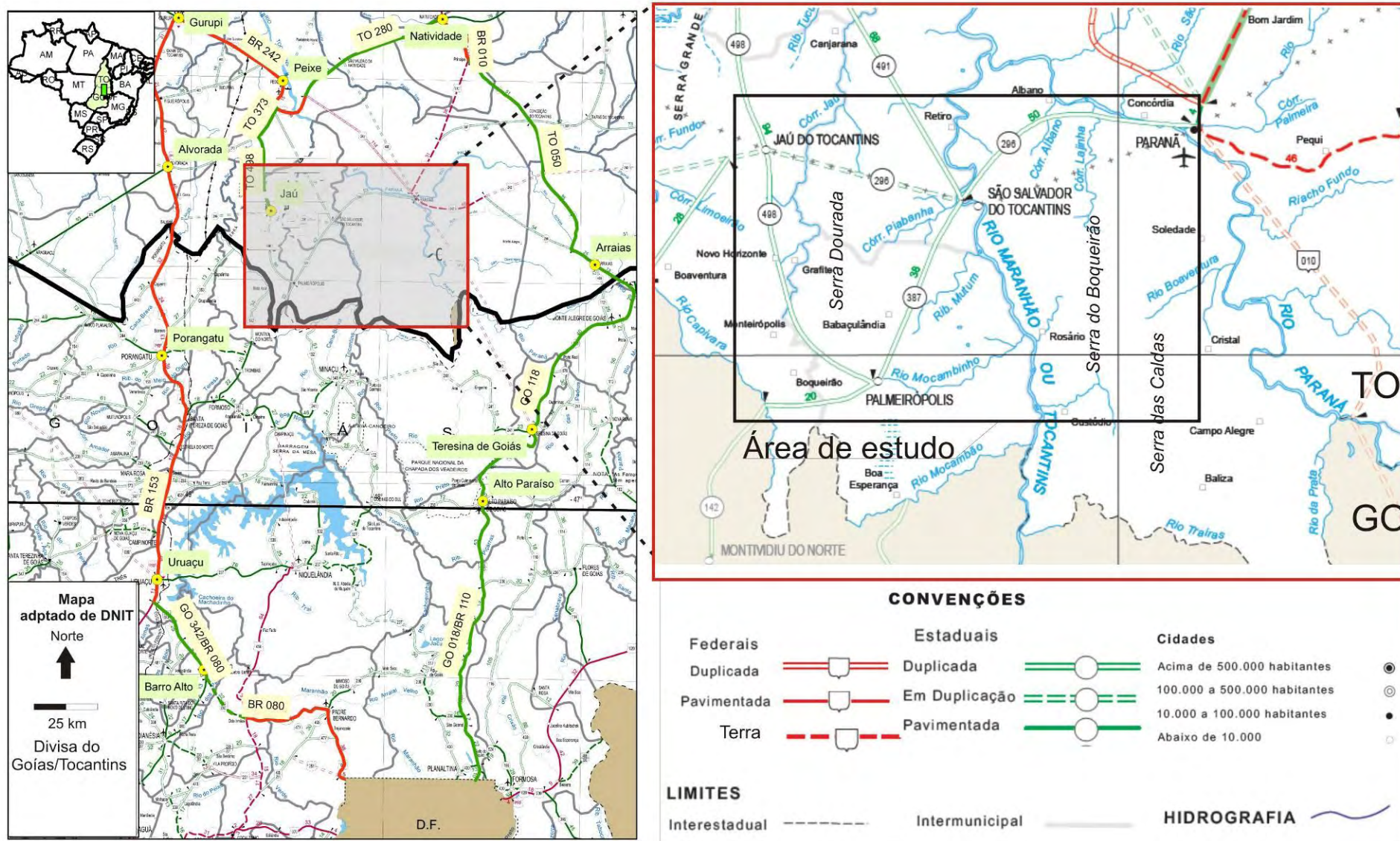


Figura 1.2 Localização geográfica da área de estudo e principais vias de acesso às áreas de estudo, representada no sul do Tocantins pelo polígono vermelho.

O embasamento em geral, é bastante trabalhado pela erosão, o que resulta em regiões bastante arrasadas e aplainadas, onde os afloramentos ocorrem em lajedos “colinosos”.

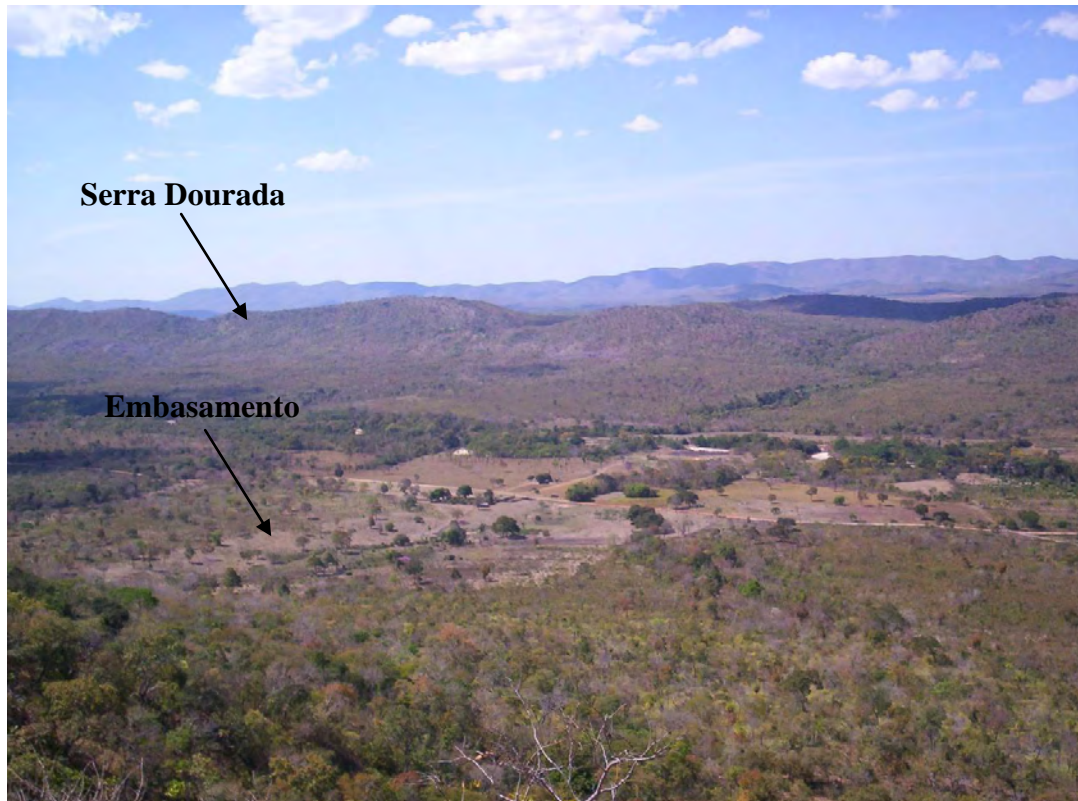


Figura 1.3 - Padrão geomorfológico onde se observa a exposição do embasamento na antiforme. No fundo pode ser observado sinformes alçadas marcadas pelas cristas alinhadas da Serra Dourada (Grupo Serra da Mesa).

1.5.2. Solos

Os solos são predominantemente Cambissolo Háplico cascalhentos e Neossolos Flúvicos e associados a pequenas manchas de latossolos vermelho-amarelo e latossolo vermelho sendo que localmente, ocorrem solos Neossolos litólicos e Argissolos.

É comum, na região, a formação de cobertura laterítica, assim como solos produtos de alteração das coberturas laterítica (plintossolos), sendo esse muito comum na área mapeada.

1.5.3. Vegetação

A vegetação preponderante é o cerrado *stricto sensu* com matas de Galeria (Figura 1.5). Estão também presentes, em áreas localizadas, a Floresta Estacional Decidual e a Savana Parque (Dias *et al.*, 1996).

Uma vegetação bastante peculiar encontrada na região é a vereda. Esta se desenvolve nas zonas de exudação do lençol freático, formando as cabeceiras dos cursos d'água, aparecendo comumente tanto na Serra Dourada quanto na Serra do Boqueirão.

A região é bastante afetada por ação antrópica caracterizado por extensas áreas de pastagem.



Figura 1.4 – Principais tipos de vegetação presentes na região.

1.5.4. Clima

No estado do Tocantins o clima, tipo Aw segundo Köppen, é tropical chuvoso, com duas estações bem definidas: uma chuvosa nos meses de novembro a março, e outra seca que compreendem os meses de abril a outubro. A precipitação média anual é de 1.510 mm e a temperatura média mensal situa-se entre 24 e 26 °C (Dias *et al.*, 1996).

1.5.5. Hidrografia

A rede hidrográfica da região engloba as bacias do Rio Maranhão e do Rio Paranã em que no extremo norte da área ocorre à confluência dos dois rios formando o Rio Tocantins. A região apresenta um grande potencial hídrico onde foram instaladas duas usinas hidrelétricas UHE Peixe e UHE São Salvador.

1.6 Métodos

Para o desenvolvimento do trabalho e para que os objetivos fossem alcançados foram utilizadas as seguintes metodologias nessa dissertação: mapeamento geológico; sensores remotos; aerogeofísica; petrografia, geoquímica de rocha total; geocronologia e geoquímica isotópica, além de ampla consulta a referências bibliográficas.

1.6.1-Mapeamento Geológico

O mapeamento foi realizado através de quatro campanhas de mapeamento com um total de 54 dias de campo:

- i) A primeira realizada pelo autor e colaboradores da empresa Água e Terra;
- ii) Seguida pelo programa iniciação científica (PIC) conduzido pelo orientador;
- iii) Participação no Projeto Jaú-Peixe que foi o mapeamento do trabalho final de graduação da Universidade de Brasília, em 2007, coordenado pelo professor Dr. Oswaldo Araújo Filho
- iv) Etapa referente a esta dissertação com mapeamento e integração dos dados. Nesta ultima etapa foi dada prioridade a seções realizadas em função das facilidades de acesso e da menor influência das complicações tectônicas induzidas por falhamentos. A partir das seções foi definido o empilhamento litoestratigráfico e as espessuras estimadas das unidades apresentadas nesta dissertação.

Desta forma as etapas de campo podem ser resumidas na tabela 1.1 e a distribuição das áreas mapeadas pode ser visualizada na figura 1.5.

Tabela 1.1 - Tabela resumo das etapas de mapeamento realizada para a confecção do mapa dessa dissertação (Anexo 01) na escala 1:100.000.

Mapeamento	Dias	Escala	Ano
Água e Terra	7	1:50.000	2005
Programa de iniciação científica (PIC)	10	1:100.000	2006
Projeto Jaú-Peixe (Araújo Filho et al 2007)	22	1:50.000	2007
Dissertação (integração)	15	1:100.000	2007-2009

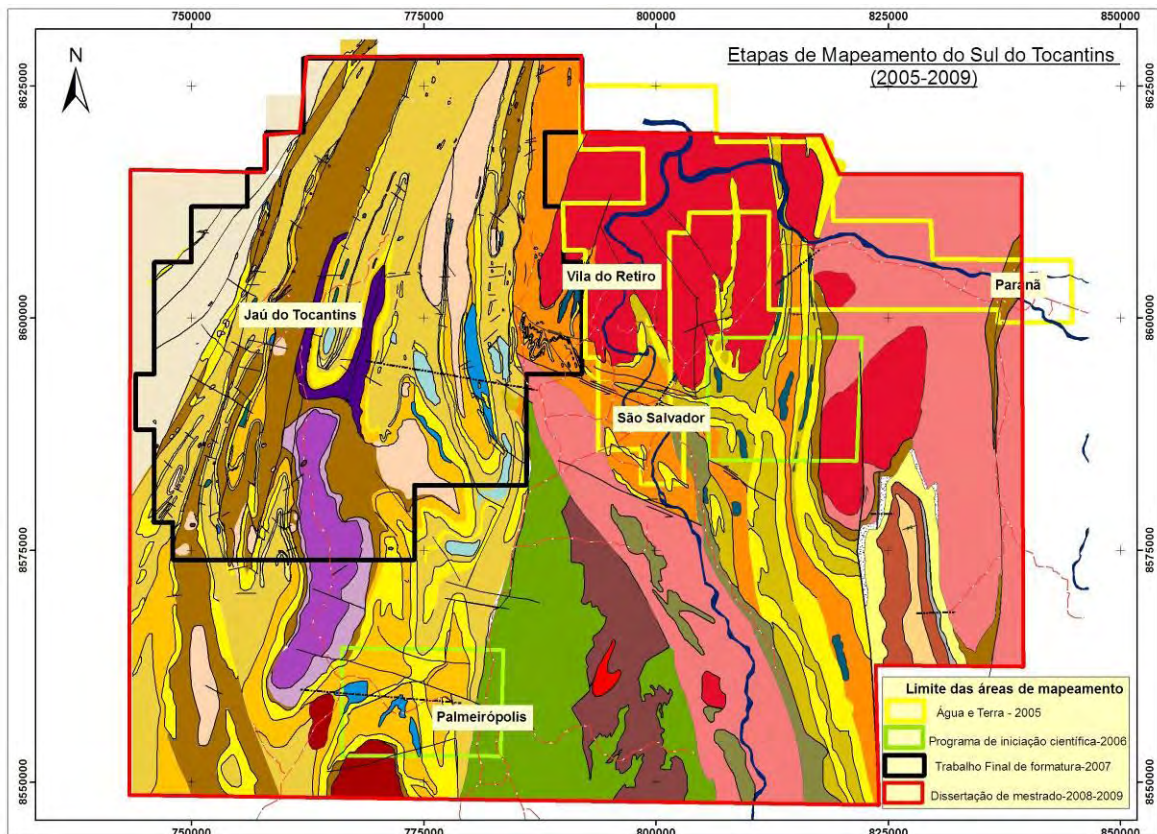


Figura 1.5 – Distribuição das etapas de mapeamento realizado entre 2005 e 2009 da área de estudo.

1.6.2 Sensores Remotos e Aerogeofísica

As imagens dos sensores remotos utilizadas foram, ETM+ (*Enhanced Thematic Plus*) do satélite Landsat 7 (R3G2B1), (R4G5B3) e radar SRTM (*Shuttle Radar Topographic Mission*). Estes produtos foram confeccionados com uso de *software ENVI 4.3* e interpretação em ambiente de Sistema de Informações Geográficas (SIG), com a utilização do *software ArcGis 9.2*. O tratamento constituiu basicamente em georreferenciamento das imagens no sistema de coordenadas *Universal Transverse Mercator (UTM)*, *datum SAD-69* nas zonas 22S e 23S e fusão das diferentes bandas. Nenhuma técnica de realce e razões entre bandas foi realizada devido à limitação imposta pela intensa cobertura vegetal.

Os dados aerogeofísicos utilizados, são oriundos do levantamento aerogeofísico Projeto Serra da Mesa com espaçamento entre linhas de 1 km, que recobre parte dos estados de Goiás e Tocantins. O conjunto de dados referente ao levantamento em questão está armazenado na Base de Dados de Projetos Aerogeofísicos do Brasil, denominada AERO, criada pela CPRM - Serviço Geológico do Brasil no ano de 1995. Foram utilizados apenas os dados magnéticos para delimitar os principais lineamentos.

1.6.3 Petrografia

Os dados petrográficos foram obtidos por meio de lâminas delgadas originadas de 42 amostras de rocha, coletadas respeitando a variação litológica. Foram coletadas ao todo 17 amostras do embasamento, 13 amostras do Grupo Araí 11 do Grupo Serra da Mesa.

Esta etapa foi executada no Laboratório de Microscopia do Instituto de Geociências

1.6.4 Geoquímica de Rocha Total

A análise das amostras de solo e rocha foi obtida no ACME *Analytical Laboratories Ltda* (Vancouver – Canadá), utilizando um pacote analítico via digestão de 30g de amostra com água régia (H₂O₂) quente e leitura por ICP-MS para a obtenção de 53 elementos. A análise das amostras de rocha foi feita via digestão com ácido nítrico diluído, fusão de 0.2g de amostra com LiBO₂, seguido de análise via ICP-ES para os principais óxidos e ICP-MS para elementos menores.

As amostras foram preparadas e analisadas utilizando 5% de amostras de controle, relativo ao total das amostras coletadas, para assegurar controle de qualidade durante preparação e análise. A precisão e acurácia das análises também foram consideradas aceitáveis, com exceção de problemas de limite de detecção para alguns elementos, desconsiderados durante o processamento dos dados.

1.6.5 Geocronologia e Geoquímica Isotópica

Para caracterização das unidades geológicas foram utilizados pares de isótopos radiogênicos Sm-Nd e U-Pb, além de isótopos estáveis de C e O. Todas as análises também foram executadas no laboratório de Geocronologia da Universidade de Brasília.

1.5.5.1 Isótopos de Sm-Nd

As análises de Sm-Nd seguiram o método descrito em Gioia & Pimentel (2000) e foram executadas no Laboratório de Geocronologia da Universidade de Brasília. A alíquota das amostras de rochas pulverizadas foi misturada com solução de *spike* ¹⁴⁹Sm-¹⁵⁰Nd e dissolvida em cápsulas de Savillex®. A extração dos elementos terras raras foi realizada via técnicas convencionais de troca catiônica, usando colunas de teflon contendo resina do tipo LN-Spec (HDEHP – ácido dietilxil fosfórico em PTFE). Amostras de Sm e Nd foram inseridas em filamentos de Re de evaporação e as medições isotópicas foram executadas em espectrômetro de massa multi-coletor Finnigan MAT 262 em modo estático. As incertezas das razões Sm/Nd e ¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd estão entre ±0.5% e ±0.005%, baseado em análise repetidas de padrões de rocha BHVO-1 e BCR-1. As razões ¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd foram normalizadas a 0.7219 de ¹⁴⁶Nd/¹⁴⁴Nd e a constante de decaimento utilizadas foi de 6.54 × 10⁻¹² a-1. Idades T_{DM} foram calculadas utilizando o modelo de DePaolo (1981).

1.5.5.2 Isótopos de U-Pb em zircão detrítico

As análises isotópicas de Zr detrítico foram realizadas utilizando concentrados de zircão extraídos a partir de 20 Kg de amostra quartzito, utilizando bateia e posteriormente foram separados no *Frantz* para retirada de material magnético. As frações foram coletadas via microscópio binocular para obter frações, formatos e tamanhos proporcionais de zircão e monazita.

Os grãos de zircão e monazita, foram montados em blocos de epoxy e polidos para análise *in situ* de alta resolução segundo a metodologia proposta por Bühn *et al.* (2009). Para isto foi utilizado um Thermo Finnigan Neptune (LA-MC-ICP-MS) acoplado de um laser UP213 Nd YAG com comprimento de onda de $\lambda = 213$ nm, do Laboratório de Geocronologia da Universidade de Brasília. Cada análise foi estudada, e somente intervalos coerentes, sem mistura de sinal ou interseção de fases secundárias ou fraturas, foram selecionados para o cálculo final da idade. Foi utilizada a normalização do zircão padrão GJ (608.5 ± 1.5 Ma); e análise de branco. Para maior detalhe da metodologia vide Bühn *et al.* (2009).

O cálculo da idade foi realizado usando planilha Excel®, baseado em fórmulas ISOPLOT v. 3 (Ludwig, 2003). A geração dos gráficos de U-Pb foi realizada por ISOPLOT v. 3 (Ludwig, 2003). Os erros dos raios isotópicos são apresentados no nível 1σ (desvio padrão).

1.5.5.3 Isótopos estáveis de C-O

Dados isotópicos de $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$ e $\delta^{18}\text{O}_{\text{PDB}}$ foram obtidos por meio do analisador GAS BENCH II com *autosampler*, acoplado com delta 5, após reação com ácido fosfórico (H_3PO_4) a 100%, em atmosfera de hélio por uma hora.

CAPÍTULO 2

GEOLOGIA REGIONAL: PROVÍNCIA TOCANTINS E FAIXA DOBRADA BRASÍLIA

2.1 Introdução

A área estudada insere-se no contexto geológico da Província Tocantins, uma unidade de primeira grandeza do arcabouço geológico Brasileiro (Almeida, 1977), situada na porção central do Brasil. Esta província representa um orógeno de grandes dimensões desenvolvido no Ciclo Brasileiro (Neoproterozóico), durante a aglutinação do Gondwana ocidental, em função da colisão de três importantes áreas cratônicas: o Cráton Amazônico (CA) a noroeste, o Cráton do São Francisco (CSF) a leste e o suposto Cráton do Parapanema (ou Rio de La Plata) encoberto pela bacia do Paraná a sudoeste (Dardenne, 2000).

Esta província é constituída por três faixas dobradas neoproterozóicas: Faixa Brasília, a oeste do Cráton São Francisco; Faixa Araguaia, a leste do Cráton Amazônico e Faixa Paraguai, a sul do Cráton Amazônico. A área de estudo está inserida na Faixa Brasília

2.2 Compartimentação Tectônica da Faixa de Dobramento Brasília

A Faixa de Dobramentos Brasília (FDB), originalmente definida por Almeida (1968), sob a denominação de Geossinclínio Brasília, ocupa a porção centro-leste da Província Tocantins e estende-se por mais de 1000 km numa direção aproximadamente norte-sul ao longo da margem ocidental do CSF (Dardenne, 2000).

A FDB é compartimentada tectonicamente tanto no sentido norte-sul quanto no sentido leste-oeste. De maneira sintética, esta compartimentação corresponde às seguintes divisões: i) A compartimentação Norte-sul é composta por dois segmentos, um Setentrional e um Meridional (Fuck & Marini, 1979), separados pela Megaflexura dos Pirineus (Costa & Angeiras, 1971) ou Sintaxe dos Pirineus (Araújo Filho, 1999 e 2000); ii) A compartimentação Leste-Oeste é tradicionalmente representada pelas Zonas cratônicas, Interna, Externa e pelas unidades geotectônicas do Arco Magmático de Goiás (AMG) e o Microcontinente de Goiás (Fuck *et al*, 1993, Fuck 1994).

Posteriormente Fuck *et. al.* (1994) e Fuck *et. al.* (2005) dividiram a Faixa Brasília de leste para oeste em 4 unidades tectônicas: i) Arco Magmático de Goiás, subdividido nos arcos de Mara Rosa, ao norte e Arenópolis ao sul, caracterizados como arcos de ilha neoproterozóicos juvenis; ii) Maciço de Goiás composto por: um bloco exótico granito-*greenstone* acrescido à Faixa na Orogênese Brasileira ; iii) núcleo metamórfico de alto grau, representado por rochas de natureza distinta e diversificada, incluindo metassedimentos, granitóides e intrusões máfico-ultramáficas acamadadas, granulizadas no evento tectono-termal Brasileiro, integrando o Complexo Anápolis-Itaçu e o Complexo Uruaçu e os Complexo de Canabrava Barro Alto e Niquelândia; iv) cinturão de dobras e empurrões constituído por uma espessa seqüência sedimentar representada pelos grupos Bambuí,

Paranoá, Vazante, Canastra, Ibiá e Araxá e seqüências tipo rifte caracterizadas pelos grupos Serra da Mesa, Araí e Natividade.

A tabela 2.1 compara as duas classificações.

Tabela 2.1 - Mostra a compartimentação tectônica da FBD proposta pelos autores citados

Zonas (segundo Fuck <i>et al.</i> , 1993, Fuck 1994)	Unidade Tectônica (Fuck <i>et. al.</i> 1994 e Fuck <i>et. al.</i> 2005)
Arco Magmático de Goiás	Arco Magmático de Goiás
Interna	Maciço de Goiás
	Núcleo metamórfico
Externa	Cinturão de dobras e empurrões
Cratônica	

A Faixa Brasília apresenta metamorfismo crescente de leste para oeste e transporte tectônico de oeste para leste. A respectiva Faixa constitui, provavelmente, o mais completo cinturão orogénico Neoproterozóico do Brasil, em função tanto da sua compartimentação tectônica quanto da sua diversidade litológica, ambas típicas de terrenos orogénicos.

Nessa dissertação será utilizada a divisão proposta por Fuck *et. al.* 1994 e Fuck *et. al.* 2005 com adaptações.

2.2.1 Arco Magmático de Goiás

No extremo oeste da FDB, o Arco Magmático de Goiás (Pimentel & Fuck, 1987; Kuyumjian, 1994; Pimentel, 1991b), representa um segmento de crosta continental juvenil, de idade neoproterozóica, constituído por estreitas faixas de seqüências vulcano-sedimentares de arco de ilha oceânico. Apresenta dois segmentos com direções distintas, o meridional com direção NNW e o setentrional com direção NNE. Os segmentos estão separados entre si pelas rochas do Maciço de Goiás e por coberturas fanerozóicas. No segmento meridional e setentrional da FDB os arcos são denominados de Arenópolis e Mara Rosa respectivamente.

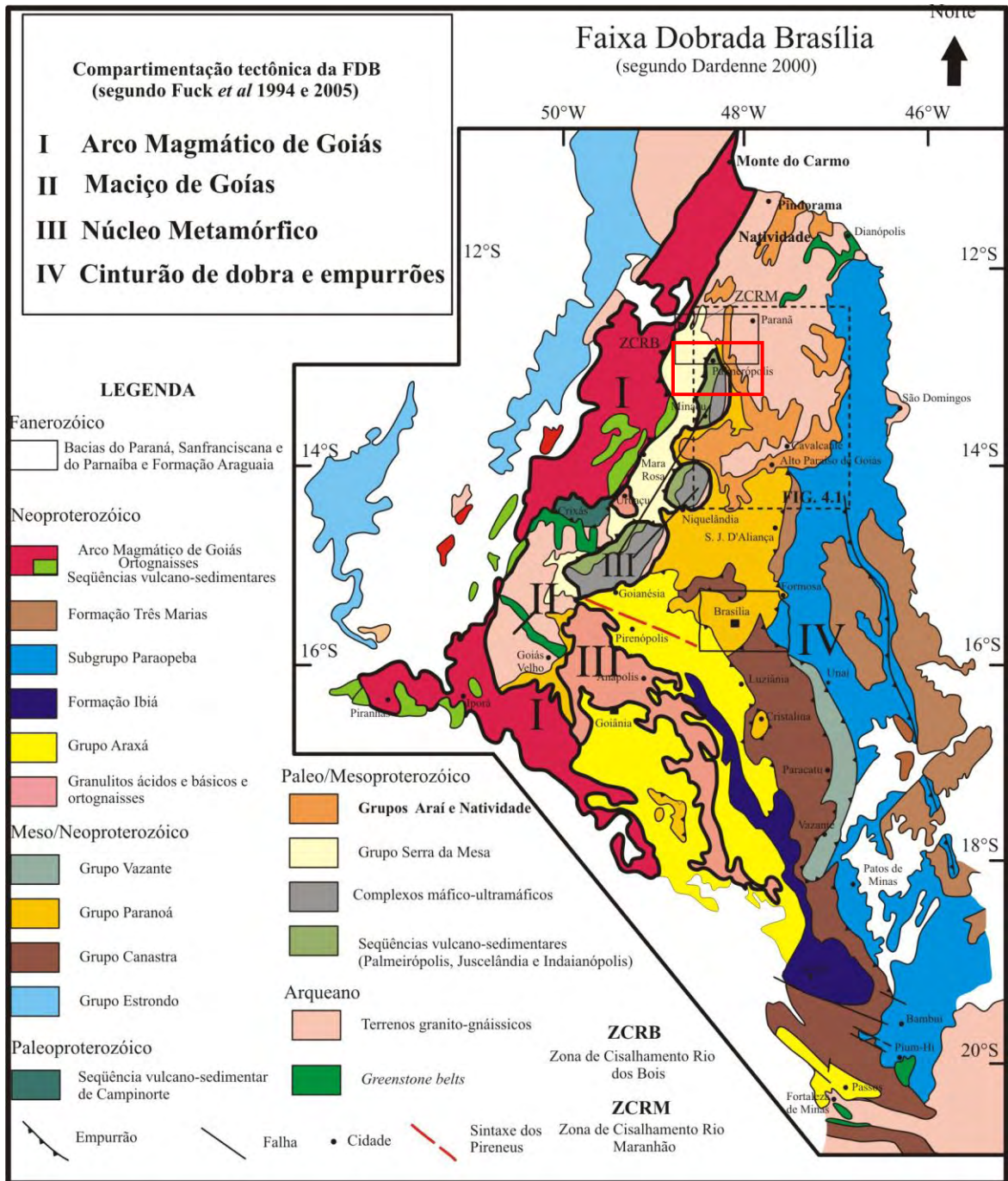


Figura 2.1- Mapa simplificado da Faixa Brasília (Dardenne, 2000), com a compartimentação proposta por Fuck et al. 1994 Fuck et al. 2005. O retângulo vermelho ilustra o contexto do da área estudada.

De forma geral o Arco é composto por: i) rochas graníticas sin-tectônicas; ii) seqüências vulcanossedimentares ; e iii) granitos sin a tardi e pós-tectônicos.

Os granitos sin-tectônicas são ortognaisses cálcicos a cálcio-alcálicos, reunidos sob a denominação de Ortognaisses Oeste de Goiás (Pimentel & Fuck, 1992) e representados por protólitos tonalíticos a granodioríticos intensamente deformados.

As seqüências metavulcanossedimentares, intercaladas nos ortognaisses, representam bacias marginais dos arcos, possuem idades entre 890 e 600 Ma. As seqüências Mara Rosa e Santa Terezinha de Goiás situam-se a norte dos terrenos arqueanos, e a sul deste bloco ocorrem às seqüências Anicuns-Itaberaí, Jaupaci, Iporá-Amorinópolis, Arenópolis-Piranhas e Bom Jardim de Goiás.

Os granitos tardi a pos-tectônicos são alcalinos de alto potássio como as suítes Rio Caiapó, Santa Tereza, Chapada, Itapuranga, São Vicente, Amarolândia e Faina

Manifestações ígneas finais do Arco Magmático de Goiás são representadas por várias intrusões máfico-ultramáficas, algumas diferenciadas e acamadadas como os complexos de Americano do Brasil e Mangabal I e II

2.2.2 Maciço de Goiás

O maciço ocupa a porção centro-norte da FDB, sendo composto pelos terrenos granito-greenstone arqueanos do Bloco Arqueano de Crixás-Goiás

O Bloco Arqueano é um bloco alóctone acrescido à Faixa Brasília na Orogênese Brasileira, composto por um embasamento granito-*greenstone* arqueano metamorfizado em fácies xisto verde, com idades entre 2.8 e 2.6 Ga (Queiroz *et al.*, 1998), tendo picos de metamorfismo em 630 Ma e 2.0 Ga (Fortes *et al.*, 2003),

Os terrenos arqueanos subdividem-se de oeste para leste, nos complexos Anta, Caiamar, Bloco Moquém, Hidrolina, e no sul, Caiçara e Uvá. Esses complexos têm assinatura geoquímica típica de TTG (Tonalito-Trondjhemito-Granodiorito) e sofreram deformação e metamorfismo nos eventos Transamazônico e Brasileiro. As seqüências tipo *greenstone belts* são de oeste para leste, Crixás, Guarinos e Pilar de Goiás e ao Sul, Faina e Santa Rita.

2.2.3 Núcleo Metamórfico

O Núcleo metamórfico é representado pelo Complexo Ánapolis-Itaçu, Complexos Máficos-Ultramáficos Acamadados e o Complexo Uruaçu.

O Complexo Ánapolis-Itaçu ocupa a porção centro-sul do estado de Goiás, constituindo uma faixa alongada na direção NW com cerca de 200 km de comprimento (Pimentel, *et al.*, 1999). As litologias representantes desta unidade são: (i) granulitos ortoderivados, incluindo corpos máfico-ultramáficos e corpos de composição charnoquítica e enderbítica; (ii) migmatitos e ortognaisses de composição tonalítica a granítica; (iii) granulitos e gnaisses aluminosos, possivelmente paraderivados, associados a diopsídio mármores, calcissilicáticas, gonditos e silimanita quartzitos (Pimentel, *et al.*, 1999).

Vale ressaltar que esta unidade apresenta rochas com paragênese de ultra-alta temperatura, tais como hercinita + quartzo e safirina + quartzo, evidenciando condições de pico metamórfico com $T > 1100^{\circ}\text{C}$. O auge do metamorfismo em 650 ± 10 M.a, foi obtido por zircões metamórficos em granulitos de ultra-alta temperatura (Piuza *et al.* 2003) com paragênese de quartzo, plagioclásio, biotita, ortopiroxênio, cordierita, granada, espinélio, silimanita, safirina e rutilo. Piuza (2002)

encontrou idades modelo (T_{DM}) dos paraganulitos em dois intervalos, 2,3 - 1,9 G.a e 1,7 - 1,4 G.a, indicando fontes Paleoproterozóicas a Mesoproterozóica.

As rochas pertencentes ao Complexo Uruaçu apresentam-se em contato tectônico com as rochas do Grupo Serra da Mesa, com o complexo de Hidrolina e com a Seqüência Campinorte. O litotipo dominante deste complexo são kinzigitos, assim como uma associação complexa e difusa de biotita ortognaisses, migmatitos e granitos porfíricos anatóticos, além de pequenos fragmentos de corpos metaultrabásicos e intrusões metabásicas de composição gabro-norítica (Oliviera *et al.* 2006). Os biotitas ortognaisse, migmatitos apresentaram idades de 690 a 640 Ma datado por U-Pb em zircão (Giustina *et al.* (2009). Os mesmo autores correlacionam o Complexo Uruaçu com o Complexo Ánapolis-Itaçu.

Ao norte é constituído pelos Complexos Máficos-Ultramáficos Acamadados, que de sul para norte são denominados de Barro Alto, Niquelândia e Cana Brava, associados o oeste pelas Seqüências Vulcano-Sedimentares de Juscelândia, Indaianópolis/Coitezeiro e Palmeirópolis respectivamente. Este pacote caracteriza um ou mais eventos de extensão crustal (Pimentel *et al.*, 2004) ocorridos no Meso a Neoproterozóico, divididos em uma série superior, que juntamente com as seqüências vulcano-sedimentares (Juscelândia, Indaianópolis/Coitezeiro e Palmeirópolis) datam de aproximadamente 1,25-1,3 Ga (Pimentel *et al.* 2004 e Moraes *et al.* 2006) e uma inferior de 0,79 Ga (Pimentel *et al.* 2004).

Ao leste os Complexos Máficos-Ultramáficos Acamadados são separados das rochas do cinturão de dobras e empurrões pelo sistema de falha Rio Maranhão.

2.2.4 Cinturão de Dobras e Empurrões.

Ocupa a porção leste da FDB, sendo constituído pelos segmentos Setentrional e Meridional separados pela Sintaxe dos Pirineus.

No segmento norte da FDB o Cinturão de Dobras e Empurrões é composto por seqüências supracrustais de baixo grau metamórfico, bem como unidades de seu embasamento, envolvidas num sistema de empurrões com transporte tectônico em direção ao CSF, sendo que suas relações estratigráficas permanecem bem preservadas (Dardenne, 2000).

As seqüências supracrustais são representadas pelos Grupos Araí, Natividade, Serra da Mesa, Paranoá e Bambuí, enquanto que o embasamento siálico da FDB é composto pelo Complexo Granito-Gnáissico, Seqüências vulcano-sedimentares, Formação Ticunzal, Suíte Aurumina e Granitos Tipo A da Província Estanífera de Goiás.

Na porção Meridional o conjunto é formado pelos Grupos Araxá, Ibiá, Canastra, Vazante, Paranoá e Bambuí, onde a deformação e o metamorfismo associado são mais intensos em relação ao segmento norte, obliterando as relações estratigráficas das diversas unidades (Dardenne, 2000).

Os grupos Araxá, Canastra, Ibiá e Vazante encontram-se envolvidos num sistema imbricado complexo de nappes e cavalgamentos que evidenciam um transporte tectônico de grande amplitude, da ordem da dezena até a centena de quilômetros (Dardenne, 2000). Segundo Araújo Filho (1999 e

2000), o Grupo Canastra e parte do Grupo Vazante, apresentam deformação, estilo estrutural e metamorfismo discordante de uma zona externa típica, denominada de zona transicional.

2.3 Unidades tectônicas da área de estudo

No contexto da FDB a área de estudo está localizada na porção sententrional (Figura 2.1) e abrange unidades tectônicas pertencendo tanto a zona externa como a interna tabela 2.2 e Figura (2.2).

A contextualização regional referente ao embasamento síalico, a Formação Ticunzal, a Suíte Auruminas e aos grupos Araí e Serra da Mesa será detalhada nos capítulos 3 e 4 respectivamente. As unidades mais antigas para as mais novas são representadas por:

Tabela 2.2 – Unidades geotectônicas inseridas na área de estudo, com destaque para o Grupo Serra da Mesa e Araí (Segundo Fuck et al. 1994).

	Zona	Unidade Geotectônica
<u>Faixa de Dobramentos Brasília (Segmento Setentrional)</u>	<i>Cinturão de Dobra e empurrões (Zona externa)</i>	<u>Embasamento Sialico:</u>
		<u>Grupo Araí</u>
		<u>Grupo Paranoá (Seqüência São Salvador)</u>
		<u>Granitos da Província Estanífera de Goiás</u>
	<i>Maciço de Goiás (Zona interna)</i>	<u>Seqüência Vulcano-Sedimentar de Palmeirópolis</u>
		<u>Grupo Serra da Mesa</u>
		<u>Complexo Alcalino do Peixe</u>
		<u>Suíte Rio das Almas</u>
	<i>Arco Magmático</i>	<u>Arco Magmático de Mara Rosa</u>

2.3.1 Província Estanífera de Goiás

A Província Estanífera de Goiás é composta por cerca de vinte corpos graníticos, em sua maioria mineralizados em cassiterita (Marini & Botelho, 1986). Estas intrusões têm características geoquímicas e petrográficas normalmente atribuídas a granitos intraplaca. Dois grupos de granitos de idades distintas são reconhecidos nesta província, os granitos g1 e g2. O primeiro grupo foi formado há cerca de 1,77 Ga (Pimentel *et al.*, 1991a) e está relacionado à abertura do rifte Araí, sendo

provavelmente o correspondente intrusivo do vulcanismo ácido da base do Grupo Araí. Estes granitos são ricos em potássio e de natureza metaluminosa, contendo alto Nb, Zr, Th, Y e ETR (Pimentel *et al.*, 2001).

Os granitos g2 são mais jovens, com idade Pb-Pb de 1,58 Ga (Rossi *et al.*, 1992), apresentam características peraluminosas, com baixa razão K/Na e alto conteúdo de Li, Rb, Sn e Ta. Ocorrências e depósitos de estanho e índio estão predominantemente associados aos granitos g2 (Pimentel *et al.*, 2001), que são mais evoluídos. Além disso, ambos os grupos apresentam enriquecimento anômalo de F, Sn, Rb, TH, Nb, Ga e ETR (Botelho 1992). As mineralizações estão associadas à *greisens* e pegmatitos formados durante a evolução destes corpos.

A Província foi subdivida em duas sub-províncias por Botelho & Moura (1998): Sub-província Paranã (compreende os granitos g1 e g2) e Sub-província Tocantins (apenas granitos g2). Os granitos da área estudada estão compreendidos na sub-província Tocantins: e são os granitos Serra da Mesa e Serra do Encosto. Estes granitos são, aparentemente, intrudidos no Grupo Serra da Mesa, mas esta relação é objeto de controvérsia, já que alguns autores definem os granitos como corpos não-intrusivos (Marini *et al.* 1984) e outros como corpos intrusivos (Macambira & Villas 1984, Dardenne *et al.* 2003; Rocha 2003).

2.3.2 Complexo Alcalino Peixe

O Complexo Alcalino de Peixe, (Barbosa *et al.* 1969) localizado no extremo sul do Estado de Tocantins, no município de Jaú de Tocantins, é um corpo de rochas plutônicas alcalinas saturadas a insaturadas em contato intrusivo com os metassedimentos do Grupo Serra da Mesa (Figura 2.3). Ocorrem na região, importantes mineralizações de zircão, allanita, monazita e coríndon (Kitajima, 2002).

O Complexo é composto principalmente por biotita-nefelina sienitos bandados, foliados e maciços com ocorrências mais restritas de taramita-nefelina sienito. Nas bordas do complexo ocorrem diopsídio/biotita granito e anfibólitos sienito. Ferroedenita-feldspato alcalino granito, biotita-feldspato alcalino sienito, ferroedenita-feldspato alcalino sienito, hendenbergita-feldspato alcalino sienito, ferropargasita-feldspato alcalino sienito ocorrem na parte SSE do complexo (Kitajima, 2002). Ocorrem também pegmatitos e xenólitos do Grupo Serra da Mesa.

O Complexo foi submetido a processos metamórficos durante a Orogenia Brasileira, mas não foi afetado por deformação intensa, o que pode ser visto em texturas de escala microscópica as quais são geralmente magmáticas. As estruturas deformacionais observadas consistem de recristalização e lamelas de deformação em plagioclásios. Entretanto ocorrem zonas de cisalhamento na porção SE do complexo, constituindo zonas de intensa deformação com *trend* NS (Kitajima 2002).

Os sienitos foram datados por U-Pb em zircão com idade de 1,5 Ga (Kitajima *et al.* 2001) até 1,47 Ga. (Rossi *et al.* 1992).

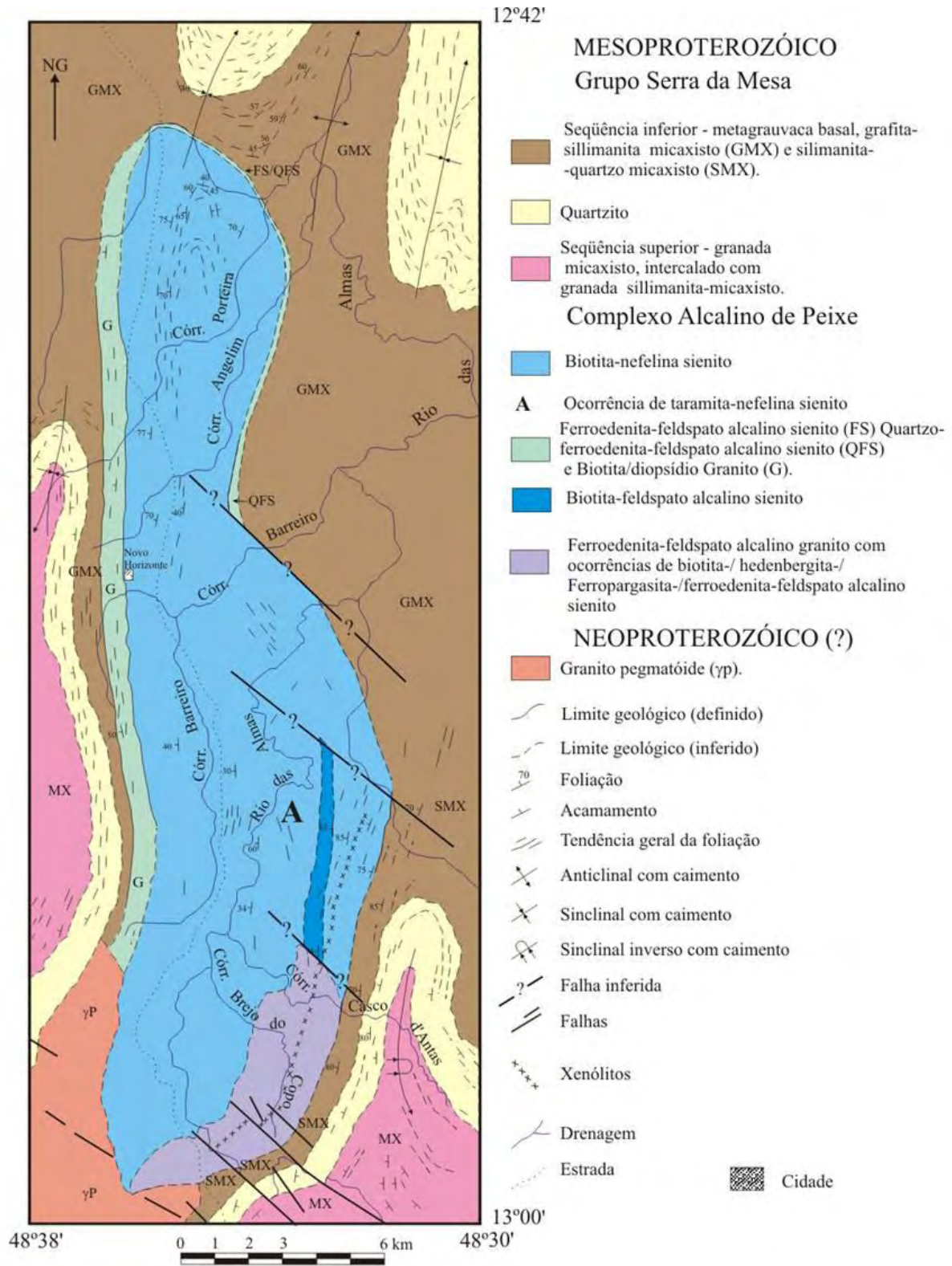


Figura 2.2 – Mapa Geológico do Complexo Alcalino de Peixe (Kitajima 2002).

2.3.2 Seqüência vulcano-sedimentar de Palmeirópolis

A Seqüência Vulcano-Sedimentar de Palmerópolis (SVSP) ocorre na parte oeste do complexo de Cana Brava e é composta principalmente por terrenos de idades Mesoproterozóico (1,3 Ga, Pimentel *et al* 2004), estabilizados após o ciclo Brasileiro. A SVSP é uma seqüência toleítica bimodal dividida em três unidades (Figura 2.2) (Figueiredo *et al.*, 1981; Pimentel *et al.*, 2000).

A unidade inferior, na parte leste da seqüência, é principalmente composta de metavulcânicas máficas (anfibolitos) com unidade de formação ferrífera bandada intercalada e metachert (Araújo, 1986; Pimentel *et al.*, 2000). Ocorrem diques máficos e ultramáficos e corpos graníticos intrusivos nesta unidade. A unidade intermediária é composta principalmente de corpos de rochas vulcânicas a sub-vulcânicas félsicas a intermediárias, representada pelos xistos (Figueiredo *et al.*, 1981; Araújo *et al.*, 1996; Pimentel *et al.*, 2000). A unidade superior, a parte oeste da seqüência, contém rochas metassedimentares químicas e pelíticas interacamadas. As assembléias minerais são representativas de metamorfismo regional dentro da fácies anfibolito.

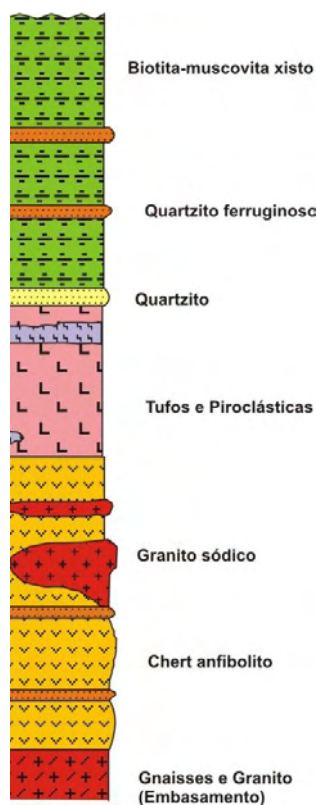


Figura 2.3 - Coluna estratigráfica da Seqüência Vulcano-Sedimentar de Palmeirópolis (Ribeira Filho e Teixeira, 1980; modificado por Marini *et al.* 1984, Dardenne, 2000).

2.3.4 Suíte Rio das Almas

A Suíte Granítica Rio das Almas foi definida por Araújo Filho (2007), próximo a cidade de Jaú do Tocantins. É constituída por biotita-hornblenda granitos, biotita monzonitos, granada-biotita-hornblenda granitos e biotita granodioritos foliados a gnaissificados

Araújo filho (2007) caracterizou esta Suíte como intrusiva no Grupo Serra da Mesa, sendo correlacionada aos granitos da sub-província do Tocantins. Nesta tese foi coletada uma amostra de granada-biotita-hornblenda granito, que apresentou idade modelo em Sm-Nd (T_{dm}) de 2,03 Ga (Tabela 2.3).

Tabela 2.3 –Resultado isotópico de Sm-Nd da Suíte Rio das Almas

Pontos	Sm(ppm)	Nd(ppm)	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} (\pm 2\text{SE})$	$e_{\text{Nd}(0)}$	$T_{\text{DM}} (\text{Ga})$
PM 95	11.677	62.965	0.1121	0,511678+/-16	-21.58	2.03

2.3.5 Grupo Paranoá

O Grupo Paranoá é composto por uma espessa sucessão psamo-pelítica e importante contribuição de rochas carbonáticas. As primeiras informações sobre estas rochas devem-se a Andrade Ramos (1958), que as denominou de Formação Paranoá. Braun (1968) a definiu como formação inferior e lateral ao Grupo Bambuí. Posteriormente a Formação Paranoá foi separada do Grupo Bambuí e elevada à categoria de grupo (Dardenne, 1974)

O Grupo Paranoá foi dividido por Faria (1995), em quatro Unidades ou Megaciclos: i) Unidade Conglomerática inferior composta pelo Conglomerado São Miguel associado a quartzitos grossos a conglomeráticos; ii) Unidade Siltico-Ardosiana composto por metassiltitos, às vezes carbonosos com intercalações de quartzito fino, metassiltito, filito, ardósia e mármore; iii) Unidade rítmica Quartzítica composta quartzitos finos intercalados com metassiltitos e metargilitos; iv) Unidade pelito-carbonatada composta metargilitos, ardósias, metassiltitos com lentes de mármore de calcários que localmente apresenta estromatólitos colunares *Conophyton*. (Figura 2.2)

Os estromatólitos colunares indicam uma idade de deposição no Mesoproterozoico entre 1.2-0.9 G.a. Dados de Sm-Nd realizados por Pimentel *et al.* (2001) indicam uma idade T_{DM} paleoproterozóica que varia de 1.9 a 2.3 G.a com proveniência exclusivamente continental

Na região de estudo, o Grupo Paranoá foi definido apenas por mapeamentos regionais, não existindo trabalho de detalhe. Foram realizadas algumas seções neste grupo assim como análise isotópica de Sm-Nd para inferir esta unidade como o Grupo Paranoá.

Desta forma o Grupo Paranoá, na região, é formado da Base para o topo por: i) Quartzito basal fino de cor cinza pouco silicificado; ii) na porção intermediária apresenta metassiltitos cinzas iii) ocorrem pequenas camadas de diamictitos com clastos de siltitos, quartzitos e clastos de mármore arredondados e achatados; a matriz é fíltica e carbonática; associados aos diamictitos ocorrem conglomerados/ brechas intraformacionais. iv) o topo é marcado por uma intercalação de quartzitos finos e brancos, metagrauvacas e metassiltitos.

Foram coletadas amostras para análise Sm-Nd da matriz do diamictito e dos metassiltitos intermediários. Os resultados obtidos indicam idades T_{DM} entre 1.78 e 2,25 Ga (Tabela 2.4). Como pode ser observado a estratigrafia difere dos dados regionais, assim como apresenta fonte um pouco mais nova que os dados apresentados por Pimentel *et al.* (2001). Os dados obtidos não permitem maiores deduções sobre o que representa esta seqüência no contexto mapeado.

Tabela 2.4 - Resultado isotópico de Sm-Nd do Grupo Paranoá. $\epsilon_{Nd}(T)$ utilizado foi o de 1,1 Ga segundo Pimentel *et al.* 2001

Pontos	Sm(ppm)	Nd(ppm)	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} (\pm 2\text{SE})$	$\epsilon_{Nd}(T)$	$T_{DM}(\text{Ga})$
PM 45	6.095	34.021	0.1083	0,511800+/-5	-16.35	1.78
PM 323	5.963	34.217	0.1054	0,511437+/-33	-23.44	2.25

2.3.6- Arco magmático de Mara Rosa

Na parte norte do Goiás e sul do Tocantins, o Arco de Mara Rosa (Figura 2.6) consiste basicamente de ortognaisses tonalíticos/dioríticos, os quais ocupam grandes áreas e estão posicionados entre seqüências vulcanossedimentares (cinturões supracrustais). As rochas do arco são mais bem conhecidas entre as cidades de Porangatu e Chapada, enquanto sua extensão para o norte ainda permanece desconhecida devido à falta de dados na região (Pimentel *et al.*, 2000).

As rochas supracrustais formam três cinturões individuais com orientação NNE, conhecidos como cinturão oeste, central e leste, separados um do outro por metatonalitos/metadioritos. De acordo com Arantes (1991) estes cinturões são compostos de metabasalto, metatufo intermediário a félsico, grauvaca fina, granada mica xisto, chert, unidades de formação ferrífera, quartzito e rochas ultramáficas, metamorizadas em fácies xisto verde a anfíbolito. Dentro dos cinturões supracrustais ocorrem pequenos corpos alongados de granito milonítico. Os anfíbolitos são toleíticos ricos em Mg ou calci-alcalinos, de acordo com Palermo (1996), podem representar fragmentos de crosta oceânica e o último pode ser relacionado com magmatismo de arco. As rochas metassedimentares detríticas são representadas por granada mica xisto feldspático e biotita gnaisse de granulação fina, os quais são principalmente abundantes na parte oeste do cinturão. Dados isotópicos Sm/Nd para estas rochas metassedimentares indicam valores de T_{DM} predominantemente entre 900 e 1200 Ma. Isto indica que elas são produto da erosão de rochas do arco em contexto intraoceânico (Pimentel *et al.*, 2000).

Os ortognaisses são representados por hornblenda-biotita-metatonalitos e metagranodioritos com idades, em U/Pb, entre 940 e 630 Ma (Pimentel *et al.*, 2000).

Na região, ocorre a Falha do Rio dos Bois, separando os terrenos vulcano-sedimentares de Mara Rosa das rochas do Grupo Serra da Mesa e do embasamento síalico.

2.4 – Contexto Estrutural

A área está inserida entre duas grandes zonas de cisalhamento: a Zona de cisalhamento Rio Maranhão (ZCRM) e a Zona de Cisalhamento Rio dos Bois (ZCRB). As duas zonas de cisalhamento separam grandes unidades tectônicas com diferentes histórias metamórficas e deformacionais (Figura 2.4).

2.4.1 Zona de Cisalhamento Rio Maranhão

Inicialmente descrito nos Mapas do Projeto Brasília (Barbosa *et al.* 1969), esse sistema representa a principal descontinuidade geológica de toda a Faixa Brasília e pode ser traçado desde a região de Padre Bernardo, até a confluência dos rios Tocantins e Paranã, ao longo de mais de 300 Km.

A ZCRM foi descrita por Fonseca *et al.* (1995) com as seguintes características: i) a oeste do sistema, onde predominam rochas do Grupo Serra da Mesa, a deformação é polifásica, típica de zonas internas de faixas móveis. A leste, uma segunda fase é apenas local e decorre da interferência de sistemas transcorrentes com sistemas frontais; ii) a leste do sistema Rio Maranhão, as rochas estão na fácies xisto verde (Marini & Fuck 1981) e, a oeste, na fácies anfíbolito. A passagem é balizada pelo rio Tocantins (Fuck & Marini 1981); iii) a leste, o padrão de dobras é flexural; e, a oeste, o comportamento do núcleo metamórfico foi essencialmente passivo.

D'el-Rey Silva *et al.* (1996, 1997) interpretaram a ZCRM como uma falha do tipo *underthrusting*, que representa uma sutura por onde ocorreu a exumação da crosta inferior representada pelos granulitos de Barro Alto, Niquelândia e Canabrava.

2.4.2 Zona de Cisalhamento Rio dos Bois

A zona de cisalhamento Rio dos Bois (ou falha Rio dos Bois) foi descrita inicialmente descrita por Ramos Filho *et al.* (2003) e posteriormente por Oliveira *et al.* (2006), sendo delineada pelo rio de nome homônimo. A ZCRB é responsável pela justaposição tectônica dos domínios meso/paleoproterozóico (Grupo Serra da Mesa e embasamento) e neoproterozóico (Arco Magmático de Mara Rosa).

Esta descontinuidade tectônica, que delimita unidades com diferente história metamórfica e deformacional, comporta-se de maneira geral como uma zona de cisalhamento reversa com alta obliquidade e disposição geral N20°40'E/20°40'NW. As estruturas associadas são: lineação mineral e de estiramento, com orientação em torno de 20°/300°, e dobras assimétricas apertadas, por vezes exibindo espessamento de charneira e rompimento de superfície axial, são indicativas de transporte tectônico geral para SE.

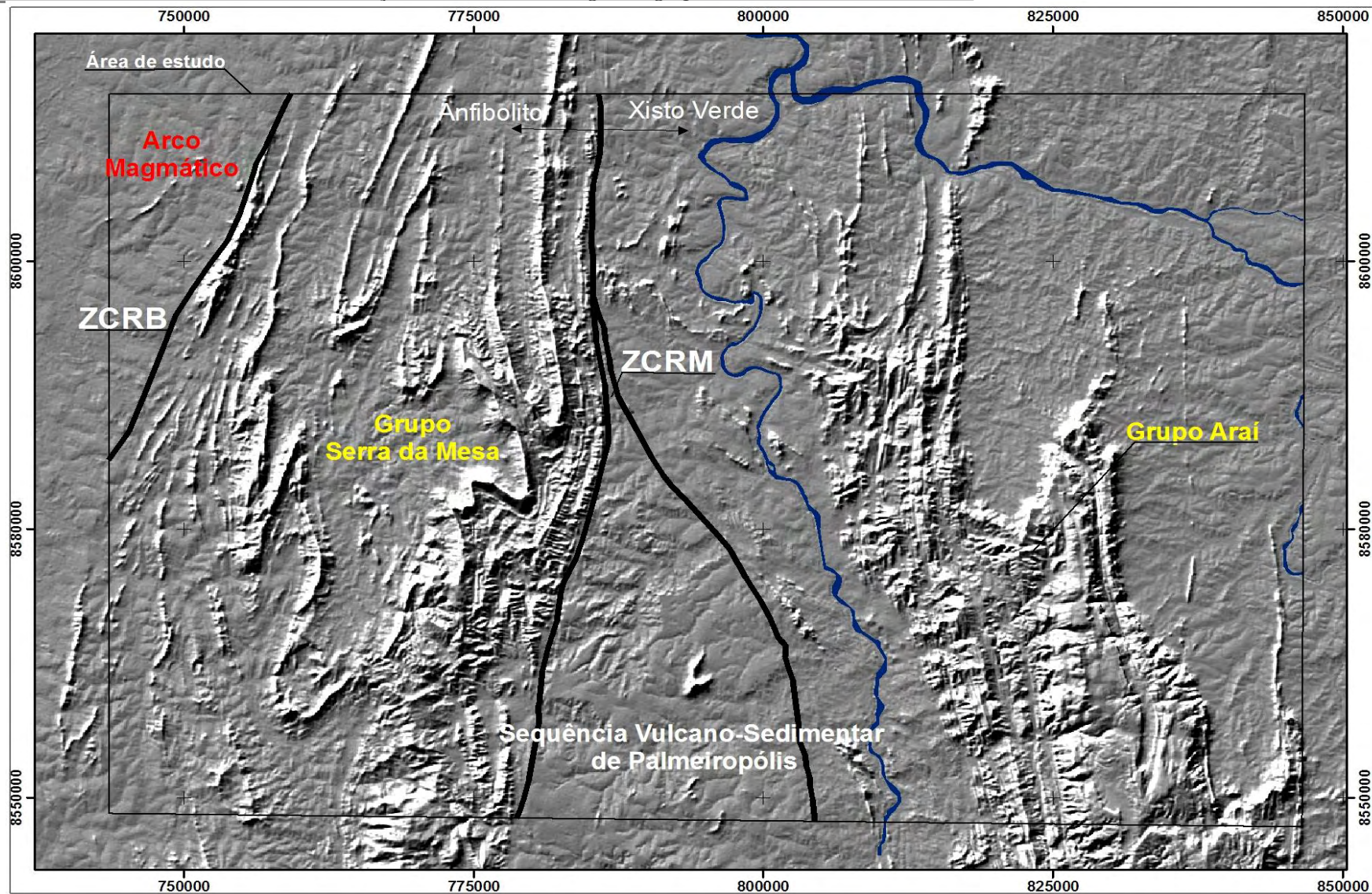


Figura 2.4 Imagem SRTM da área estudada mostrando as duas principais zonas de cisalhamento, na qual ZCRM separa as rochas submetidas à fácies anfibolito das submetidas à fácies xisto verdes. A ZCRB separa o terreno Neoproterozóico dos terrenos Paleo/Mesoproterozóico

CAPÍTULO 3

EMBASAMENTO DOS GRUPOS SERRA DA MESA E ARAÍ NO SUL DO ESTADO DO TOCANTINS: ESTRATIGRAFIA, GEOQUÍMICA E GEOCRONOLOGIA

3.1-Introdução

O embasamento gnáissico da porção setentrional da Faixa Dobrada Brasília (FDB), representa um núcleo siálico consolidado no paleoprotorozoico (2,4 - 2,0 G.a, Fuck *et al.* 2001), durante o evento metamórfico Rhyaciano (ou evento Transamazônico). Este núcleo foi inicialmente definido como complexo granito-gnáissico na região de Almas e Dianópolis por Cordani & Hasui (1975) e Costa (1984); estendendo-se na direção sul até Cavalcante e Teresina de Goiás (Botelho, 1992; Botelho *et al.*, 1993). Posteriormente Delgado *et al.* (2003) denominaram este embasamento como Terreno Almas-Calvacante ou Complexo Almas-Calvacante da Faixa Móvel Dianópolis-Silvânia.

Entretanto a denominação Terreno Almas - Cavalcante não é adequada, já que neste embasamento siálico são reconhecidos dois blocos com características distintas (Figura 3.1): i) Um ao norte do Tocantins, entre Conceição do Tocantins e Almas, composto por terrenos TTG calcialcalinos (Suíte 1 e 2) e *greenstone-belt* (Riachão do Ouro) denominado Terreno Almas-Dianópolis (Cruz & Kyumjian 1996 e 1998) com granitogênese de duas idades distintas, obtidas em U-Pb, uma de 2,40 G.a (Fuck *et al.* 2001) e outra de 2,2 G.a (Kyumjian & Cruz 2000); ii) Outro ao sul, no nordeste do Goiás, na região de Cavalcante-Araí consistindo de uma seqüência metassedimentar, a Formação Ticunzal (Marini *et al.* 1978 e Fernandes *et al.* 1982), intrudida pela Suíte Aurumina (Botelho *et al.* 1999) que é uma granitogênese peraluminosa, com idade de 2,12 a 2,17 Ga, obtida em U-Pb por Botelho *et al.* (2006).

Entre esses dois blocos existe uma extensa área que continua pouco estudada (apenas dados preliminares de Fuck *et al.* 2001), na qual os mapas atuais continuam usando a denominação antiga de Complexo Granito Gnáissico.

Este trabalho mostra que o embasamento constituído pela Suíte Aurumina e pela Formação Ticunzal estende-se para toda a porção sul do Estado do Tocantins, compreendendo tanto o embasamento da zona externa como da zona interna da Faixa Brasília (Dardenne 1978, Fuck *et al.* 1994).

Para isto foi realizada amostragem sistemática ao longo do embasamento para geração de idades modelo Sm-Nd, e realização de análises químicas de rocha. Os dados obtidos permitiram definir a estratigrafia da Formação Ticunzal, quatro diferentes fácies da Suíte Aurumina e possíveis idades fontes para os sedimentos dos grupos Araí e Serra da Mesa.

A área de estudo compreende as cidades de Paraná, São Salvador e Jaú (Figura 3.1). O embasamento é representado por terrenos arrasados que afloram entre a Serra Dourada (Grupo Serra da Mesa), Serra do Boqueirão e a Serra das Caldas (Grupo Araí).

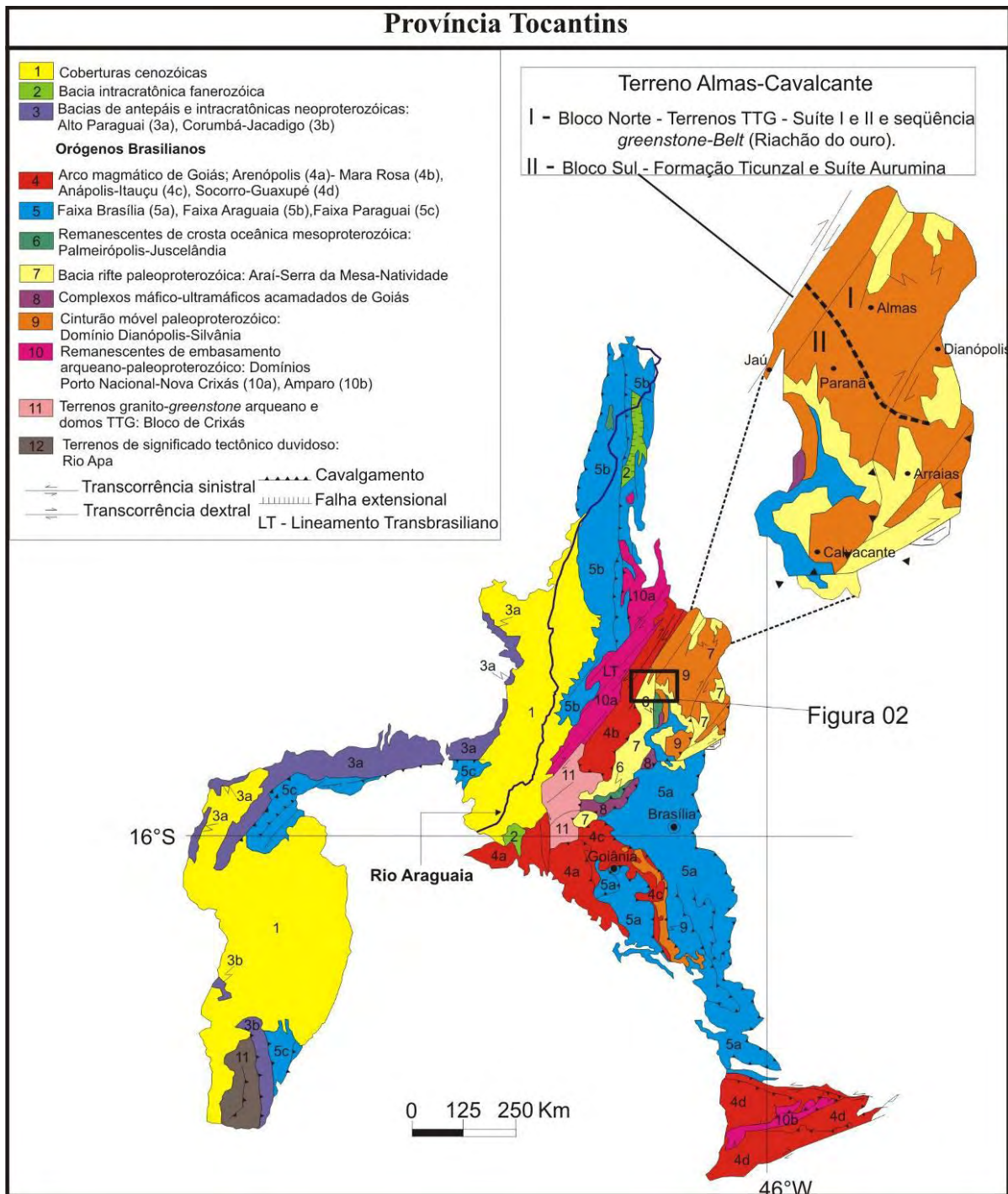


Figura 3.1 Mapa Geológico da Província Tocantins, em destaque o embasamento siálico da Faixa Dobrada Brasília representado pelo Terreno Almas- Cavalcante.

3.2-Contexto Geológico Regional do Embasamento

A Formação Ticunzal foi inicialmente definida por Barbosa *et al.*, (1969) e Marini *et al.* (1978), como xistos grafitosos sobrepostos aos gnaisses do embasamento granito-gnáissico. Posteriormente recebeu o nome de Formação Ticunzal no projeto RADAM (Fernandes *et al.*, 1982), no qual foi mapeada principalmente no sopé das serras do Ticunzal e Tombador.

O pacote descrito é constituído, na base, predominantemente por biotita xistos e/ou muscovita xistos, em camadas espessas, de granulação grossa e usualmente grafitosos, intercalados com mica xistos grafitosos, também grosseiros, alguns níveis centimétricos a decimétricos de grafita xistos e biotita gnaisses grafitosos. Para o topo, a seqüência é definida principalmente por quartzo-mica xistos, com mica xistos graníferos e turmalina xistos subordinados (Fernandes *et al.* 1982). Uma característica geral dos xistos desta unidade é a presença de granada disseminada e níveis descontínuos de turmalinitos (Mello & Souza, 1995), sendo o pacote inteiro desta unidade de espessura média de 200m, com uma grande variabilidade.

A idade dessas rochas metassedimentares ainda não está bem definida, mas é mais velha que 2,15G.a, já que se encontra intrudida pela Suíte Aurumina. Dados de Sm-Nd de Fuck *et al.* (2002) e Botelho *et al.* (2006) mostram um T_{DM} entre 2,6 e 2,8 Ga, indicando que os sedimentos da formação tiveram uma fonte predominantemente arqueana.

A suíte Aurumina foi definida por Botelho *et al.* (1999). É representada por um conjunto de intrusões sin-, tardi- e pós-tectônicas de composição que varia de monzogranito a tonalito, caracterizado principalmente por biotita e muscovita magmáticas, fato este que evidencia o caráter peraluminoso desta unidade.

Botelho *et al.* (2006) reconheceram seis fácies da Suíte Aurumina: muscovita granito (PP2y2au1), biotita-muscovita granito (PP2y2au2), tonalito (PP2y2au3), biotita granito (PP2y3au4), migmatitos e turmalina-muscovita granito.

Sparrenberger & Tassinari (1999) dataram cassiteritas por U-Pb da fácies mais evoluídas, um turmalina-albita granito, que apresentaram idade de 2.0 G.a; e outra idade por K-Ar (~2,1 Ga) em muscovita de pegmatitos estaníferos. Botelho *et al.* 2006 datou granitos e tonalitos em zircão por U-Pb com idade de 2,12 a 2,17 Ga, dados de Sm-Nd indicam $\epsilon Nd(T)$ entre -1 e -3 e TDM entre 2,4 e 2,6 Ga, que indica uma proveniência paleoproterozóica e arqueana.

A Suíte Aurumina é hospedeira de vários tipos de depósitos e ocorrências minerais, geralmente no contato com a Formação Ticunzal. Entre os recursos de maior significado econômico estão ouro, platinóides, estanho e tântalo (Botelho & Portela 2005 e Cunha 2008).

3.3 - Embasamento do sul do Tocantins

O embasamento da área estudada é representado pelos metassedimentos da Formação Ticunzal e por quatro fácies da Suíte Aurumina. As exposições do embasamento são apresentadas na Figura 3.2.

3.3.1-Formação Ticunzal

Ocorre como “franjas” na base das Serras formadas tanto pelo Grupo Serra da Mesa, como do Grupo Araí (Figura 3.2).. Apresenta grande extensão na porção oeste da área com espessura de até 800 metros e espessura menos expressiva na porção leste, não ultrapassando de 80 metros.

A estratigrafia da Formação Ticunzal é constituída na porção basal por paragnais que passam gradualmente a xistos grafitosos e no topo a biotita xisto feldspático intercalado por grafita

xistos. Assim como propuseram Alvarenga *et al.*(2006), a Formação Ticunzal será subdivida em duas litofácies, paragnaisse e xisto.

3.3.1.1-Fácies Paragnaises

Os paragnaises da Formação Ticunzal apresentam bandamento milimétrico a centimétrico com bandas de coloração branca alternando com bandas de coloração escura, podendo apresentar fenoclastos (Figura 3.3) de feldspato. Eventualmente podem estar migmatizados e milonitizados. As bandas claras são ricas em quartzo e feldspato (porções caulínicas quando alterado), enquanto as bandas escuras são ricas em biotita e menor proporção granada e silimanita, contendo ainda lamelas de grafita e carbonato.

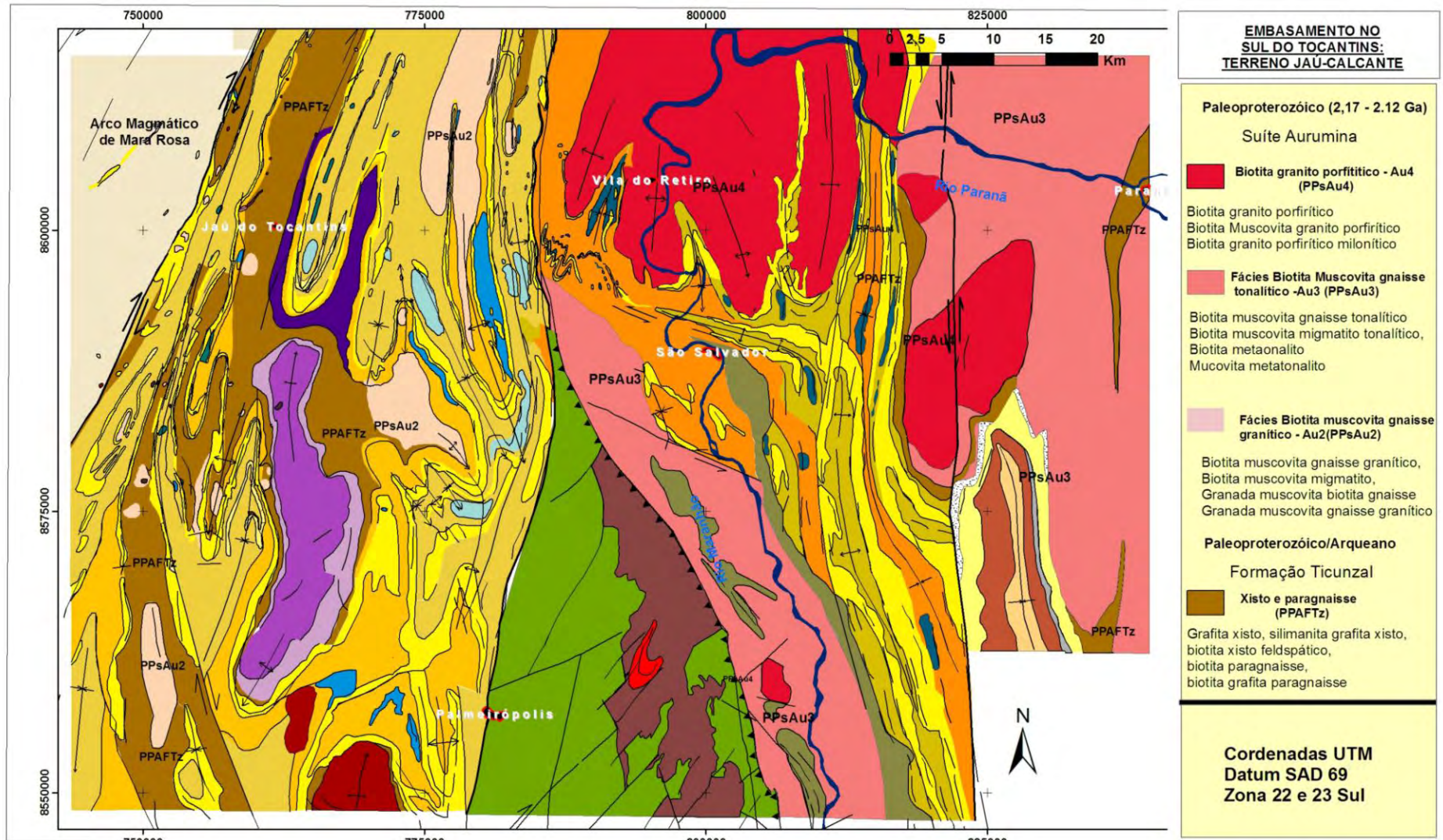


Figura 3.2 - Mapa do embasamento no sul do Tocantins em destaque a Formação Ticanzal e Suíte Aurumina.

Como acessórios apresentam monazita, zircão, apatita, turmalina, hematita e magnetita. Os minerais de retrometamorfismo são clorita, muscovita e titanita.



Figura 3.3 - Biotita paragnaisse milonítico onde podem ser observados fenoclastos de plagioclásio (Amostra PM-251, ver geoquímica).

3.3.1.2-Fácies Xistos

Os xistos predominam no topo da estratigrafia. São formados por grafita xistos, biotita xistos feldspáticos, sillimanita-grafita-granada-biotita xistos, granada-biotita xistos com grafita disseminada.

O grafita xisto (Figura 3.4A), rocha mais característica da Formação Ticunzal, apresenta granulação fina e textura lepidoblástica. Contêm ainda quartzo, clorita e biotita reliquiar. Os cristais de grafita possuem alta cristalinidade e são facilmente identificados em luz refletida. (Figura 3.4B).

O biotita xisto feldpático apresenta forte crenulação e textura lepidoblástica marcada pela biotita, O feldspato é o plagioclásio, geralmente com textura granoblástico, e eventualmente na forma de fenoclastos.

O sillimanita-grafita-granada biotita xisto apresenta textura lepidoblástica e subordinadamente sillimanita nematoblástica. A granada apresenta textura porfiroblástica e eventualmente poiquiloblástica. Podem ocorrer clorita e muscovita como minerais de retrometamorfismo.

Os granada-biotita xistos são marcados pela presença de porfiroblastos de granada. As lamelas de grafita ocorrem associadas à biotita, que apresenta textura lepidoblástica.

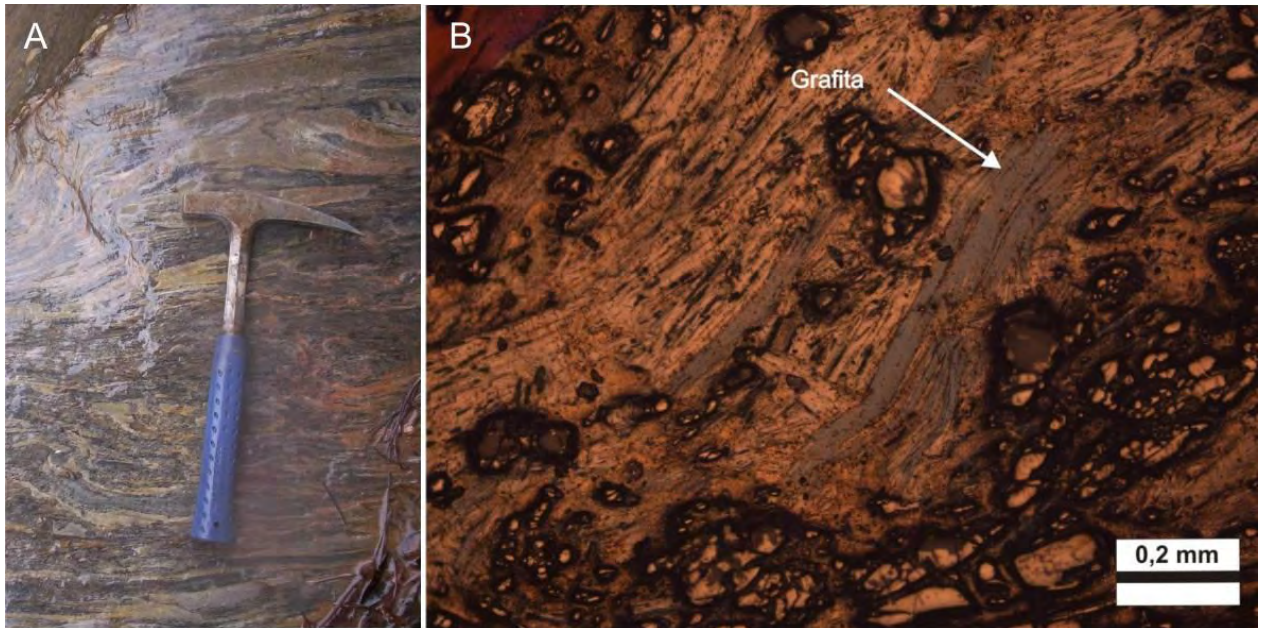


Figura 3.4 - Afloramento de biotita grafita xisto B) Seção delgada de grafita-sillimanita-granada xisto à luz refletida mostrando lamelas de grafita facilmente reconhecidos devido a coloração cinza brilhante característica.

Os xistos dessa unidade diferem dos xistos do Grupo Serra da Mesa pelo nível de deformação imposto, e por níveis grafitosos exclusivamente encontrados nesta unidade. A mineralogia comum aos xistos da Formação Ticunzal compõe paragênese constituída por grafita + sillimanita+ granada, característica de fácies anfibolito. No caso dos paragneisses a própria estrutura gnáissica concorda com a interpretação de metamorfismo de alta temperatura imposto às rochas desta seqüência.

3.3.2-Suite Aurumina

São rochas graníticas que afloram principalmente sob a forma de lajedos, em meio às serras formadas pelas rochas dos grupos Serra da Mesa e Araí (Figura 3.5). Podem ocorrer em diferentes estados de deformação, algumas vezes preservando textura ígnea, por outra se apresentam foliados ou intensamente deformados com estrutura gnáissica, e muitas vezes chegam a formar gnaisses migmatíticos.



Figura 3.5 - Rio das Caldas próximo a Serra das Caldas (Grupo Araí) mostrando a forma de afloramento da Suíte Aurumina.

A relação de contato com a Formação Ticunzal apresenta caráter nitidamente intrusivo, no qual é comum ocorrer xenólitos da fácies paragnaisse (Figura 3.6).

Podem ocorrer enclaves de material grafitoso e até cristais de grafita na rocha que reflete a incorporação do material metassedimentar da Formação Ticunzal durante a ascensão das intrusões graníticas.

Foram definidas quatro fácies da Suíte Aurumina (Figura 3.7). A definição destas fácies foi realizada com o auxílio da petrografia e das análises geoquímicas. Foram elas, da mais primitiva a mais evoluída: i) Biotita muscovita gnaisse granítico ii) Biotita gnaisse tonalítico iii) Biotita granito porfírico; iv) Leucogranito.



Figura 3.6 - Xenólitos de paragnaisses finos, máficos (ricos em biotita) no interior de biotita gnaisses tonalíticos da Suite Aurumina. Os xenólitos podem ser métricos a centímetros.

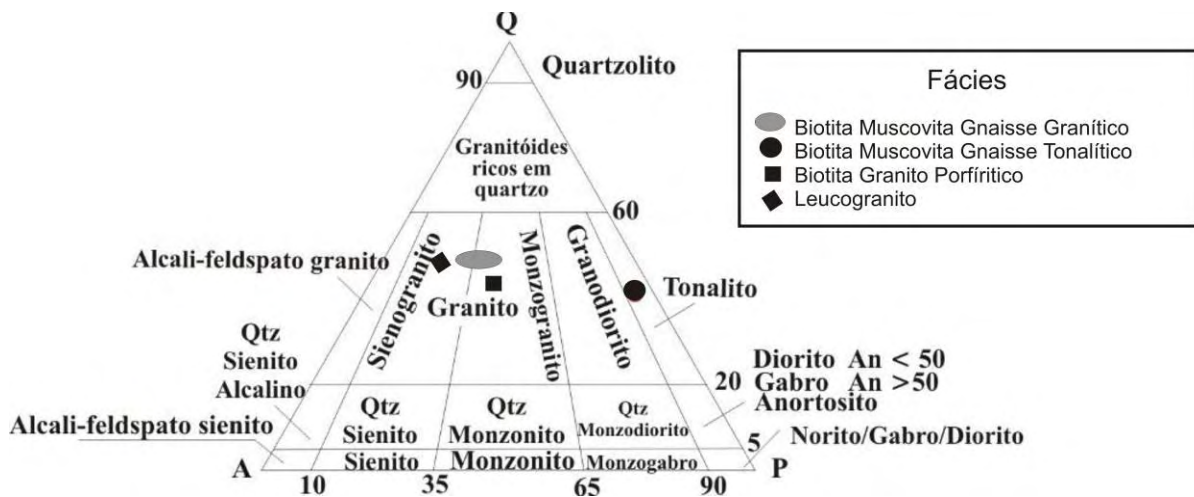


Figura 3.7 - Diagrama de Streckeisen para as quatro fácies da Suite Aurumina. Modificado de Le Maitre R.W.(Ed).1989, A Classification of Igneous Rock and Glossary of terms, Blackwell Scientific Publications Ltd, Australia

3.3.2.1-Fácies Biotita Muscovita Gnaiss Granítico

Distribuídos na porção oeste da área estudada (Figura 3.2), ocorrem principalmente como embasamento do Grupo Serra da Mesa. Sua principal característica é a presença de grandes lamelas de muscovita e biotita intercrescidas (Figura 3.8), claramente pré-tectônicas a sin-tectônicas em relação à foliação milonítica penetrativa e regional,

A composição mineralógica desta fácies apresenta, como minerais essenciais, 40% quartzo, 25 % de microclínio, 20 % de plagioclásio An₁₂, 10 % de muscovita 15% de biotita e eventualmente pode apresentar mais microclínio apresentado composição monzogranítica. Os minerais acessórios são granada, apatita, zircão, monazita, e ilmenita. Ressaltando a presença constante de monazita, como grãos arredondados ou inclusos na biotita. Como minerais secundários, relacionados à deformação e metamorfismo regionais, são encontrados muscovita e titanita

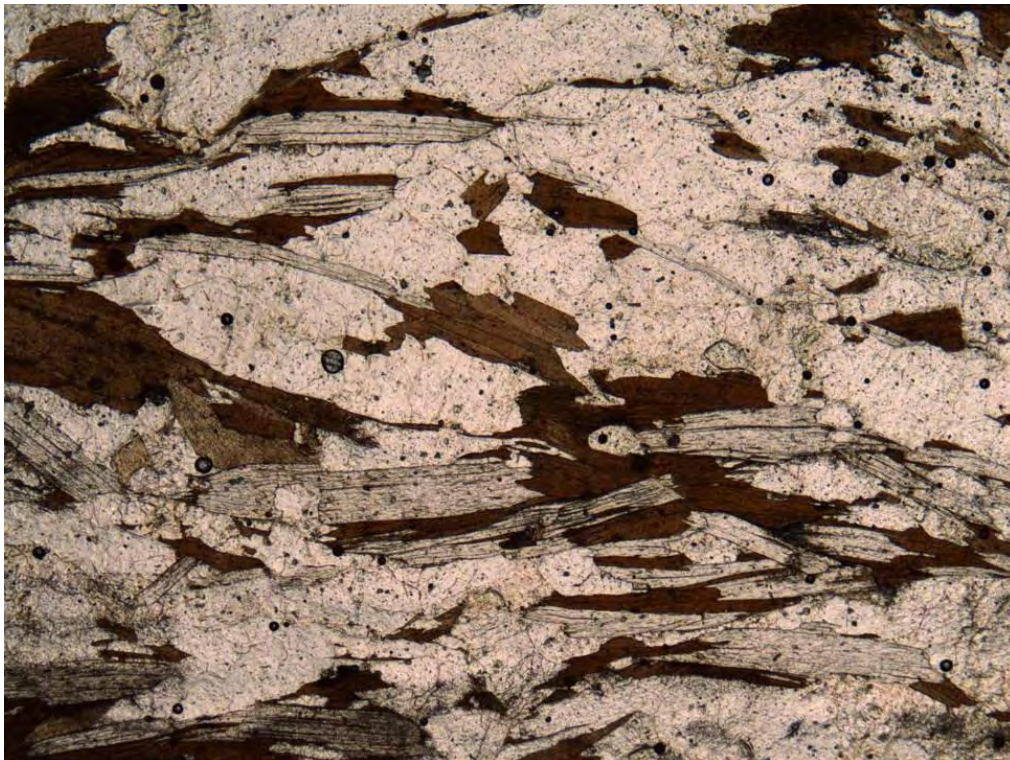


Figura 3.8 - Feição Marcante desta fácies é biotita e muscovita intercrescidas mostrando um equilíbrio entre essas duas fases minerais. Tanto a biotita como a muscovita apresentam extinção ondulante.

Esta fácies é amplamente marcada por gnaiss migmatítico com presença de paleossoma, melanossoma e neossoma leucocrático de composição granítica, além de dobras ptigmatíticas (Figura 3.9), textura estromatítica e oftalmítica, marcado por material neossômico disperso por todo o paleossoma sob a forma de “ocelos” (Figura 3.10).



Figura 3.9 - Afloramento de Biotita Muscovita Gnaiss migmatítico mostrando melanossoma e paleossoma com dobras pitgmáticas e textura estromatítica.

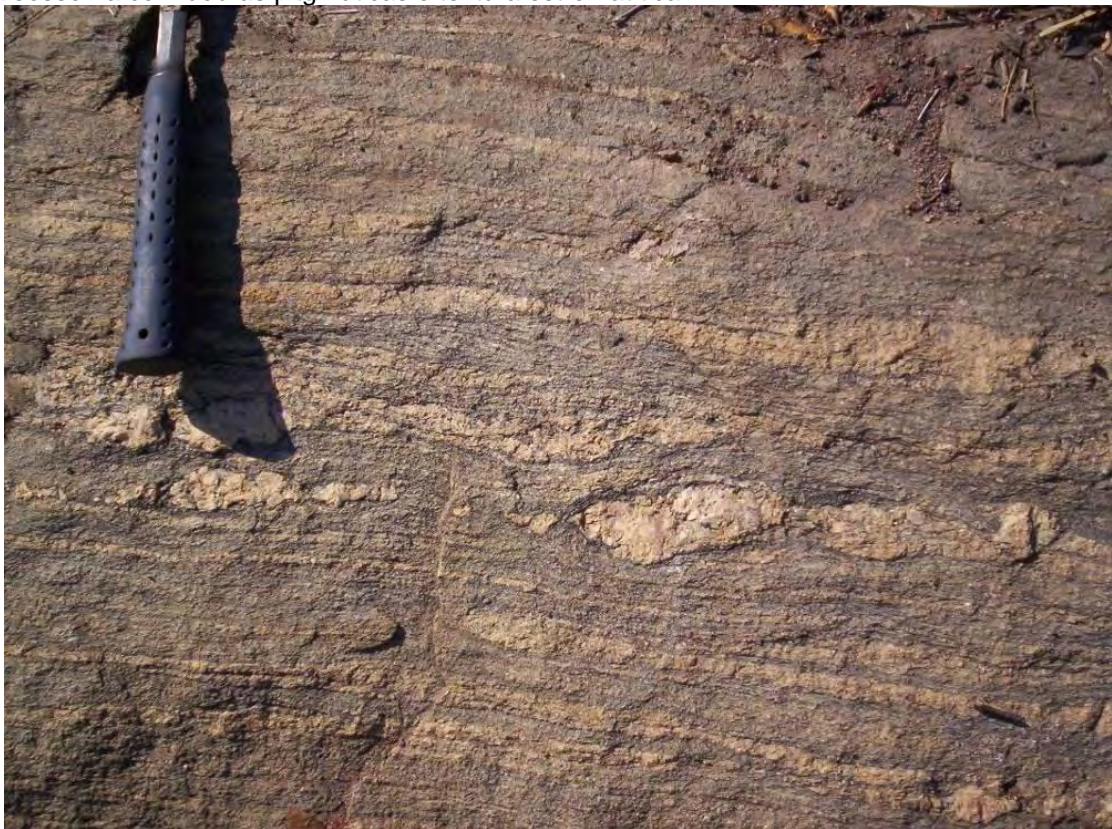


Figura 3.10 – Muscovita biotita gnaiss granítico com feição oftálmica, notar ocelos rotacionados com cinemática dextral

3.3.2.2-Fácies Biotita Gnaisse tonalítico

Ocorre na porção leste da área, apresenta estrutura gnáissica e localmente textura ígnea preservada. Esta fácies é representada por duas sub-fácies: i) biotita tonalitos leucocráticos, faneríticos médios, inequigranulares, compostos predominantemente por quartzo, plagioclásio. ii) biotita tonalito máficos muito ricos em biotita. Não foram encontradas relações de intrusão com os muscovita biotita gnaisse granodiorítico.

Microscopicamente ambas as subfácies apresentam a mesma composição com: 33% de quartzo, 43% de plagioclásio, 10% de biotita (na sub-fácies máfica apresenta 30% de biotita), 4% de muscovita, 1 a 5% de clorita, epidoto, zoisita e clinozoisita. Subordinadamente ocorrem microclínio, monazita, carbonatos, ilmenita, titanita, rutilo, zircão e apatita. O tonalito leucocrático, muitas vezes, apresenta sulfetos de Cu, como bornita, covellita e calcopirita. Quando alterados esses sulfetos apresentam manchas coloração ocre (Figura 3.11A).

Feição marcante nesta fácies é o retrometamorfismo, no qual o plagioclásio muitas vezes está saussuritizado. A biotita mantém apenas o hábito, já tendo sido todo transformados em clorita, ou em intercalações de Chl+Ms+opacos. Os cristais de ilmenita têm uma borda de reação composta por aglomerados de titanita.

As sub-fácies do biotita tonalito apresentam mistura parcial (mingling) e bandamento ígneo (Figura 3.11B), além de enclaves do biotita tonalito máfico engolfado pelo biotita tonalito leucocrático (Figura 3.12).

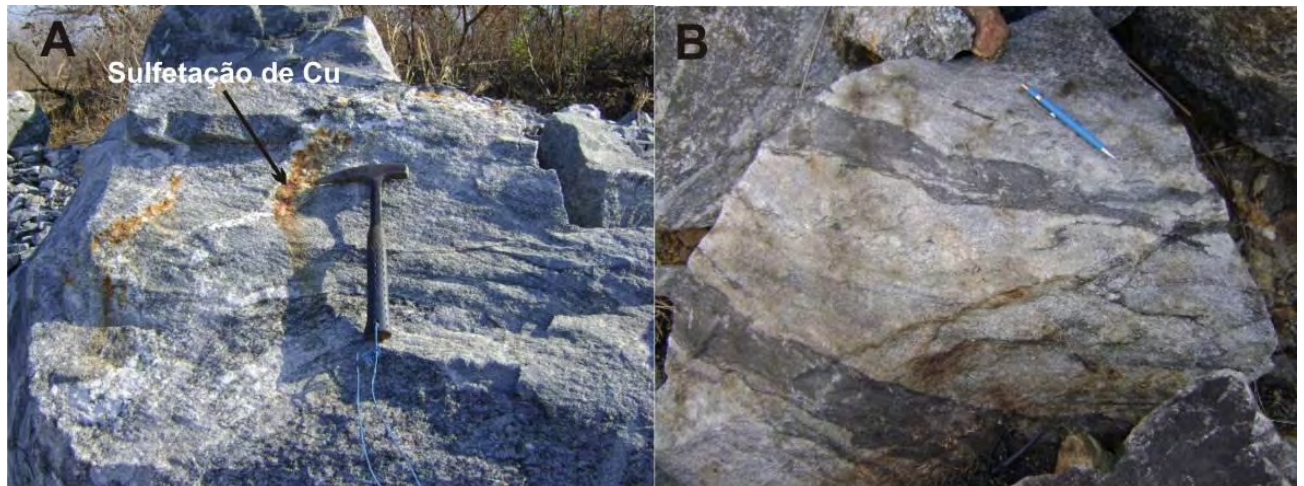


Figura 3.11 - A- Aspecto ocre devido à alteração de sulfetos do biotita tonalito leucocrático B- Bandamento ígneo mostrando tonalitos leucocráticos intercalado com tonalitos máficos ricos em biotita.

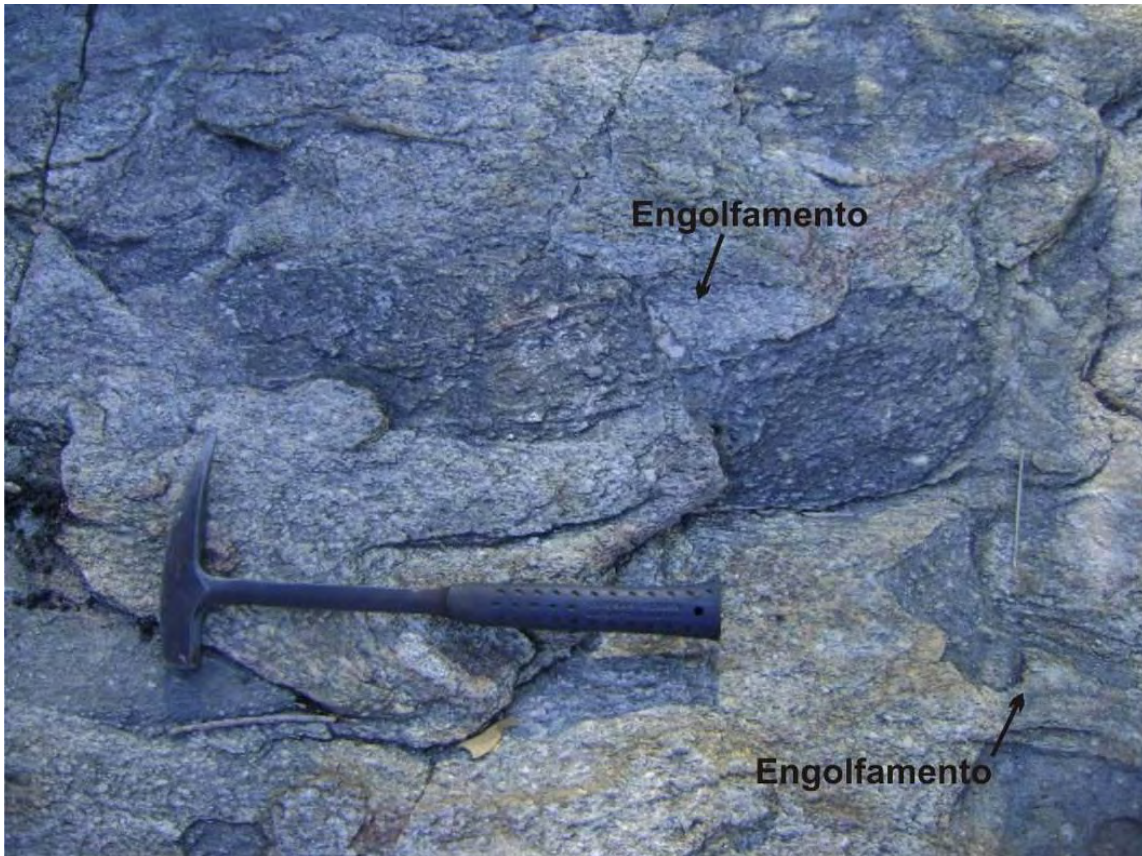


Figura 3.12 - Afloramentos mostrando as duas sub-fácies do biotita tonalito com enclaves (cumuláticos) de tonalitos rico em biotita engolfado pelo tonalito leucocrático.

3.3.2.3-Fácies Biotita Metagrano porfirítico

Ocorre na porção central intrudido nos gnaisses granodioríticos e tonalíticos como um grande batolito, de aproximadamente 130 km², ou eventualmente como diques centimétricos (Figura 3.13), e outros corpos de dimensões variáveis na porção leste.

Apresenta diferentes graus de deformação, sendo possível observar feições ígneas preservadas (como orientação de fluxo magmático, Figura 3.14), ou estruturas protomiloníticas a miloníticas próximo ao Sistema de Falha Rio dos Bois. (figura 3.15). Feições marcantes são os grandes porfiroclastos de quartzo e feldspatos (de até 8 cm), orientados segundo a foliação que gerou estrutura em *Augens*, rotacionados, estirados e com sombra de pressão. O cisalhamento gerou uma foliação milonítica S-C, além de estruturas delta e sigma



Figura 3.13 - Diques centimétrico do Biotita Granito porfirítico intrudidos no biotita Gnaissé tonalítico.



Figura 3.14 - Afloramento de biotita granito porfirítico apresentando orientação de fluxo magmático marcado por cristais euédricos e porfíricos de microclínio. Essa textura é bastante comum na base da Serra do Boqueirão.



Figura 3.15 - Afloramento do biotita granito porfirítico milonítico próximo ao Sistema de Falhas do Rio Maranhão, onde pode ser observada a foliação milonítica marcada por porfiroclastos de microclínio.

São monzogranitos que apresentam 40% de quartzo, 25% de microclínio, 15% de plagioclásio, 15% de biotita, 5% de muscovita, 2% de apatita e, como acessórios apresentam cloritas, carbonato, titanita, ilmenita, monazita zircão e opacos.

3.3.2.4-Fácies Leucogranito

Esta fácies ocorre apenas como pequenos corpos intrudido tanto no biotita gnaisse tonalítico (Figura 3.16) como no biotita granito porfirítico. As rochas pertencentes a esta fácies são, em geral, faneríticas médias a grossas às vezes porfiríticas e leucocráticas. São muscovita sienogranitos compostos por aproximadamente 24% de quartzo, 14% de plagioclásio, 45% de microclínio 6% muscovita, além de turmalina, zircão e apatita como acessórios.

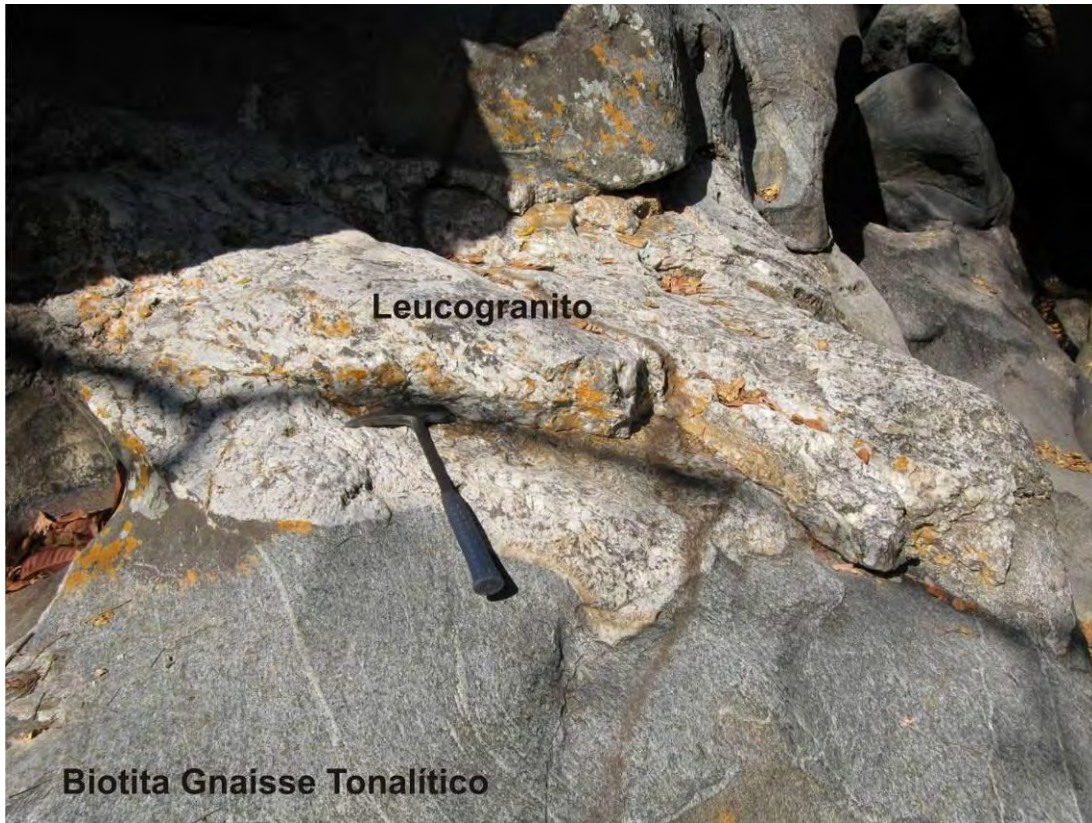


Figura 3.16 Leucogranitos intrudidos nos biotita gnaise tonalítico.

3.4-Geoquímica

Os resultados analíticos da Formação Ticunzal e Suíte Aurumina são mostrados na tabela 3.1

3.4.1-Formação Ticunzal

A composição química dos paragneisse é representada por 59,2 % de SiO_2 , 17,34% de Al_2O_3 , 2,79% MgO 0,83% de TiO_2 e baixa razão La/Yb (22,00). Além de apresentar alta perda ao fogo (LOI) de 3,5% e ser a maior amostra com teor de C (com valor total de C sendo de 0,32%), provavelmente com procedência da grafita.

Foi calculada a função discriminante (FD), com o intuito de diferenciar protolitos sedimentares e magmáticos, já que existem dificuldades na distinção dos protolitos dos gnaisses. A função discriminante foi calculada pela fórmula:

$$FD = 10,44 - 0,21\text{SiO}_2 - 0,32\text{Fe}_2\text{O}_3^* (\text{total}) - 0,98\text{MgO} + 0,55\text{CaO} + 1,46\text{Na}_2\text{O} + 0,54\text{K}_2\text{O}$$

Tabela 3.1 - Geoquímica das amostras da área de estudo. Abreviações das rochas analisadas: Bi – Biotita; Mu – Muscovita; Gn – Gnaiss; Mg – migmatitos Po- porfirítico Gr – Granito Ton – Tonalito. * A amostra MIG 01 foi analisada por fluorescência de raio - X , desta forma não apresenta todos os elementos traços, elementos terras raras e metais bases

Fácies	Formação Tucunzal	Biotita-Musc-Gnaiss granodiorítico (Au2)		Biotita Gnaiss tonalítico (Au3)		Biotita granito porfirítico (Au4)				Leucogranito (Au5)
Amostra Rocha	PM-252 Bipanmi	PM-123 BiMuGn	MIG 01 BiMuGnma	PM-29 Bmton	PM-252 Banma	PM-292 Barpo	PM-27 Barpomi	PM-51 Barpo	PM-68 Barmi	PM-49 Muar
SiO ₂	59.20	73.28	69.79	72.29	71.56	75.47	74.32	73.96	71.94	76.45
Al ₂ O ₃	17.34	14.75	14.79	14.47	16.20	12.54	13.7	13.84	14.73	13.83
Fe ₂ O ₃	7.09	2.33	4.26	2.6	1.56	1.72	1.37	1.65	1.53	0.6
MnO	0.10	0.02	0.03	0.03	0.03	0.03	0.02	0.03	0.03	0.04
MgO	2.97	1.17	1.17	0.94	0.90	0.80	0.55	0.44	0.81	0.13
CaO	1.92	1.13	0.98	1.85	3.21	1.00	1.2	0.66	1.91	0.76
Na ₂ O	2.99	2.51	2.12	3.8	5.37	2.35	2.88	3.09	3.43	3.92
K ₂ O	3.54	2.77	3.22	2.04	1.05	4.47	4.04	4.54	3.49	3.05
P ₂ O ₅	0.20	0.18	0.32	0.21	0.15	0.05	0.11	0.17	0.06	0.13
TiO ₂	0.83	0.44	0.51	0.3	0.25	0.21	0.17	0.16	0.21	0.03
LOI	3.5	1.6	1.22	1.4	0.3	1.1	1.6	1.4	1.6	1.1
total	99.71	99.8	98.41	99.94	99.89	99.77	99.97	99.94	99.95	100.04
Elementos traço (ppm)										
Ba	907	367.8	817.00	383.5	329	788	492.3	415	600.9	21.1
Be	2	1.0	*	1.0	2	2	1.0	1.0	1.0	1.0
Co	57.0	30.8	*	43.4	32.5	97.8	42.5	36.6	47	45.1
Cs	2.2	1.3	*	3.9	0.6	1.6	3.3	1.7	1.5	1.8
Ga	25.1	19.2	*	18.1	18.2	14.3	16.4	16.5	16	17.7
Hf	7.9	6	*	3.5	4.7	3.0	3.4	2.8	3.2	0.8
Nb	11.3	6.9	4	6.1	6.7	4.5	7.1	6.6	4.3	5.3
Rb	104.5	101	183	90	33.4	119.8	143.8	145.3	83	116.7
Sn	<1	0.5	*	2	<1	<1	2	1	1	4
Sr	151.5	163.4	241	325.2	283.6	140.0	141.5	109	318.9	28.4
Ta	0.6	0.6	*	1	0.7	0.4	1.2	0.8	0.6	0.9
Th	7.9	63.1	*	4.3	8.7	16.5	13.4	5.1	18.3	1.2
U	1.4	5	*	1.5	1.7	1.8	4.3	4.3	1.2	1.3
V	50	15	*	28	14	20	10	9	21	0.5
W	376.4	223	*	354.4	258.5	694.1	381.1	330.4	366.7	414.6
Zr	320.2	221.5	232	133.1	140.6	112.3	106.2	87.1	115.5	18.1
Y	19.0	7.4	*	12	4.5	30.5	10.6	14.2	38.3	7.7
Elementos terra raras (ppm)										
La	36.3	81.3	*	15.8	18.3	32.7	29.6	28.4	41.9	2.5
Ce	72.1	210.4	*	30	34.6	71.2	61.4	22.3	88.5	4.3
Pr	8.28	23.3	*	3.76	4.01	8.34	6.46	6.28	9.95	0.68
Nd	31.4	82.9	*	12.7	15.2	31.4	20.4	22.8	35.7	2
Sm	5.33	13.8	*	2.8	2.38	5.98	3.6	4.4	7.2	0.7
Eu	1.49	1.53	*	0.94	0.77	0.84	0.71	0.92	0.95	0.07
Gd	4.80	5.5	*	2.11	1.69	5.32	2.42	4.05	6.07	0.71
Tb	0.71	0.76	*	0.36	0.21	0.87	0.41	0.53	0.9	0.16
Dy	3.71	2.17	*	1.93	0.87	4.99	1.85	2.44	4.96	1.13
Ho	0.74	0.22	*	0.37	0.16	1.12	0.31	0.37	1.14	0.21
Er	1.96	0.36	*	1.11	0.42	3.50	0.91	1.16	3.73	0.84
Tm	0.29	0.05	*	0.12	0.07	0.54	0.15	0.14	0.55	0.15
Yb	1.65	0.23	*	0.71	0.40	3.25	0.77	0.96	3.01	0.86
Lu	0.26	0.03	*	0.1	0.07	0.47	0.12	0.12	0.42	0.1
Metais Base										
Ni	11.6	4.8	99	6	4.1	4.3	2	2.5	5.6	0.3
Cu	22.0	1.2	*	0.6	19.2	0.7	3.1	1.3	1.9	0.4
Mo	0.2	0.3	*	0.1	<0.1	<0.1	0.1	0.1	0.05	0.05
Pb	1.1	3.4	*	3.6	1.6	4.0	6.7	1.8	4.8	1.2
Zn	76	34	*	43	24	21	18	30	20	3
As	<0.5	0.8	*	0.1	<0.5	<0.5	0.8	0.6	0.6	0.1
Cd	<0.1	0.05	*	0.05	<0.1	<0.1	0.05	0.05	0.05	0.05
Sb	<0.1	0.05	*	0.05	<0.1	<0.1	0.05	0.05	0.05	0.05
Bi	<0.1	0.05	*	0.1	<0.1	<0.1	0.05	0.1	0.3	1
Ag	<0.1	0.05	*	0.05	<0.1	<0.1	0.05	0.05	0.05	0.05
Au	6.1	0.9	*	1.3	6.3	5.3	0.8	0.1	0.1	0.1
Hg	<0.01	0.05	*	0.05	<0.01	<0.01	0.05	0.06	0.05	0.06
Tl	0.1	0.3	*	0.3	<0.1	0.1	0.2	0.3	0.2	0.05
Se	0.7	0.1	*	0.1	<0.5	<0.5	0.1	0.1	0.1	0.1
TOT/C(%)	0.32	0.04	*	0.05	0.02	0.1	0.16	0.11	0.22	0.02
TOT/S(%)	0.02	0.01	*	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02

Segundo esta técnica, valores negativos sugerem protolito de origem sedimentar, enquanto valores positivos apontam para origem magmática (Botelho *et. al.*, 2005). O gráfico de FD versus SiO₂ (Figura 3.17) corrobora as descrições petrográficas, que sugerem protolitos de origem sedimentar para as rochas da Formação Ticunzal, assumindo que valores variando de negativos até próximos de 1 fazem parte do agrupamento de protolitos sedimentares (Botelho e Portela, 2005).

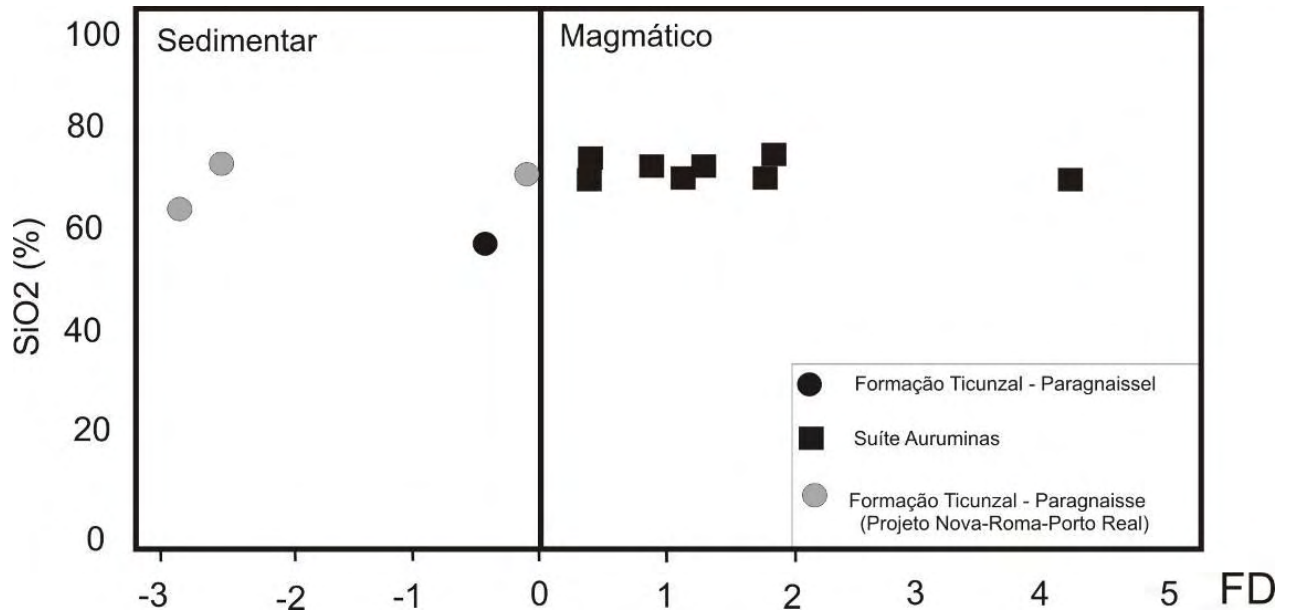


Figura 3.17 - Diagrama de SiO₂ X Função Discriminantes, mostrando a origem sedimentar dos protolitos dos gnaisses da Formação Ticunzal e origem ígnea dos gnaisses da Suíte Aurumina. Foram utilizados amostras de paragnaisse da Formação Ticunzal da região de Nova Roma-Porto Real (Botelho *et al* 2005) para comparação dos paragnaisse da região estudada.

Também Foram feitos gráficos de Zr X TiO₂ (Figura 3.18) com o intuito de caracterizar origens psamíticas ou pelíticas, com base no fato de que sedimentos pelíticos normalmente acumulam mais Ti devido ao material argiloso, e materiais psamíticos acumulam mais zircão detrítico. Como pode observar os paragnaisse tem um protolito psamítico

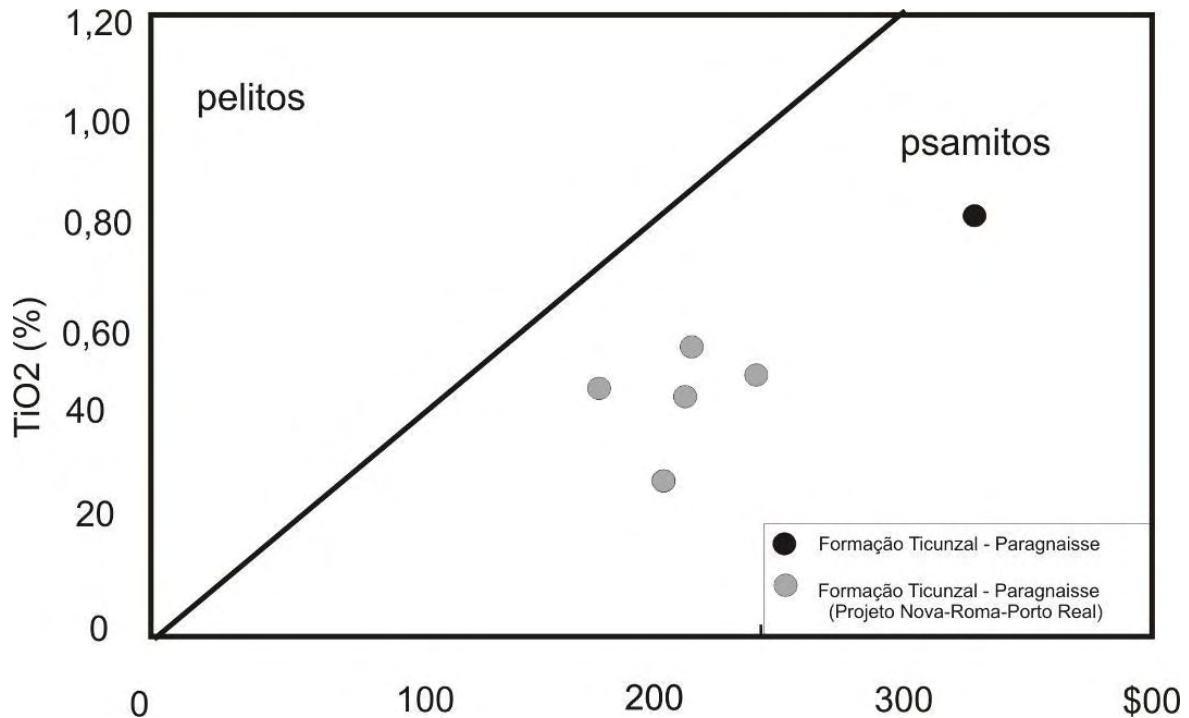


Figura 3.18 - Gráfico de Zr x TiO₂ utilizado para diferenciar origem psamítica ou pelítica dos protolitos das rochas da Formação Ticunzal.

3.4.2-Suíte Aurumina

A Suíte Aurumina é composta por granitos tipo S (Chappell & White 1974), na qual apresenta composição restrita, rica em sílica (SiO₂), teores baixo de N₂O e no diagrama de aluminosidade (Maniar & Piccoli, 1989) apresenta A/CNK > 1,1 (Figura 3.19). São tipicamente granitos reduzidos devido à presença, em todas as fácies, dos acessórios ilmenita, monazita, muscovita e, em algumas amostras, lamelas de grafita.

Os diagramas multielementares da Suíte Aurumina (Fig. 3.20), normalizados em relação ao ORG, mostram enriquecimento da ordem de cerca de 100 vezes para alguns elementos maiores e traços incompatíveis, com empobrecimento da ordem de 10 vezes para ETR pesados. Estes padrões assemelham-se aos granitos sin-colisionais e pós-colisionais apresentados por Pearce *et. al.* (1984).

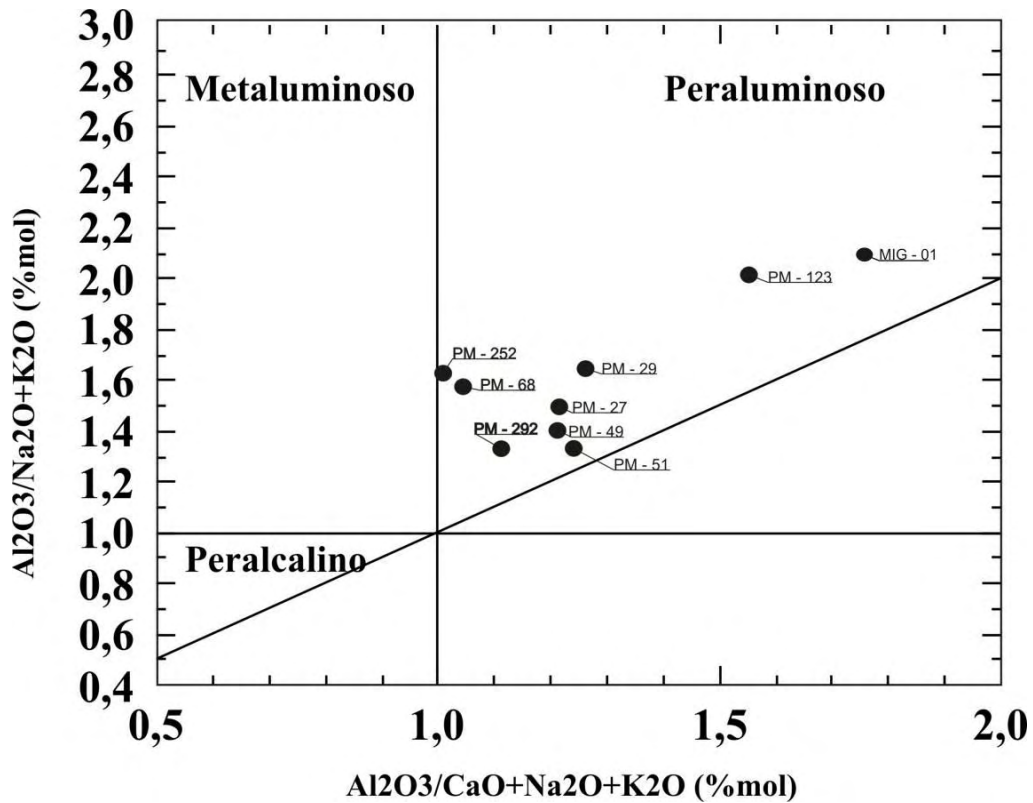


Figura 3.19 - Gráfico de Maniar & Piccoli, (1989) como indicador de aluminosidade, comparando as rochas da Suíte Aurumina.

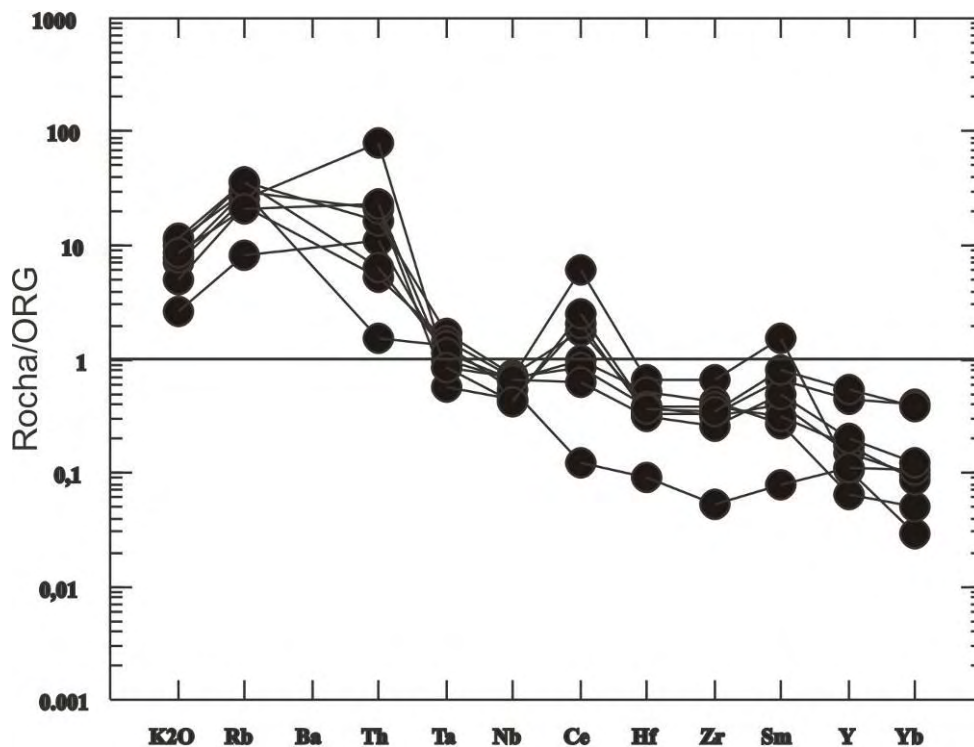


Figura 3.20 - Diagrama Multielementar normalizado ao ORG (Ocean Ridge Granite). O padrão de fracionamento é igual ao de granitos sin-tectônicos a tardi-tectônico de Pearce (1984).

Em todas as fácies da Suíte Aurumina os ETR pesados apresentam padrão pouco fracionado. Com fracionamento de 10 vezes de elementos terras raras leve em relação aos pesados (Figura 3.21), possivelmente associado à retenção de Zr na fusão parcial. Os valores de fracionamento variam para todas as fácies. Os ETRL mostram valores altos com $[(La/Sm)_n = 5.8-5.3]$ e moderados a fortes para ETRP com valores de $[(Gd/Yb)_n = 4.0-1.6]$

Apresentam moderada anomalia negativa de Eu para todas as fácies, indicando processos cumuláticos do plagioclásio, durante evolução magmática ou na fonte.

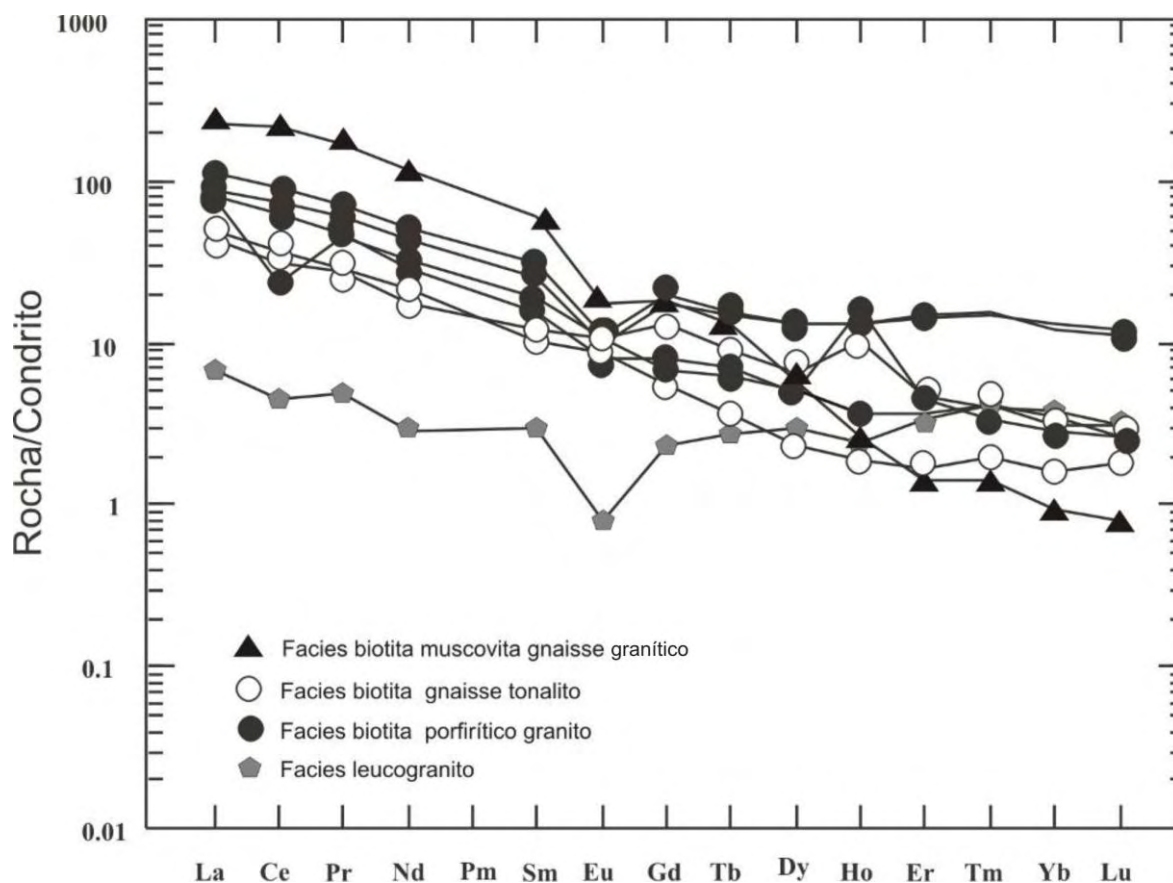


Figura 3.21 - Diagrama de ETR das quatro fácies da Suíte Aurumina

Nos diagramas de Pearce *et al.* (1996) as amostras analisadas estão plotadas no campo correspondente aos granitos sin-colisionais a tardi-tectônicos (Figura 3.22).

As quatro fácies da Suíte Aurumina têm assinaturas geoquímicas distintas, evidenciadas tanto em elementos traços como maiores, de forma resumida pode ser caracterizada da mais primitiva a mais evoluída:

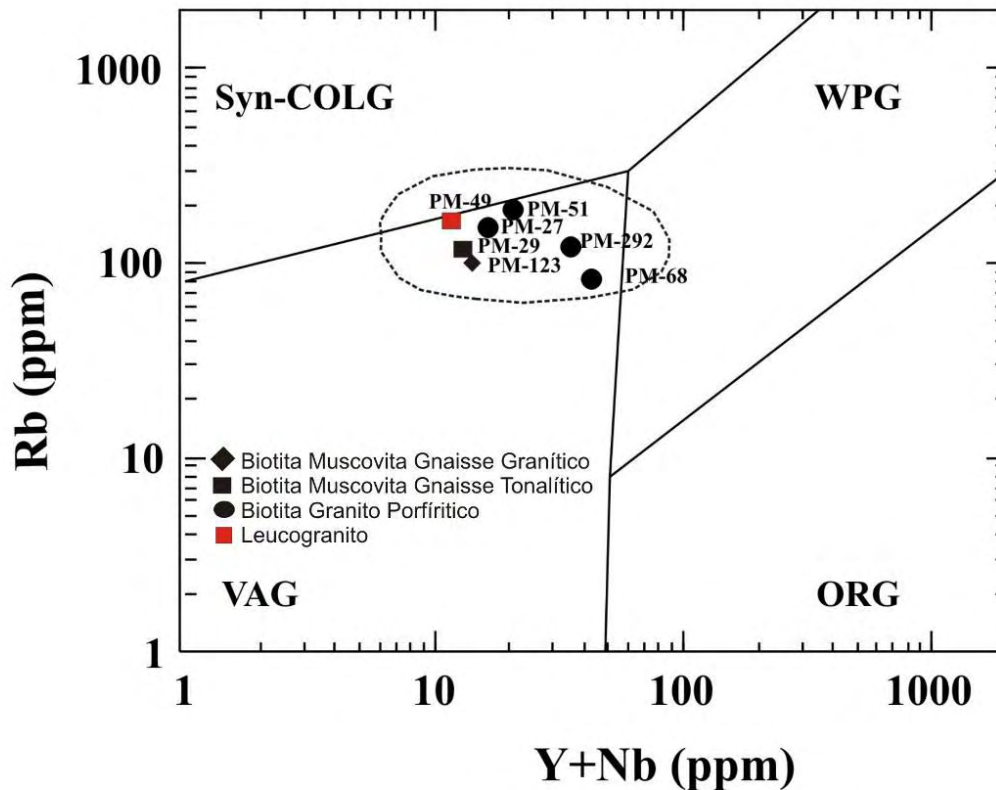


Figura 3.22 – Gráficos discriminante de ambiente tectônico de Pearce (1996) para rochas da Suíte Aurumina, indicando ambiente sin a tardi-tectônico

Resumidamente cada fácies apresenta as seguintes características geoquímicas:

- **Fácies Biotita Muscovita Gnaiss Granítico:** Apresenta maior enriquecimento de ETR que as demais da Suíte Aurumina (Ver tabela 3.1). Tem características geoquímicas que a destaca entre as demais, com SiO₂ entre 73% e 74%, Al₂O₃ entre 14% e 15%, conteúdo de CaO entre 1% a 1,1%. Apresentam os valores mais elevados de TiO₂(0,44%) e MgO (1,2%) (Figura 23) entre as fácies, conteúdo de Th elevado, 63,1 ppm, Nb entre 6,9 ppm, Ta entre 0,6 e 2,3 Apresentam o maior fracionamento de ETR com razão La/Yb \cong 350. Anomalia negativa de Eu bem marcada.
- **Fácies Biotita Gnaiss tonalito:** Possui teores de SiO₂ entre 72% e 73%, 14% a 16% de Al₂O₃, altos teores de CaO entre 1,85% e 3,84% distintos das demais fácies, valores 0,9 % de MgO e 0,3% de TiO₂, conteúdo de Th entre 0,9 e 19,4 ppm, Nb entre 2 e 10,7 ppm, Ta entre 0,3 e 1,1 ppm, com razão de La/Yb \cong 22. O padrão de ETR é pouco fracionado, sem anomalia de Eu. É um tonalito composto principalmente por plagioclásio mais sódico que os demais, apresentando anomalia negativa.
- **Fácies Biotita porfíritico:** São compostos por aproximadamente 72% e 75% de SiO₂, 12 a 14% de Al₂O₃, 0,66% a 1,9% de CaO, 0,65 % de MgO e 0,18% de TiO₂, conteúdo de Th entre 5 e 18 ppm, Nb entre 4 e 7,7 ppm e Ta entre 0,4 e 1,2 ppm, com razão La/Yb \cong 28 e 10 . No diagrama de Pearce (1984) apresenta-se no campo tardi-tectônico. A partir do diagrama de

elementos terras raras (Figura 3.21) nota-se que apresenta padrão pouco fracionado e apresenta anomalia negativa de Eu, porém tênue.

- Fácies Leucogranito: São compostos por aproximadamente 76% de SiO₂, 13 % de Al₂O₃, 0,76% de CaO, 0,13 % de MgO e 0,03% de TiO₂, conteúdo de Th entre 1,2% ppm, Nb entre 5,3 ppm e Ta entre 0,9 ppm, com razão La/Yb \cong 2,9. A partir do diagrama de elementos terras raras nota-se que apresenta muito pouco fracionamento (explicado pelo baixo teor de Zr), e forte anomalia negativa de Eu.

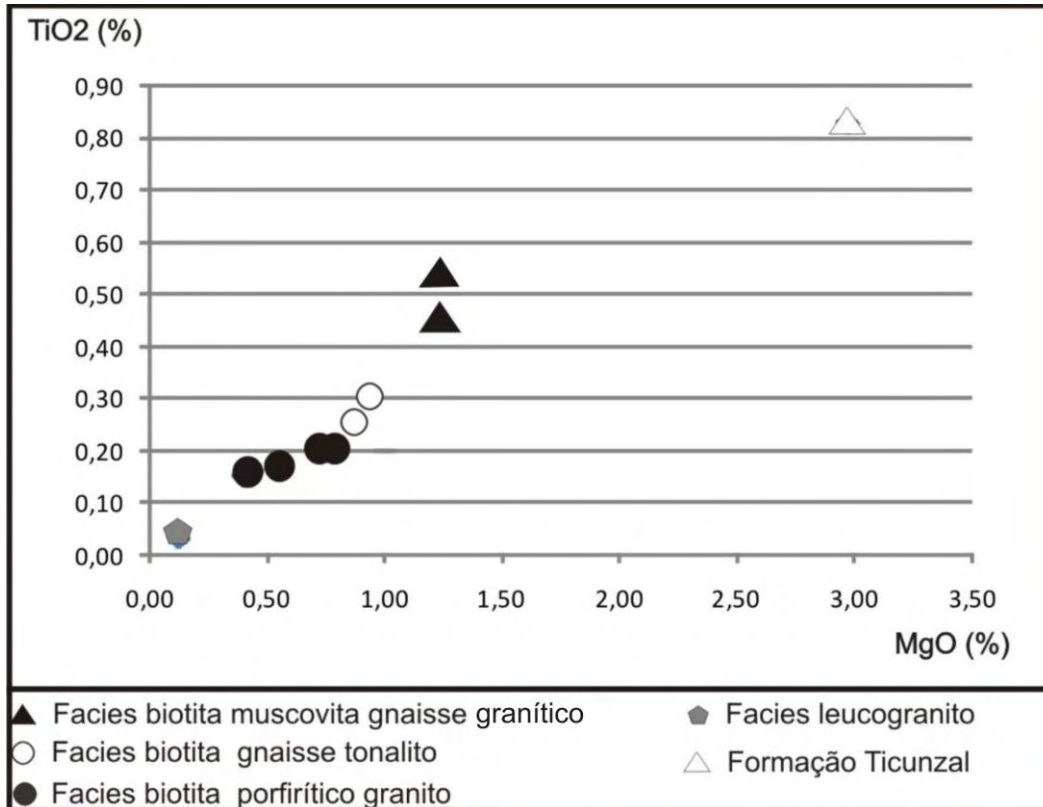


Figura 3.23 - Gráfico de TiO₂ x MgO mostrando as linhas de tendência evolutiva das diferentes fácies da Suite Aurumina.

As fácies da Suite Aurumina foram correlacionadas com as fácies observadas por Botelho (1999) e Alvarenga et al. (2006) na região de Calvacante-Arraias (tabela 3.2 e figura 3.24). Os padrões geoquímicos de elementos maiores, menores e ETR permitem correlacionar às seguintes fácies:

Tabela 3.2 - Correlação entre as fácies observadas na área estudada (Jaú-Paraná) com a área tipo de ocorrências das fácies da Suite Aurumina

Fácies da Suite Aurumina na área de estudo (Jaú e Paraná)	Fácies da Suite Aurumina na região de Cavalcante Arraias (Botelho et al. 1999 e Alvarenga et al. 2006)
Não existe fácies correspondente	Muscovita granito (Au1),
Biotita–muscovita gnaiss granítico	Biotita–muscovita granito (Au2)
Biotita–gnaiss tonalítico	Tonalito (Au3)
Biotita granito porfíritico	Biotita granito o (Au4)

Leucogranito	migmatitos e turmalina–muscovita granito
--------------	---

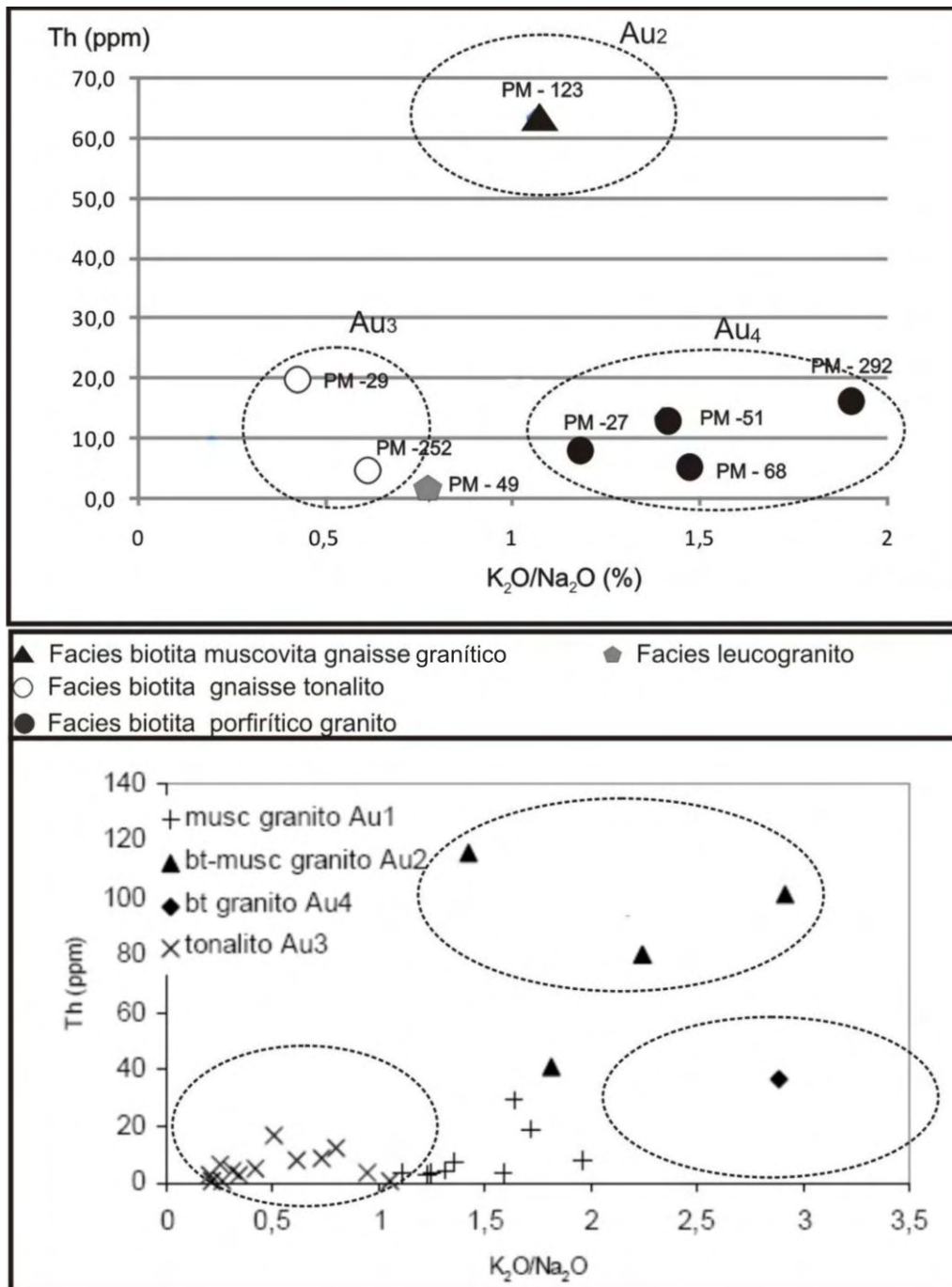


Figura 3.24 - Gráfico de Th x K₂O/Na₂O mostrando a correlação entre a Suite Aurumina da região de Jaú-Paraná (Gráfico superior) e de Cavalcante-Arraias (gráfico abaixo)

No gráfico de Th x K₂O/Na₂O que Alvarenga *et al.* (2006) utilizaram para discriminar as fácies da Suite Aurumina (Figura 3.24), é possível observar a correlação direta entre as fácies da Suite Aurumina da região de Cavalcante-Arraias e de Jaú-Paraná, com as seguintes características: A fácies Au₂ com razão K₂O/Na₂O próximo a 1 e elevados teores de Th (>60 ppm); a fácies Au₃ com razão K₂O/Na₂O menor do que 1; a fácies Au₄ com razão K₂O/Na₂O maior que um 1,5, ambos com e baixos teores de Th.

3.5-Geocronologia

Foram selecionadas nove amostras representativas de cada unidade litoestratigráfica, com seis amostras da Suite Aurumina e quatro da Formação Ticunzal. Duas amostras da Formação Ticunzal (PM-326 e PM-327) foram coletadas na região de Cavalcante onde esta Formação é bem conhecida.(Tabela 3.3).

Tabela 3.3 - Resultados isotópicos de Sm-Nd das rochas da Suite Aurumina e Formação Ticunzal.* Não foram calculados $\epsilon_{Nd}(T)$ para Formação Ticunzal.

Pontos	Grupo	Rocha	Sm(ppm)	Nd(ppm)	$^{147}Sm/^{144}Nd$	$^{143}Nd/^{144}Nd (\pm 2SE)$	$\epsilon_{Nd}(0)$	$\epsilon_{Nd}(T)$	T _{DM} (Ga)
PM 27	Suite Aurumina	Biotita Granito porfirítico (Au4)	3,65	20,51	0,1075	0,511353+/-6	-25,07	-1,01	2,42
PM 29	Suite Aurumina	Biotita Metonalito (Au3)	2,504	13,122	0,1154	0,511528+/-8	-21,66	-0,78	2,34
PM 51	Suite Aurumina	Biotita Granito porfirítico (Au4)	4,36	22,51	0,1171	0,511599+/-13	-20,28	-2,53	2,27
PM 123	Suite Aurumina	Biotita Musc gnaisse tonalítico (Au2)	14,53	89,1	0,0986	0,511201+/-6	-28,04	-1,58	2,43
PM 68	Suite Aurumina	Biotita granito milonítico (Au4)	7,032	35,691	0,1191	0,511408+/-12	-24	-3,07	2,63
MIG 01	Suite Aurumina	Biotita Musc Migmatito (Au2)	7,541	42,302	0,1078	0,511298+/-15	-26,13	-2,63	2,5
PM 283	Formação Ticunzal	Grafita xisto	9,846	53,786	0,1107	0,511232+/-14	-27,43	-2,5	2,68
PM 326	Formação Ticunzal	Grafita xisto	9,326	50,838	0,1109	0,511265+/-14	-26,78	-1,98	2,63
PM 327	Formação Ticunzal	Granada Silimanita clorita xisto	10,722	61,531	0,1053	0,510900+/-21	-33,9	-7,54	3,02
FA - 7	Formação Ticunzal	Sericita quartzto-xisto	16,679	74,709	0,1190	0,511343+/-13	-33,2	-2,09	3,03

Formação Ticunzal: Na tabela 3.3 pode-se observar que as razões de $^{147}Sm/^{144}Nd$ variam de 0,105 a 0,1190, os valores da Formação Ticunzal têm $\epsilon_{Nd}(T=2,3)$ (Dantas informação oral) entre -0,78 e -3,08 (figura 3.25) com TDM entre 2,63 e 3,03 Ga.. Nd isotópico da Formação Ticunzal apresenta variação entre 0,5112 e 0,5109, indicando diferentes fonte dessas rochas.Uma do início do Arqueano 3,0 Ga e uma do final do Arqueano 2,6 Ga.

Suite Aurumina: Na tabela 3.3 pode-se observar que as razões de $^{147}Sm/^{144}Nd$ variam de 0,968 a 0,1191, os valores da Suite Aurumina têm $\epsilon_{Nd}(T=2,15)$ entre -0,78 e -3,08 (figura 3.25) e TDM entre 2,24 e 2,63 Ga.. O Nd isotópico da Suite Aurumina apresenta pouca variação entre 0,5116 e 0,5112, indicando similaridades da fonte dessas rochas.As fácies Au2 e Au3 apresentam fontes paleoproterozoicas com idade TDM entre 2,3 e 2,5 Ga, enquanto a fácies Au4 apresenta fonte arqueana com 2,6 e paleoproterozoica com idades entre 2,2 e 2,4.

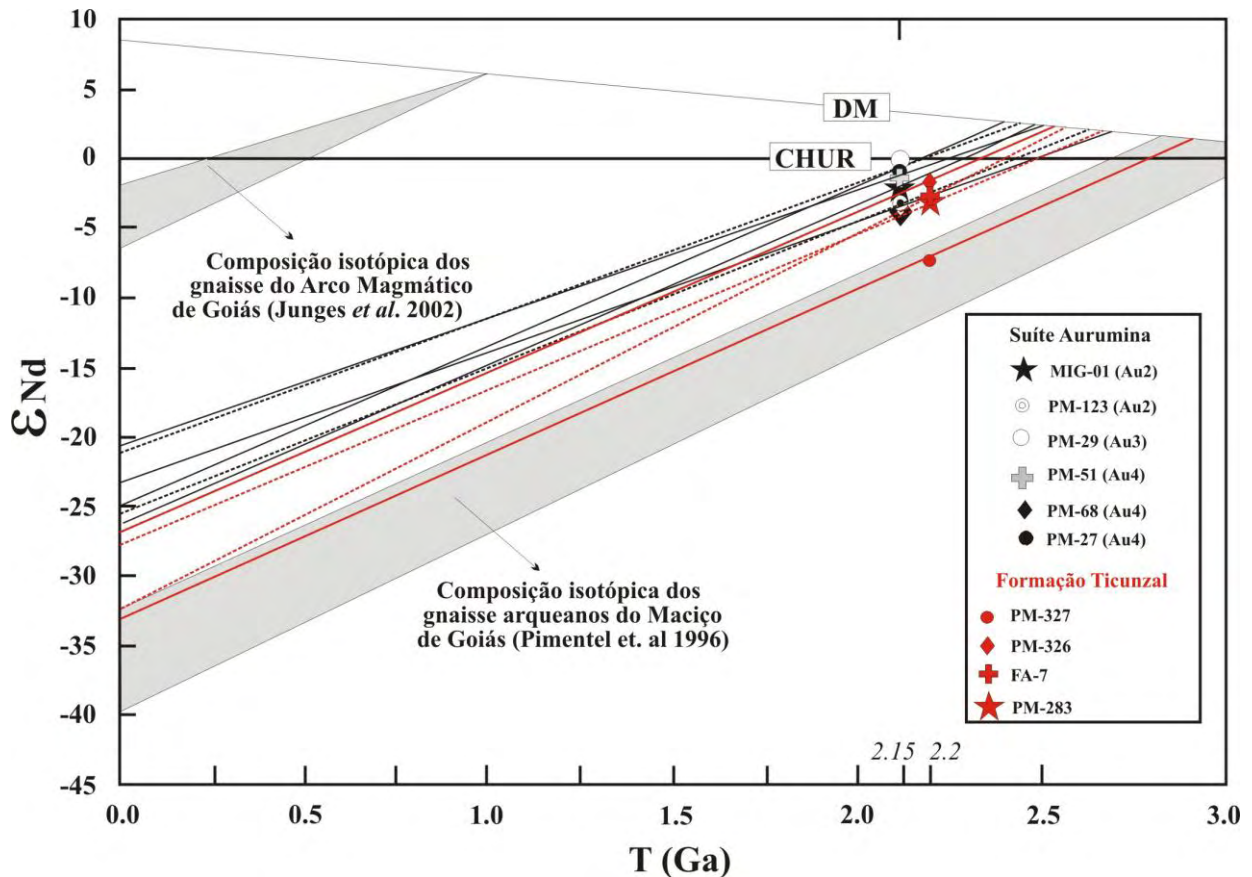


Figura 3.25- Diagrama de evolução isotópica de Nd para as rochas da Suíte Aurumina. Os campos composicionais do Arco Magmático de Goiás e do Maciço de Goiás são destacados em cinza

3.6 –Discussões

No sul do Tocantins as rochas gnáissicas, anteriormente englobadas em um mesmo conjunto, denominadas de Complexo Granito-Gnáissico, Complexo Basal Goiano e Formação Cachoeira das Éguas, foram, neste trabalho, individualizadas em: i) paragneisses intercalados por xistos grafitosos da Formação Ticunzal. ii) granito gnaisses miloníticos da Suíte Aurumina,

A Formação Ticunzal foi considerada a unidade mais antiga da região, com base em critérios de relação de contato, pois é englobada pela Suíte Aurumina.

Dessa forma a deposição dos sedimentos da Formação Ticunzal ocorreu no Arqueano(?)/Paleoproterozóico Inferior. Iniciou-se com psámitos imaturos possivelmente metagrauvacas (paragneisse), sucedeu para o topo para pelitos carbonosos (xistos) imaturos, em uma bacia sedimentar euxínica, que possibilitaria a preservação da matéria orgânica ou outra forma de carbono presente nestes sedimentos.

Ocorre uma variação lateral na estratigrafia (figura 3.26), na qual apresenta espessuras distintas para cada região. Na porção oeste da área ocorre espessura de 800 metros enquanto na porção leste não ultrapassa de 100 metros, enquanto na região de Cavalcante-Nova Roma pode atingir até 1000 metros, refletindo assim a paleogeografia da bacia.

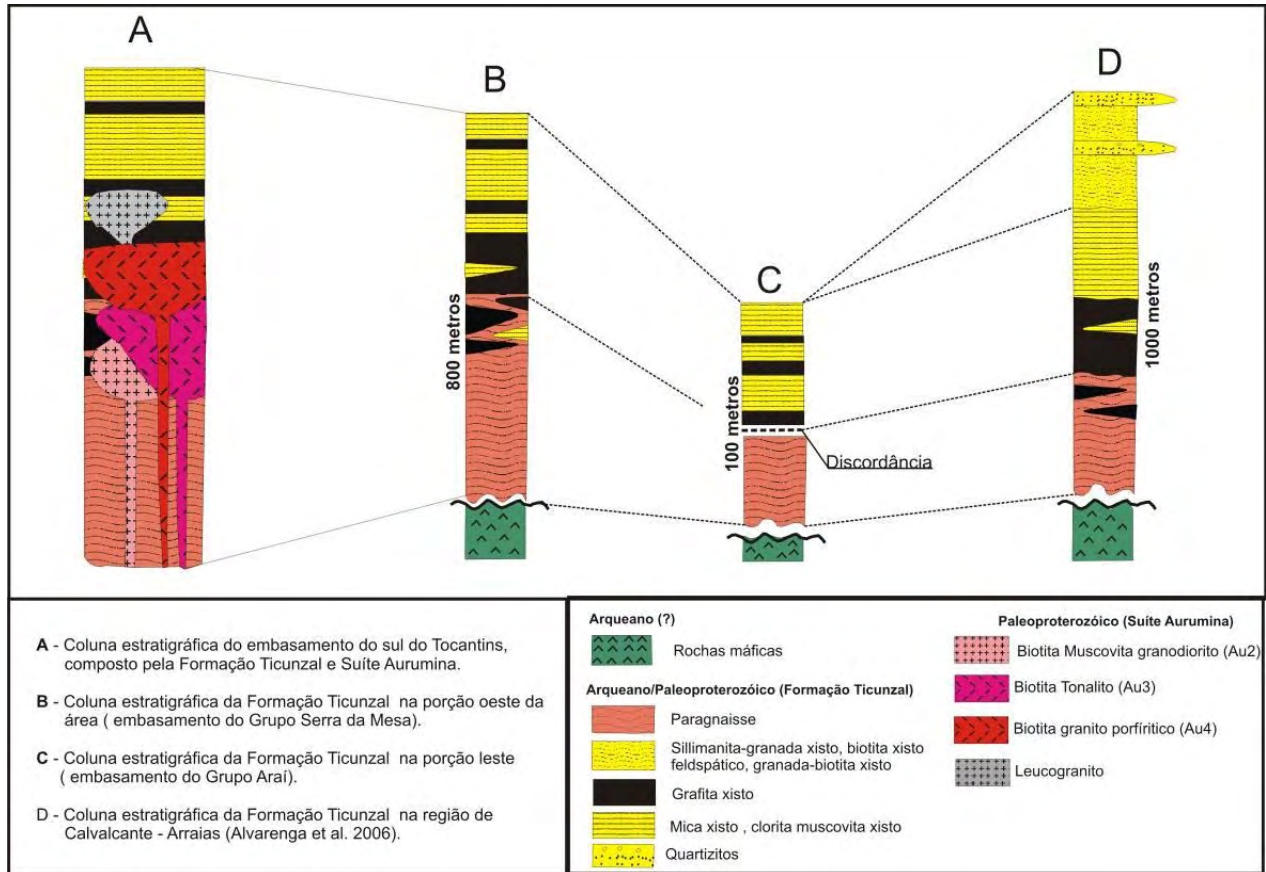


Figura 3.26 – Coluna estratigráfica do embasamento da área (A) e da Formação Ticunzal (B, C e D).

Os sedimentos se depositaram em uma bacia restrita, marcada por uma transgressão da base para o topo. Localmente a reativação de falhas favoreceu a deposição de quartzitos e quartzitos grossos intercalados por micas-xisto (bem representado na região de Cavalcante, Figura 3.26). A proveniência da fonte dos metassedimentos é proximal com contribuição de rochas máficas (altos valores de MgO, TiO₂ e Ni dos paragneisse) possivelmente de greenstone-belt arqueanos e TTG, com idade entre 2,6 a 3,0 Ga.

Durante o Paleoproterozóico Superior (Transamazônico) há o desenvolvimento de um ambiente colisional, responsável pela fusão de um pacote sedimentar (que gera volumoso magmatismo tipo S sin a pós-tectônico). Esta unidade ficou definida como a continuação da Suíte Aurumina definida por Botelho *et al.* (1999).

A rocha fonte dos granitos é possivelmente rochas metassedimentares da Formação Ticunzal, provavelmente originada a partir da fusão de paragneisses, que representariam grauvas, considerando os experimentos de Patiño & Dulce. 1999 (figura 3.27) e subordinamente os xistos. Os dados de Sm – Nd sobre proveniência corroboram a hipótese da fonte dos granitos ser a Formação Ticunzal, devido aos valores de ϵ_{Nd} entre -0,78 e -3,08 e idade arqueana a paleoproterozoica .

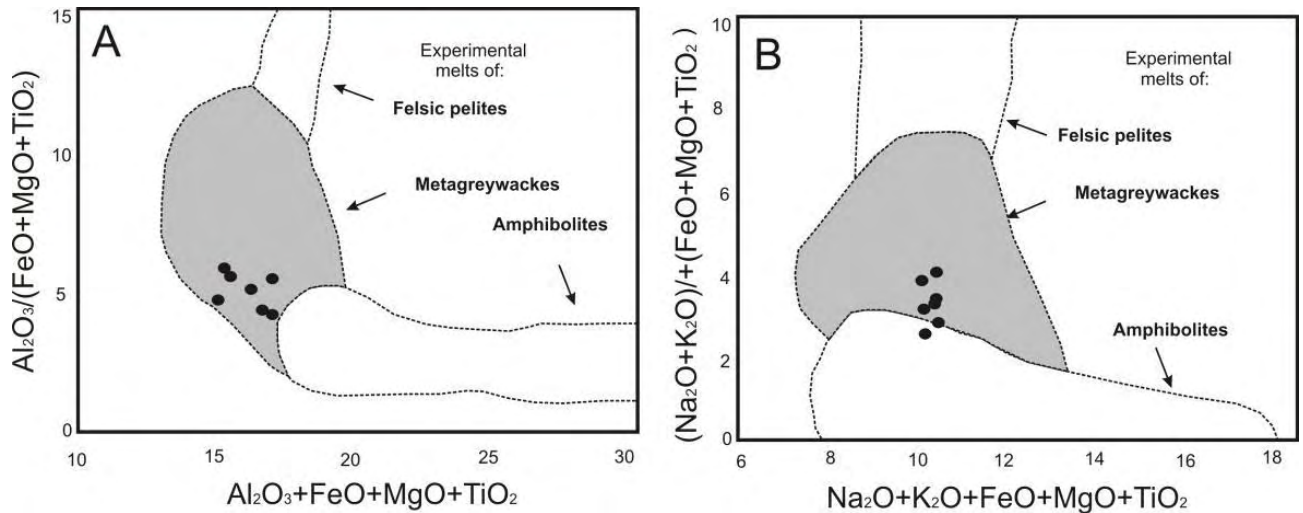


Figura 3.27 – Plotagem das amostras da Suíte Aurumina nos gráfico de (a) $Al_2O_3/(FeO +MgO + TiO_2)$ vs. $Al_2O_3+FeO+MgO+TiO_2$; (b) $(Na_2O+K_2O) / (FeO +MgO + TiO_2)$ vs. $Na_2O+K_2O+FeO+MgO+TiO_2$. Os campos delimitados são experimentos de fusão parcial desidratada, para os três tipos de fontes: anfíbolitos e metagrauwacas e pelitos félsicos, realizado por Patiño & Douce 1999.

A Suíte Aurumina foi subdividida em quatro fácies segundo critérios petrológicos e geoquímicos: Biotita–muscovita gnaisse granítico (Au_2), Biotita–gnaisse tonalítico (Au_3), Biotita granito porfírtico (Au_4) e a mais evoluída leucogranito. As fácies Au_2 e Au_3 apresentam estrutura gnáissica e migmatítica, enquanto que as fácies Au_4 e leucogranito apresentam textura ígnea preservada. Estas características podem ser explicadas no diagrama de Pearce (1984, figura 3.22), onde as fácies Au_2 e Au_3 encontram-se no campo sin-tectônico, enquanto as fácies Au_3 e Au_4 encontram-se no campo pos-tectônico, não sendo envolvidas na colisão que originou esses granitos.

Tal colisão é correlata ao Ciclo metamórfico Transamazônico, provável responsável pelo desenvolvimento da Faixa Móvel Paleoproterozóica Dianópolis-Silvânia (Delgado *et al.* 2003). Este evento teve natureza dúctil e atingiu condições de metamorfismo em fácies anfíbolito médio, evidenciado nas rochas da Formação Ticunzal e Suíte Aurumina.

Esta colisão formou dois grandes terrenos de natureza distinta, que são delimitados pela zona de Cisalhamento Paranã, de direção NW, definida por Hilary e Hasuy (1981), esta falha é bem evidenciada pelos dados gravimétricos obtidos pelos mesmos autores (Figura 28).

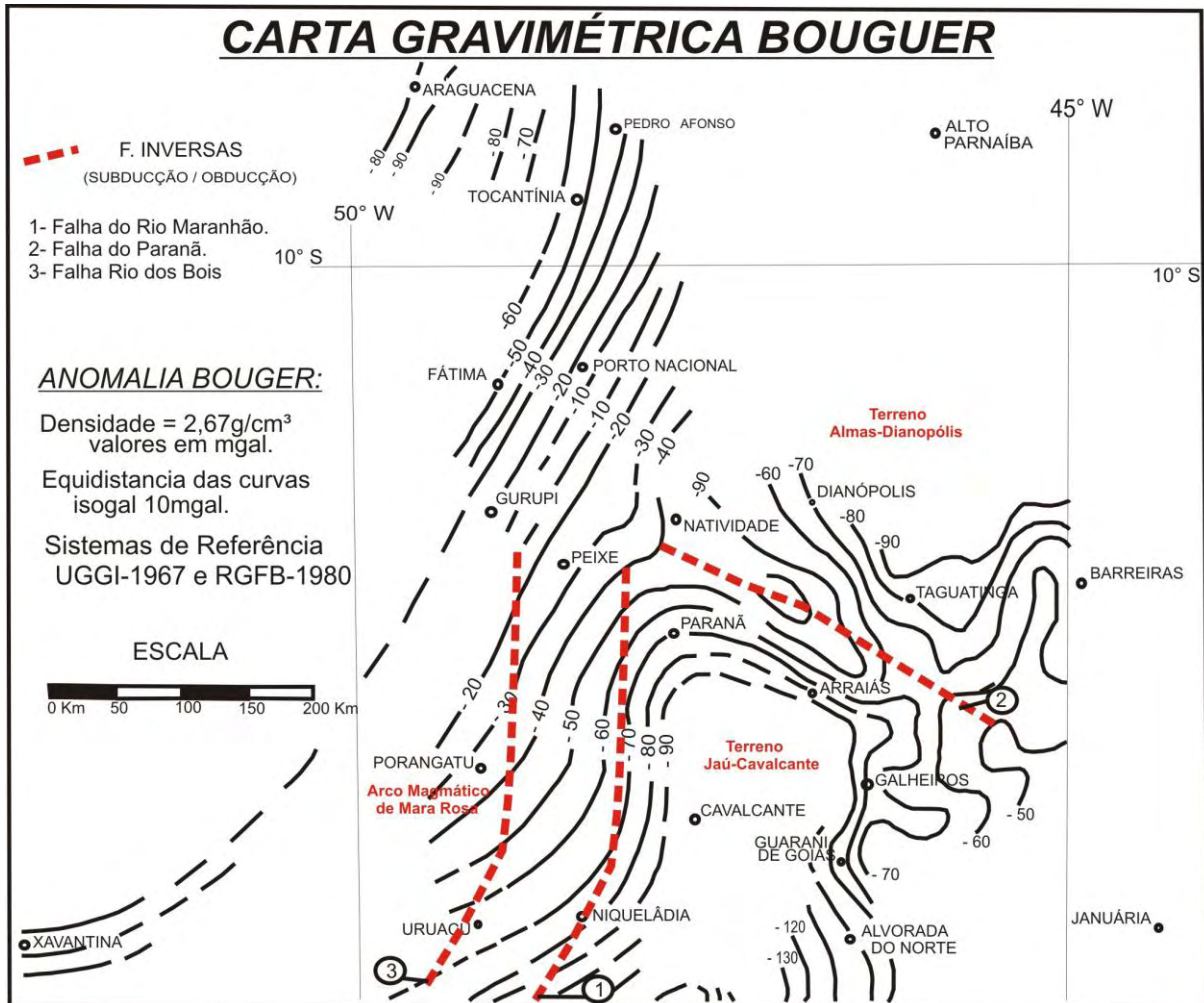


Figura 3.28 – Dados gravimétricos de Hilary e Hasui, no qual pode ser uma grande descontinuidade gravimétrica ao norte de Paranã denominada de Falha do Paranã. Esta descontinuidade delimita os terrenos Almas Dianópolis e Jaú-Cavalcante.

A denominação de Delgado (2003) que definiu todo o embasamento siálico como terreno Almas-Calvacante, torna-se desnecessária. Os autores sugerem dois tipos de terrenos distintos no Terreno Almas-Calvacante: i) um ao norte previamente definido por Cruz & Kuyumjian (1996 e 1998) composto terrenos TTG de natureza calci-alcálica (Suíte 1 e 2) e *greenstone-belt* (Riachão do Ouro) denominado Terreno Almas-Dianópolis; ii) outra ao sul composta pelos metassedimentos da Formação Ticunzal e por expressiva granitogênese peraluminosa da Suíte Aurumina, este terreno sendo denominado Terreno Jaú-Cavalcante. Substituindo antigas denominações como: Formação Cachoeira das Éguas (Marini *et al* 1978) para a Formação Ticunzal; ou denominações de Complexo Goiano Basal (Marini *et al* 1978), Complexo Rio Maranhão (Nilson 1996) e Complexo Granito-gnaíssico (Cordani & Hasui (1975).

CAPITULO 4

GEOLOGIA DOS GRUPOS SERRA DA MESA E ARAÍ NO CENTRO-SUL DO ESTADO DE TOCANTINS: DADOS ISOTÓPICOS DE C-O, Sm-Nd e ZIRCÃO DETRÍTICO

4.1 Introdução

Os grupos Serra da Mesa e Araí, no contexto da Província Tocantins, estão, respectivamente, localizados nas zonas interna e externa do segmento setentrional da Faixa de Dobramentos Brasília. Estas duas seqüências metassedimentares afloram no sudeste do estado do Tocantins e no norte do estado de Goiás, nas áreas representadas pelas Serra Dourada (Grupo Serra da Mesa), Serra do Boqueirão e Serra das Caldas (Grupo Araí).

Os metassedimentos de ambos os grupos foram depositados em ambientes continentais e plataformais, originados de *rifts* intracontinentais durante o Paleo/Mesoproterozóico, a partir de reativações de zonas de fraqueza do substrato granito-gnáissico pertencente ao Terreno Jaú-Cavalcante (ver Cap. III), originando a Bacia Araí (Schobbenhaus 1996, Pimentel *et al.* 1991, Dardenne 2000).

A correlação estratigráfica entre os grupos Serra da Mesa e Araí sempre foi objeto de controvérsia, devido ao contraste de deformação e de metamorfismo a que essas rochas foram submetidas durante o evento Brasileiro. O Grupo Serra da Mesa inicialmente foi correlacionado com o Grupo Araxá por Marini *et al.* (1978) e Fuck & Marini (1981). Posteriormente Marini *et al.* (1984), Dardenne (2000) e Marques & Dardenne (2007) correlacionaram o Grupo Serra da Mesa a Formação Traíras do Grupo Araí, devido às semelhanças litoestratigráficas observadas entre essas duas unidades.

Devido à carência de dados, paleogeográficos, estratigráficos, sedimentológicos e geoquímicos que permitam correlacionar os grupos Serra da Mesa e Araí, este trabalho apresenta dados isotópicos de C-O, Sm-Nd, e zircão detrítico, além de novas colunas litoestratigráficas para ambos os grupos.

A correlação entre estas unidades é importante para a definição da extensão do rifte Araí na Faixa Dobrada Brasília, permitindo comparações com o Grupo Natividades a evolução do Espinhaço Meridional no Estado de Minas Gerais (Uhlein & Chaves 2001) e do Espinhaço Setentrional no Estado da Bahia (Dandfer & Dardenne 2001).

4.2 GEOLOGIA DO GRUPO ARAÍ

4.2.1 Evolução do Conhecimento.

O Grupo Araí foi proposto por Dyer (1970), na porção setentrional da Chapada dos Veadeiros - GO, como uma seqüência metassedimentar apresentando intercalações de rochas vulcânicas na base.

Inicialmente, Dyer (1970) dividiu o Grupo Araí em 10 unidades compondo as formações Arraias e Traíras (Figuras 4.1 e 4.2). Na porção basal, em discordância sobre os granitos e gnaisses do embasamento, tem-se um conjunto de rochas psamíticas, com ocorrências locais de rochas vulcânicas básicas e ácidas, e intercalações de metassiltitos, com espessura total aproximada de 1.000 metros, compondo a Formação Arraias (unidades 1 a 3). Sobrepostas a Formação Arraias ocorrem rochas predominantemente pelíticas, com intercalações de rochas psamíticas e carbonáticas, depositadas em ambiente marinho, constituindo um pacote de metassedimentos, com espessura aproximada de 1.200 metros, denominado de Formação Traíras (unidades 4 a 10).

Araújo & Alves (1979) propuseram reduzir a espessura total do Grupo Araí (Figura 4.3) para 1.140 metros e a um número de 6 as 10 unidades propostas por Dyer (1970). As unidades 1, 2, e 3 basais corresponderiam à Formação Arraias, e as unidades 4, 5 e 6 no topo à Formação Traíras.

Braun (1980) reuniu as 10 unidades propostas por Dyer (1970) em vários conjuntos denominados respectivamente de Supergrupo Araí composto pelas formações Arraias e Traíras e pelos grupos Paranoá e Bambuí.

Pimentel *et al.* (1991) dataram as rochas vulcânicas (basaltos, riolitos e ignimbritos) da Formação Arraias com idade média de $1771 \pm 2\text{Ma}$, idade obtida por U-Pb em zircão. A este vulcanismo são relacionados os granitos g1 da Subprovincia do Paraná (Marini & Botelho 1986; Botelho 1992,).

Uma nova interpretação foi proposta por Dardenne *et al.* (1999) e Martins (1999), dividindo o Grupo Araí da base para o topo em:

- i) Megasequência Continental (Formação Arraias) composta pela seqüência *Pré-rift*, com sedimentação fluvial e eólica e pela Seqüência *Rift* com sedimentação fluvial-aluvial associada a vulcanismo máfico e ácido.
- ii) Megasequência Transicional-Marinha (Formação Traíras) ou apenas Seqüência Marinha pós-*rift* com sedimentação em plataforma(s) marinha(s) rasa(s).

As relações de contatos das rochas do Grupo Araí com as rochas da Formação Ticunzal, Suite Aurumina e os granitos g1 da PEG são erosivas. Com as unidades superiores do Grupo Paranoá o contato é de inconformidade angular e erosiva (Fuck *et al.* 1988).

Nas unidades do Grupo Araí, o metamorfismo varia de anquimetamorfismo a fácies xisto verde baixo, no qual podem ainda ser reconhecidas estruturas primárias (Dardenne 2000).

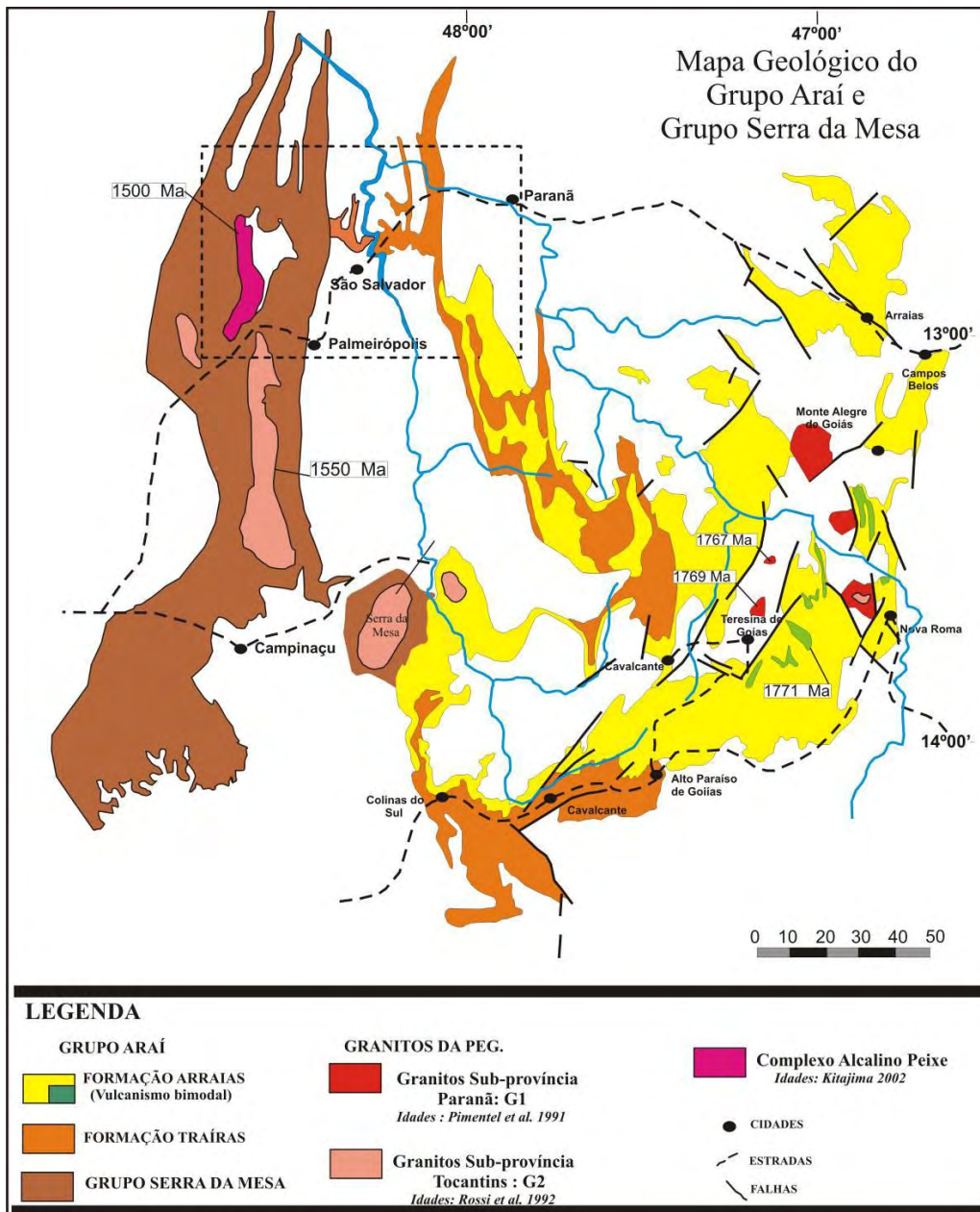


Figura 4.1 - Mapa geológico simplificado da região de ocorrência dos grupos Araí e Serra da Mesa. Os granitos da PEG (Província Estanífera do Goiás) possuem duas idades distintas: sendo representados pelos granitos g1 e g2. O primeiro grupo apresenta idade de 1,77 Ga e o segundo idade de 1,58 Ga.

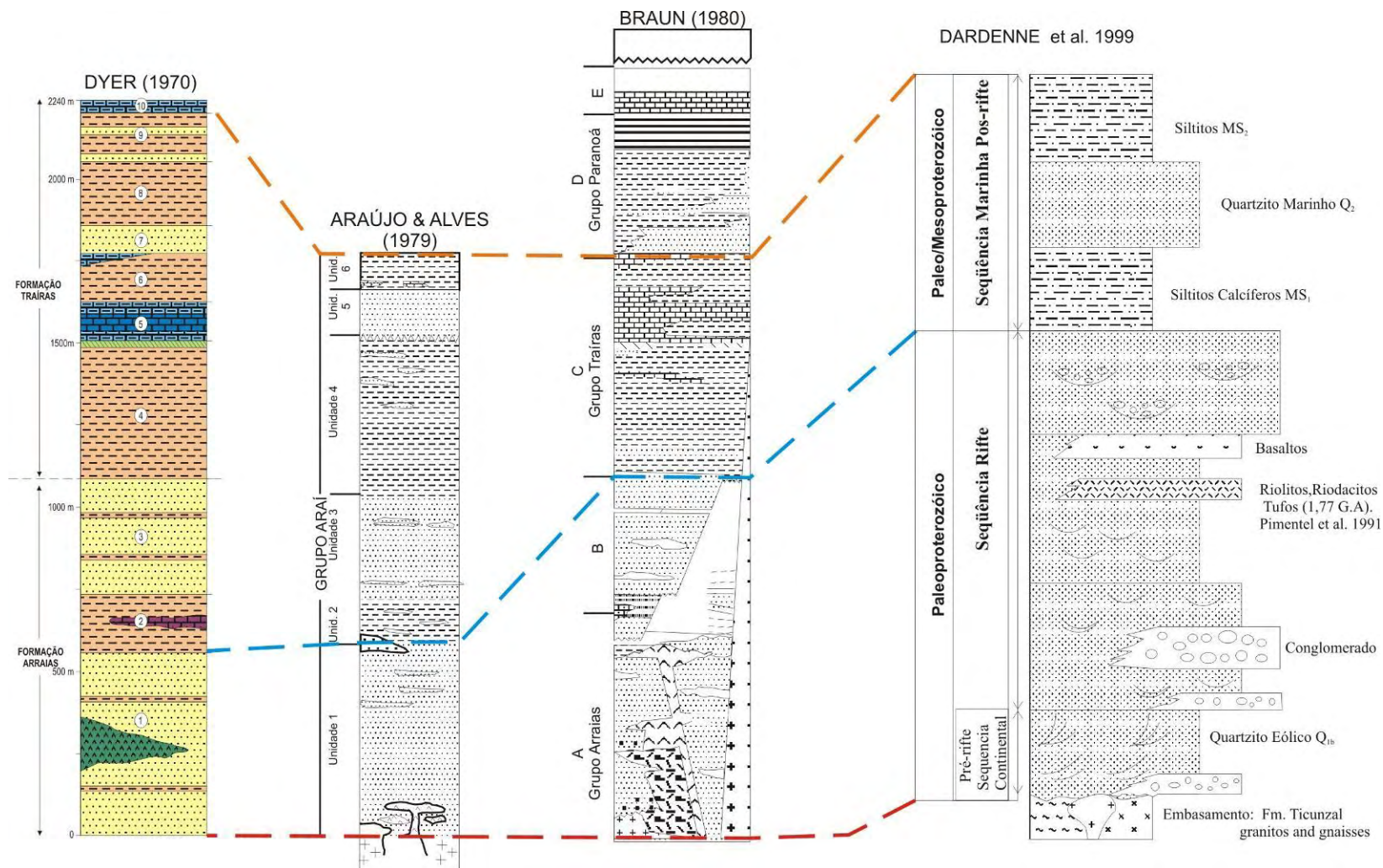


Figura 4.2 - Correlação das colunas estratigráficas propostas pelos autores citados para o Grupo Araí. A linha azul separa a Formação Arraias da Formação Traíras e a linha vermelha separa o Grupo Araí do embasamento do Grupo Paranoá.

4.2.2 Litoestratigrafia no sul do Tocantins

Como referência litoestratigráfica foram utilizadas as classificações de seqüência proposta por Krapez (1996), Martins-Neto (2000), Catuneanu (2003) e Catuneanu *et al* (2005), para classificar as etapas maiores da evolução da bacia Araí.. A tabela 4.1 resume as principais subdivisões utilizadas no texto.

Tabela 4.1 – Hierarquia de unidades tectono-estratigráficas

	Limites	Definição	Unidades deste trabalho
Megasequência	1º ordem	Assembléias depositadas sobre a influência de um regime tectônico	Grupo Araí
Supersequência	2º ordem	Assembléias representando diferentes mecanismos de subsidência , mas ligadas a um regime tectônico.	Estágios pré-rift, sin-rift, transicional e pós-rift ou flexural
Tectonosequência	3º ordem	Assembléias representando sistemas deposicionais ligados a um estagio de subsidência	Unidades A1, A2 ,A3 ,A4 ,A5 ,A6 e A7.

Desta forma o Grupo Araí representa uma Megasequência de 1º ordem composta da base para o topo:

A) Superseqüência pré-*rift* foi dividida em 2 tectonosequências informalmente denominadas de unidades A1 e A2: i) a Unidade A1 composta por conglomerados polímiticos; ii) a unidade A2 composta por quartzitos eólicos e conglomerados oligomíticos

B) Superseqüência sin-*rift* que apresenta apenas a Unidade A3, esta é composta por metapiroclásticas líticas. As supersequências pré-rift e sin-rift compõem a Formação Arraias.

C) A Superseqüência Transicional foi dividida em duas diferentes unidades denominadas de Unidades A4 e A5. i) a Unidade A4 é composta por uma intercalação de quartzitos, conglomerados oligomíticos e localmente metarcóseos e ii) a Unidade A5 é composta por quartzitos, metapelitos e subordinadamente conglomerados oligomíticos

D) A Seqüência pós-*rift* ou flexural que compõe a Formação Traíras foi dividida em duas unidades A6 e A7: i) Unidade A6 consiste de um quartzito basal sucedido por calcixistos e filitos com lentes de mármore impuros e quartzitos e ii) Unidade A7 consiste de um quartzito sucedido de filitos e magnetita filitos, com lentes de mármore impuros. Em direção ao topo passa para um ritmito carbonoso e filitos com lentes de mármore puros.

As unidades descritas não correspondem a um empilhamento estratigráfico rigoroso, podendo apresentar variações laterais que ilustram a imbricação e a interdigitação das fácies sedimentares de cada ambiente. A sucessão litoestratigráfica tipo do Grupo Araí está representada na Figura 4.3, e a distribuição espacial destas unidades está representada na Figura 4.4

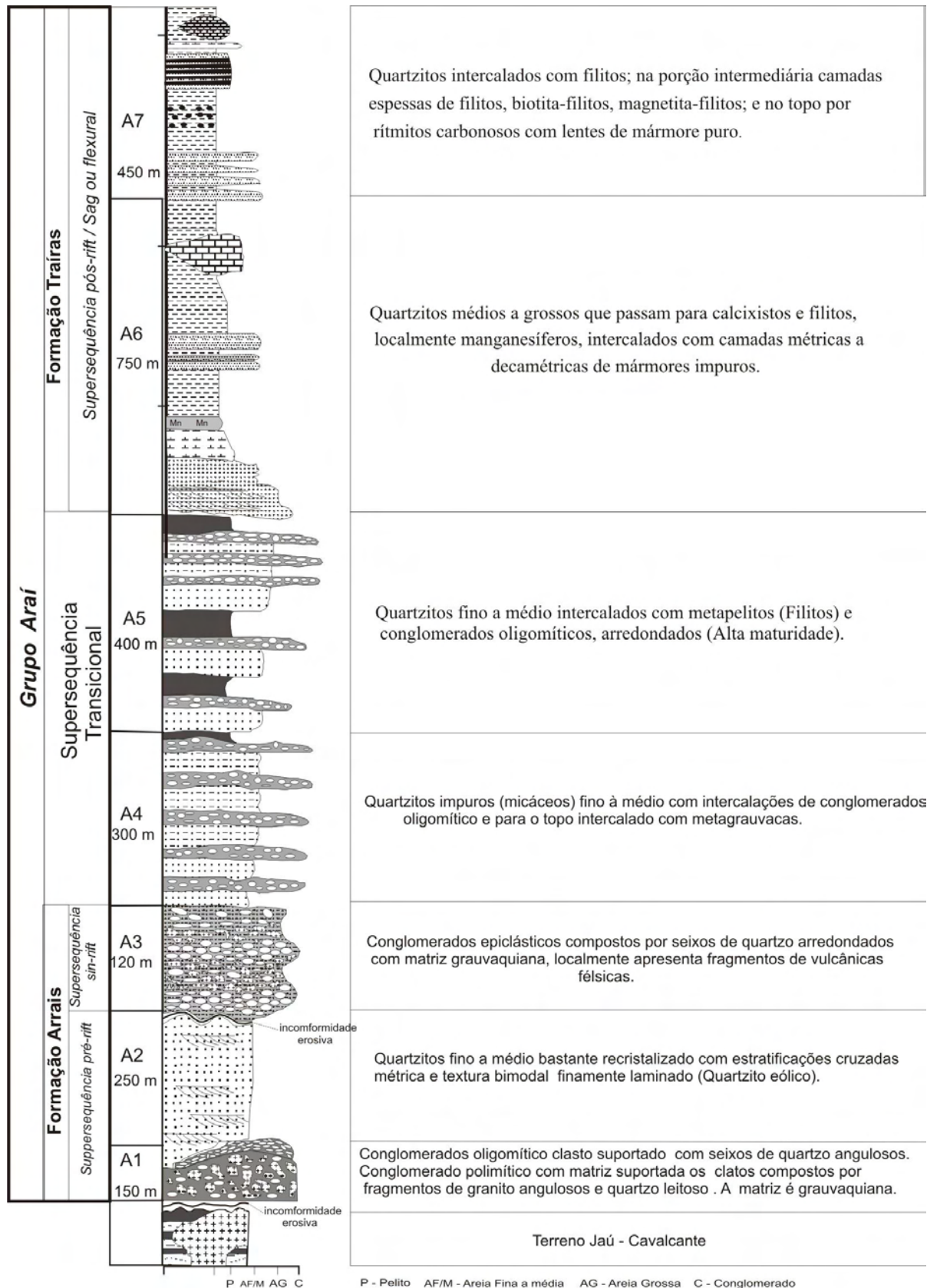


Figura 4.3 - Coluna litoestratigráfica do Grupo Araí no sul do Tocantins. A espessura média deste grupo é de 2420 metros

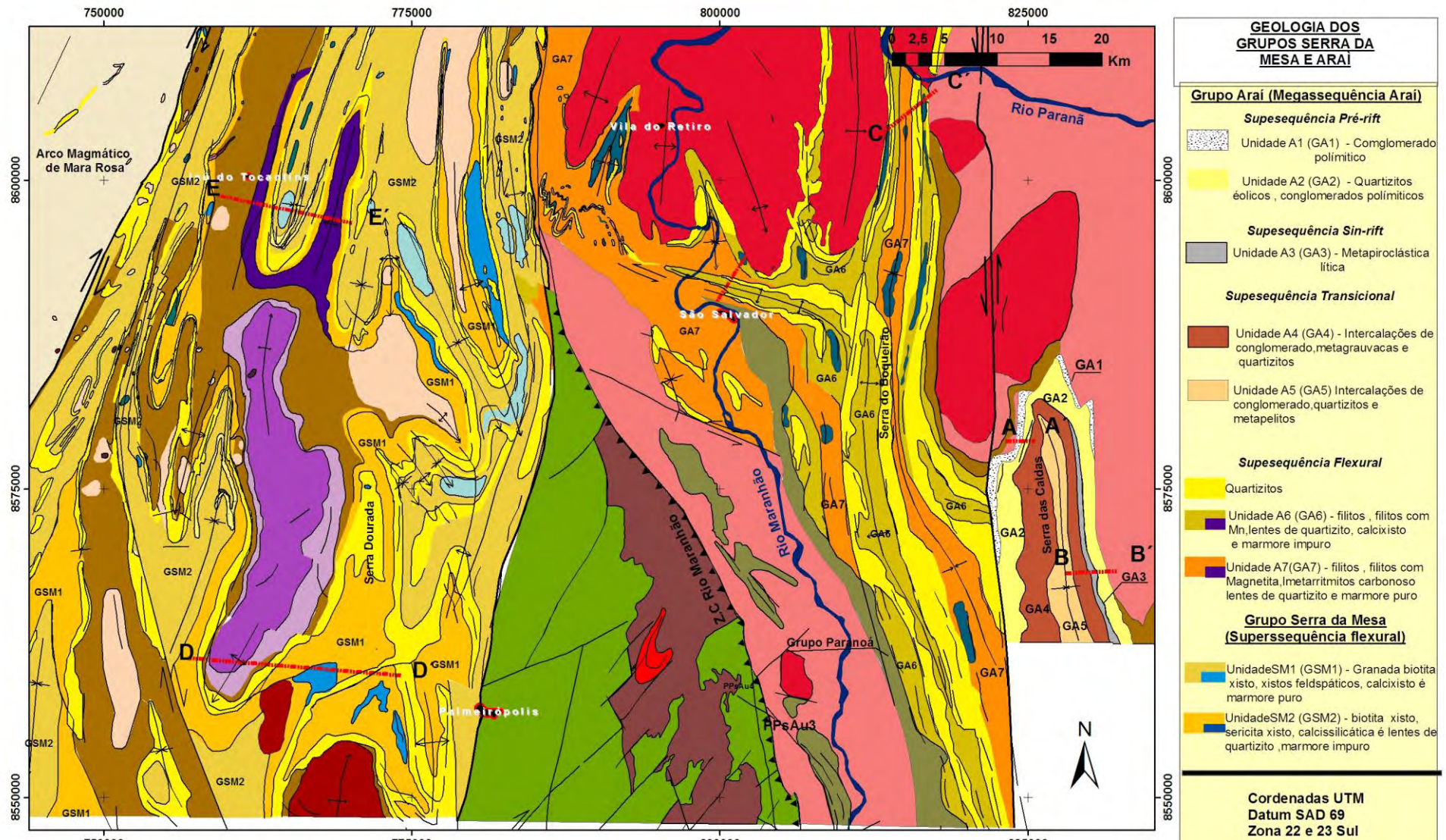


Figura 4.4 - Distribuição das unidades dos grupos Araí e Serra da Mesa. Os perfis A-A', B-B', C-C', D-D' e E-E' estão apresentados em figuras ao longo do texto.

Na deformação do Brasiliano essas rochas foram submetidas a metamorfismo de fácies xisto verde baixo, formando grandes dobras abertas, representadas na área pelos *sinclinorium*s Boqueirão e Caldas (Figura 4.4). O grau de deformação aumenta nas proximidades da Falha Rio Maranhão, onde podem ser observados xistos miloníticos

4.2.2.1 Formação Arraias (Supersequências pré-rift e sin-rift)

A seção tipo desta unidade, com espessura estimada de 520 m, ocorre na tanto na borda leste como a oeste da Serra das Caldas (Figura 4.5).

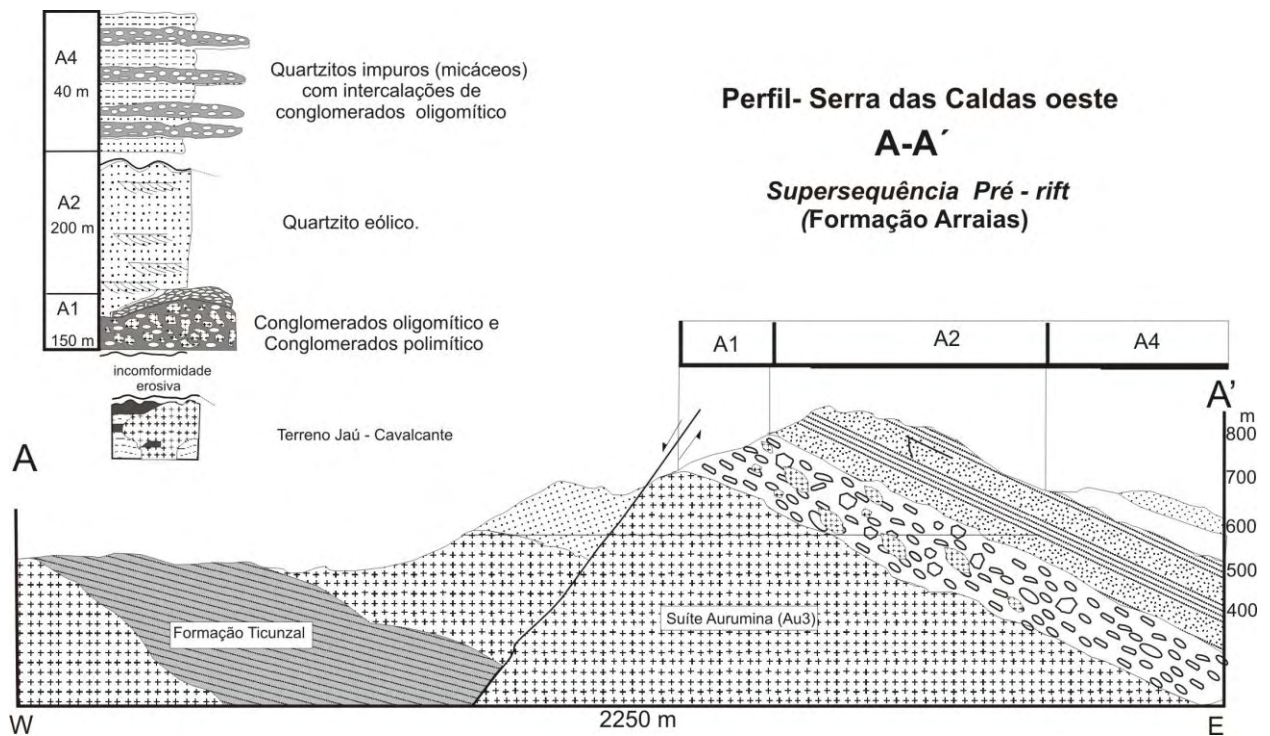


Figura 4.5 – Perfil oeste das Serra da Caldas, seção-tipo das unidade A1 e A2.

Unidade A1

É representada por metaconglomerado polimítico matriz suportado (Figura 4.6) ou clasto suportado mal-selecionado, com clastos de granitos da Suíte Aurumina, de quartzo leitoso e de quartzitos alongados e arredondados de diferentes tamanhos (2 a 40 cm).

A matriz apresenta composição grauvaquiana pelítica, possivelmente representando uma "farinha do embasamento". O contato da Unidade A1 com o embasamento é erosivo, marcado pelos fragmentos do embasamento nos conglomerados. A espessura média da Unidade é de 150 metros.



Figura 4.6 - Metaconglomerado polímitico matriz suportado com fragmentos de biotita granito e clastos de quartzito arredondados.

Unidade A2

São os quartzitos que sustentam o alto topográfico da Serra das Caldas (Figura 4.7A). São ortoquartzitos brancos micáceos de granulação fina a média, muitas vezes recristalizados. Apresentam estrutura laminada (Figura 4.7B), estratificações cruzadas tabulares de grande porte (Figura 4.7C) e bimodalidade granulométrica (Figura 4.7D), na qual os grãos geralmente bem arredondados e esféricos ocorrem em lâminas muito bem selecionadas.

Localmente apresenta camadas métricas de quartzitos conglomeráticos, clasto-suportados no quais os clastos de quartzito são bem selecionados.

O contato da Unidade A2 com Unidade A1 é concordante brusco ou com rápida interdigitação. A espessura média da Unidade é de 250 metros

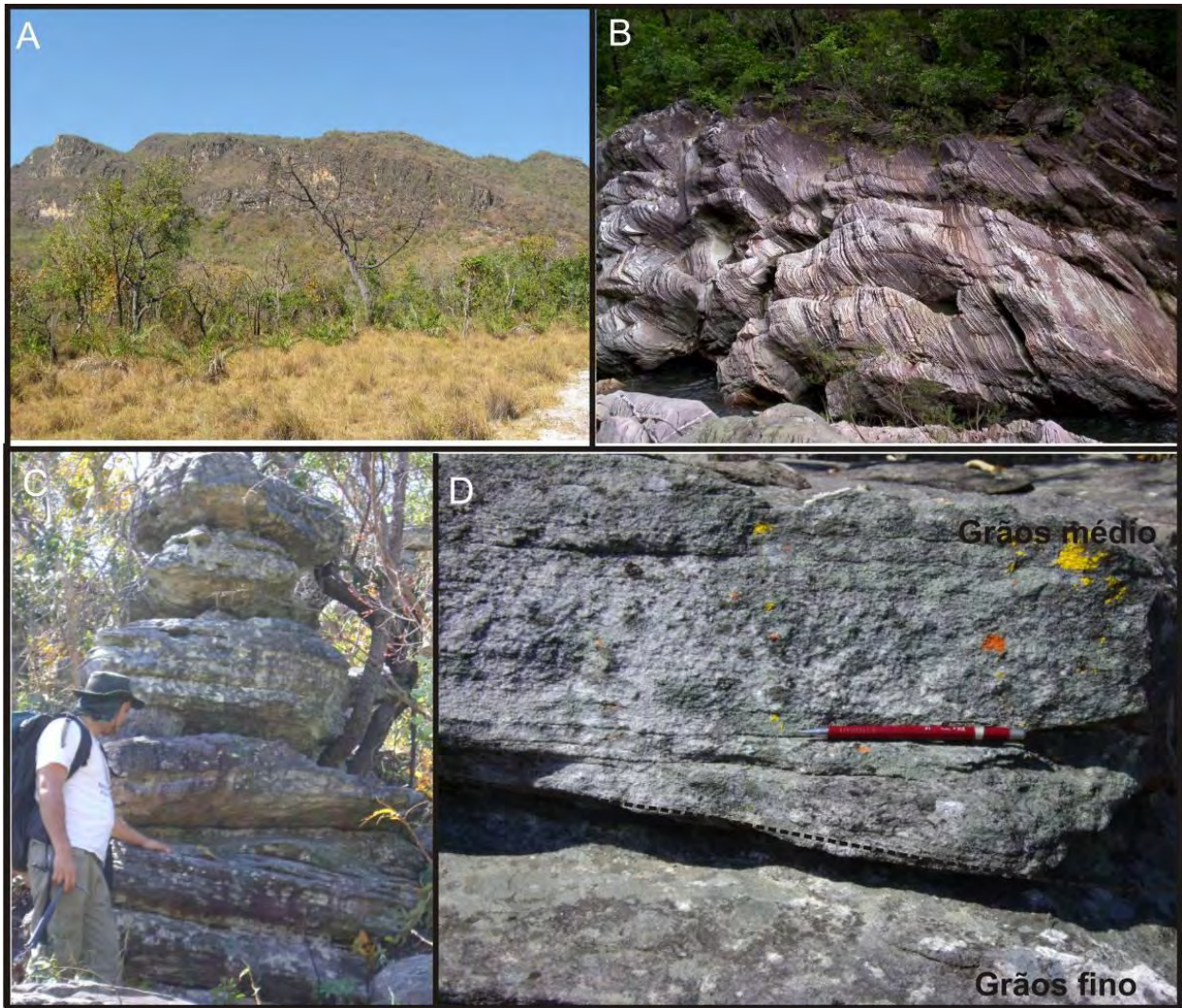


Figura 4.7 - **A.** Serra das Caldas onde o topo é marcado pelos quartzitos da Unidade A2; **B.** Quartzitos finos com laminação; **C.** Estratificações cruzadas de grande porte; **D.** Bimodalidade granulométricas apresentando grãos médios e finos.

Unidade A3

A supersequência *sin-rift* é representada por rochas piroclásticas líticas da Unidade A3. São conglomerados matriz suportados, mal selecionados que apresentam fragmentos líticos de todas as dimensões, desde milimétricos a métricos (Figura 4.8), de natureza distinta, com rochas vulcânicas e sedimentares (Figura 4.9). Os fragmentos de rochas vulcânicas são representados por riolitos e dacitos, e os de rochas sedimentares compostos principalmente por quartzitos que podem ser angulosos e arredondados.

A matriz, extremamente quartzosa, contém ainda muscovita, K-feldspatos além de zircão e óxidos como acessórios. Foi possível observar quartzo azul elucidando o caráter vulcânico desta unidade.



Figura 4.8 - Afloramento das rochas metapiroclásticas líticas onde podem ser observados fragmentos de diferentes dimensões e natureza.



Figura 4.9 Bloco de rocha piroclástica lítica com fragmentos de riolito e de quartzito mal selecionados.

A relação de contato da Unidade A3 com a Unidade A2 é erosivo, marcado pelo retrabalhamento do material psamítico da Unidade A2. A associação deste vulcanismo com as rochas graníticas da

Província Estanífera do Goiás não é clara, devido à falta de dados. A espessura média desta unidade é 120 metros

Sistemas Depositionais

Os processos sedimentares da Formação Arraias podem ser divididos da seguinte forma: seqüência pré-*rift* com as Unidades A1 e A2 e a seqüência sin-*rift* com a Unidade A3. Resumidamente, os processos podem ser descritos como: i) Unidade A1 representa sistemas fluviais entrelaçados e possivelmente leques aluviais formados por falhamentos. Os conglomerados polimíticos representam um processo deposicional do tipo fluxo de detritos e o conglomerado oligomítico um processo deposicional do tipo fluxo de tração; ii) Unidade A2 representa quartzitos eólicos depositados em ambientes do tipo dunas e interdunas e as fácies de quartzitos conglomeráticos representam depósitos episódicos fluviais de rios entrelaçados ou de leques aluviais que ocorram neste ambiente desértico; iii) O processo de abertura do rifte se intensifica e ocorre o vulcanismo félsico e sedimentação epiclástica associada a Unidade A3. Essas rochas ilustram o caráter explosivo do vulcanismo e sublinham provavelmente as principais falhas que serviram de condutos ao mesmo vulcanismo.

4.2.2.2 Sequência Transicional

A seção tipo desta seqüência ocorre na borda leste da Serra das Caldas (Figura 4.10). Com uma espessura estimada de 700 metros, apresenta as seguintes unidades:

Unidade A4

Composta por intercalações métricas a decamétricas de quartzitos com conglomerados oligomíticos. Para o topo da Unidade ocorrem intercalações de metarcóseos com conglomerados oligomíticos e grauvacas. Os litotipos podem ser descritos como:

- i) Os quartzitos são brancos, finos, bastante recristalizados, micáceos. Apresentam laminação plano-parallel, e eventualmente estratificações cruzadas
- ii) Os metaconglomerados oligomíticos são clasto-suportados, eventualmente matriz suportados. Os clastos de quartzito são grandes (de 5 a 20 cm), arredondados e alongados (figura 4.11). A matriz é essencialmente composta por quartzo de granulação média a grossa. Podem apresentar estruturas do tipo corte e preenchimento.
- iii) Os metarcóseos e metagrauvas são, em geral, de granulação média e coloração branca acinzentada (Figura 4.12). Apesar da deformação, o acamamento sedimentar está preservado. A foliação S_n é paralelo a S_0 e marcada por micas.

A unidade A4 apresenta contato normal ou erosivo com as Unidades A3 e A2 da Formação Arraias. Cada litotipo apresenta, em média, 50 metros de espessura, intercalações rítmicas, com predomínio dos conglomerados. A unidade como um todo apresenta espessura de 300 metros.

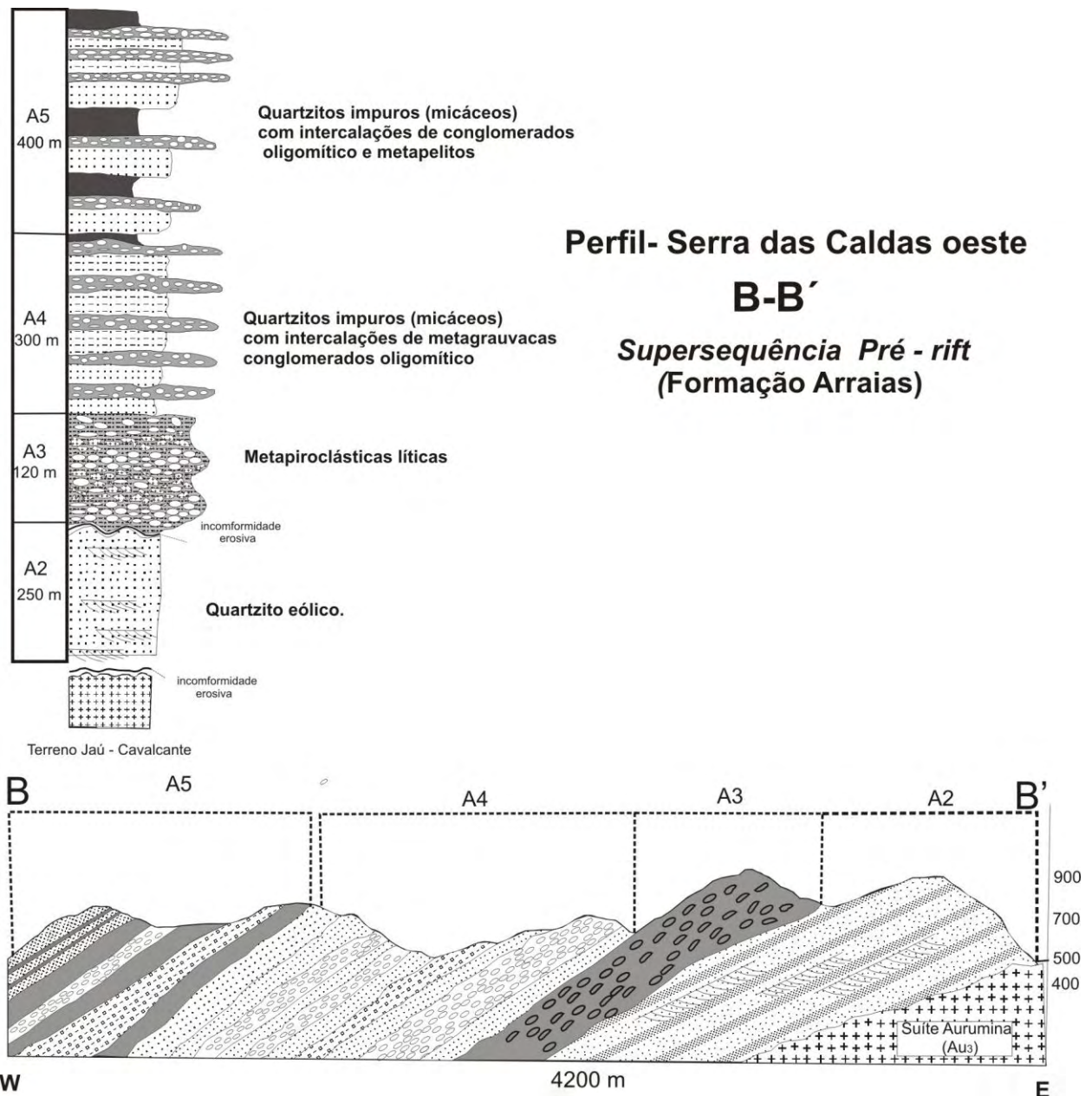


Figura 4.10 – Perfil leste da Serra das Caldas, seção-tipo das unidade A2 e A3 da Formação Traíras e A4 e A5 da supersequência Trasicional.



Figura 4.11 - Conglomerado oligomítico matriz suportado, onde pode ser observada a alta maturidade dos clastos de quartzito.



Figura 4.12 - Afloramento de metagrauvaca foliada onde podem ser observados grãos de feldspato.

Unidade A5

Assim como a Unidade A4 é composta por uma sequência rítmica. Esta unidade compreende uma sucessão de intercalações métrica a decamétrica de quartzitos, metarcóseos, conglomerados oligomíticos e metapelitos, onde predominam metapelitos e quartzitos. Os conglomerados e metarcóseos são subordinados. Os litotipos podem ser descritos como:

- i) Os metarcóseos são em geral de granulometria média e coloração acinzentada. São apenas camadas centimétricas em meios aos conglomerados
- ii) Os conglomerados oligomíticos são clasto suportados, sendo compostos por clastos de quartzito que não passam de 5 cm (Figura 4.13), bem diferentes dos conglomerados da Unidade A4.
- iii) Os metapelitos ocorrem como camadas métricas ou como intercalações métricas a centimétricas entre os conglomerados (Figura 4.14).
- iv) Os quartzitos são brancos, finos, silicificados. Apresentam laminação plano-paralela e estratificações cruzadas (Figura 4.13). A espessura das camadas aumenta para o topo.



Figura 4.13 - Intercalação métrica de quartzitos finos e conglomerados oligomíticos da Unidade B2. Notar a estratificação cruzadas no quartzito.



Figura 4.14 - Intercalação centimétrica de conglomerado oligomítico e metapelito.

A Unidade A5 apresenta contato normal com a Unidade A4. Os litotipos não apresentam espessura maior do que 10 metros com intercalações rítmicas entre todos os conjuntos individuais. No topo da unidade predomina uma camada única de quartzitos com espessura superior a 100 metros. A unidade como um todo apresenta 400 metros de espessura.

Sistemas Depositionais

As unidades A4 e A5 representam um sistema de transição de ambientes continentais para uma plataforma marinha onde são depositados sedimentos com maturidade mineralógica variável. Neste contexto é possível identificar depósitos de praias arenosas, praias de cascalhos (*storm beach*), possíveis deltas, além de depósitos de planície de maré.

A energia de deposição era variada, comum a estes sistemas, permitindo a formação das estruturas observadas em campo, como paleocanais, estruturas de corte e preenchimento, e acamamento gradacional normal, representando em conjunto uma associação de fácies transicionais.

O predomínio de fácies pelíticas na Unidade A5 em relação à Unidade A4 pode ser explicado pela subsidência da bacia e o início do predomínio das fácies marinhas na Bacia Araí, provavelmente já em um contexto de baixios de marés.

4.2.2.3 Formação Traíras (Sequência Pós-rift ou flexural)

A seção tipo desta formação ocorre ao longo da rodovia que liga Palmeirópolis a Jaú do Tocantins, a qual corta a Serra do Boqueirão (Figura 4.15) e no perfil da Fazenda Cachoeira. Apresenta uma espessura estimada de 1200 metros. A Formação Traíras é composta pelas seguintes unidades:

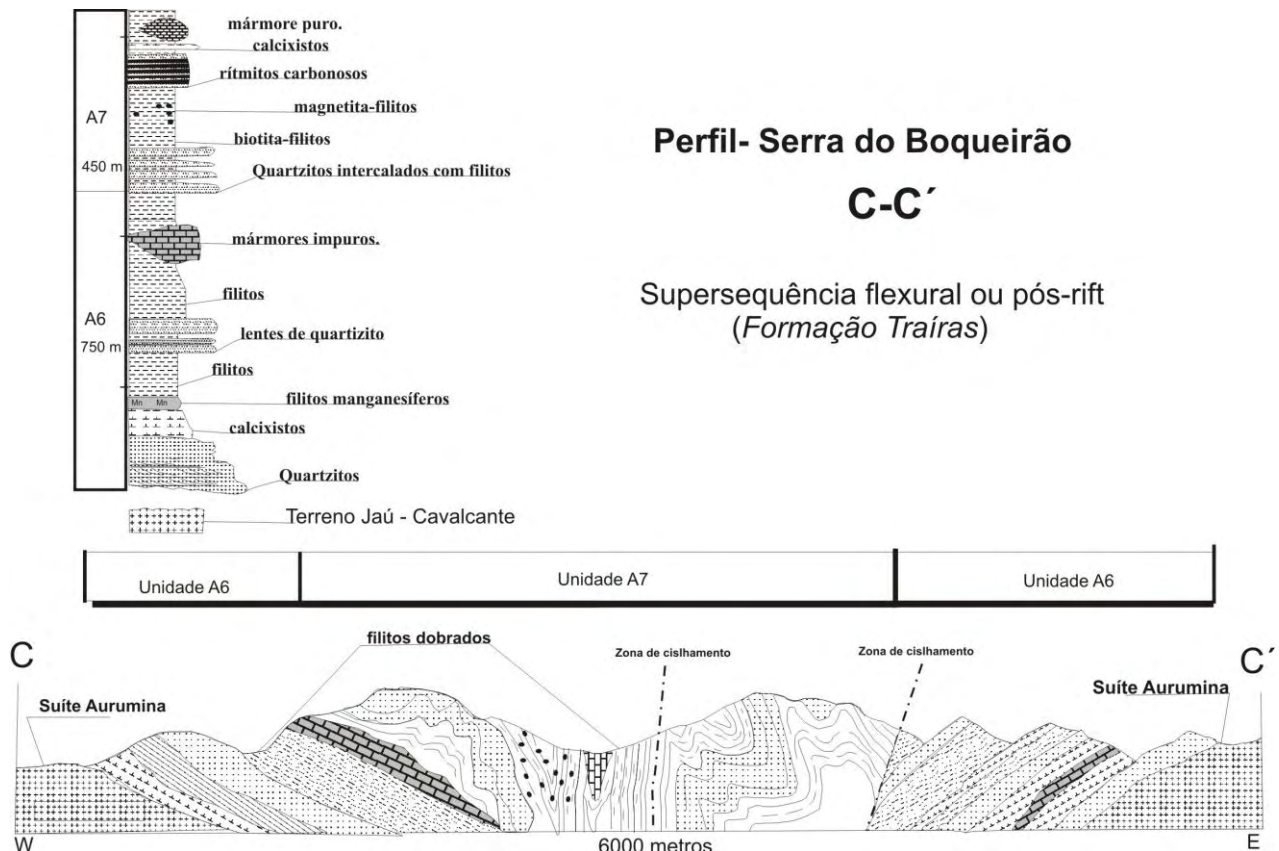


Figura 4.15 – Perfil da Serra do Boqueirão, seção-tipo das unidades A6 e A7.

Unidade A6

É composto na porção basal por quartzitos médios a grossos que passam para calcixistos e filitos, localmente manganésíferos, intercalados com camadas métrica a decamétrica de mármore impuros.

i) Quartzitos: representam as cristas alinhadas da Serra do Boqueirão. São quartzitos médios, puros e maciços, intercalados com quartzitos estratificados, micáceos e finos. Uma feição constante é a ampla silicificação (Figura 4.16A) e, quando em contato com o embasamento, o caráter milonítico (Figura 4.16B).



Figura 4.16 - **A.** Quartzitos médios, maciço e bastante recristalizado. **B.** Quartzitos miloníticos em contato com o embasamento.

As observações em campo e em seções delgadas indicam que os quartzitos são mineralogicamente maduros, com, no máximo, 5% de feldspato. Além do quartzo e do feldspato ocorrem óxidos, zircão e turmalina. A forma original dos grãos não pode ser observada em função do grau de metamorfismo a que o conjunto foi submetido, onde a recristalização e aspecto de contatos em junções tríplices obliteram totalmente as feições primárias.

ii) Calcixistos e Filitos: são as rochas predominantes, sendo encontrados clorita filitos, quartzofengita filitos, e calcifilitos. Os calcifilitos ocorrem nas proximidades dos contatos com as lentes de mármore, e representam as faixas de interdigitação entre a sedimentação pelítica e carbonática, sendo interpretados como metamargas. Podem ocorrer camadas métricas de quartzito nos filitos.

Por se tratar de rochas de comportamento reológico mais plástico com relação aos demais metassedimentos (quartzitos e mármore), os filitos mostram padrão de dobramento apertado, marcado por dobras isoclinais (Figura 4.17A) ou inclinadas com caimento (Figura 4.17B)

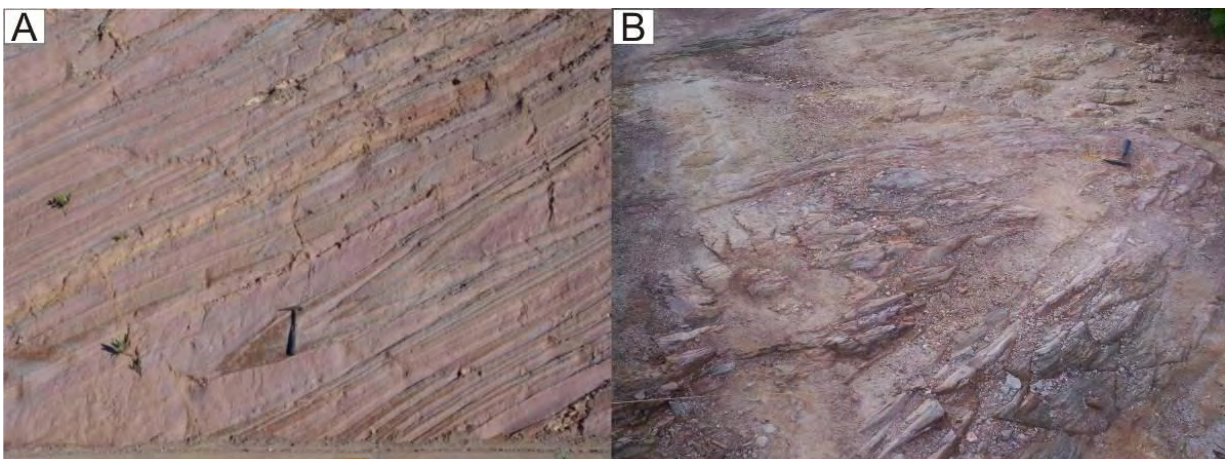


Figura 4.17- Afloramento de filitos alterados com os padrões de dobramentos: **A.** Dobras isoclinais recumbentes, **B.** Dobras inclinadas com caimentos de eixo sub-horizontal.

iii) Mármore impuros: ocorrem como lentes (Figura 4.18A), com espessura não superior a 120 metros e dimensão lateral de até 3 quilômetros, com relevo ruiniforme (Figura 4.18B) que se destaca na paisagem. São representados por duas sub-fácies: mármore maciço e mármore bandado.

A sub-fácies maciça é representada por mármore de textura sacaroidal (com cristais de carbonatos de 0,2 a 0,5 cm) e com textura granoblástica típica. Foram observadas composições dolomíticas e calcíticas, entretanto as fácies calcíticas predominam amplamente.

Os mármore bandados (Figura 4.18C) são caracterizados pela presença freqüente de lâminas de até 1 centímetro de espessura, ricas em clorita e mica branca, intercaladas com camadas onde predominam os cristais de carbonato recristalizados (Figura 4.18D). Esta feição evidencia o acamamento primário desta rocha.

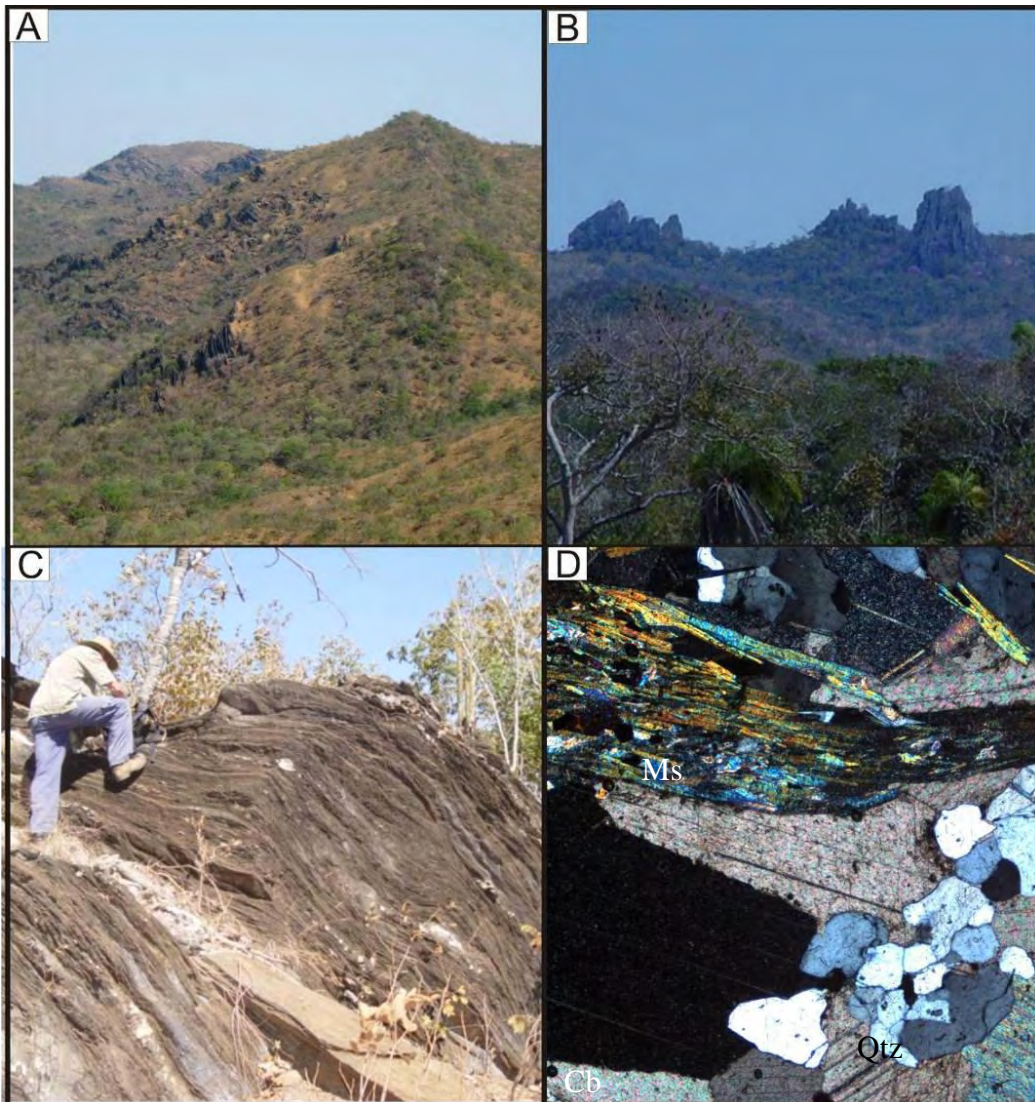


Figura 4.18 - **A.** Lente decamétrica de mármore impuro nos filitos. **B.** Relevo ruiniforme tipicamente gerado pela presença de lentes de mármore. **C.** Aspecto do afloramento de mármore bandados, onde pode ser visto observado o acamamento **D.** Foto microscópica do mármore bandado com intercalações de camada de clorita+muscovita e carbonato, localmente pode ser observado segregações de quartzo (nicol cruzado).

Essas rochas apresentam, com grande freqüência, bolsões de segregação metamórfica de quartzo leitoso, que variam de milímetros até mais de 50 cm de extensão, injetados ao longo da foliação. Essa feição resulta na transformação das rochas carbonáticas em mármore silicosos (>5% de quartzo modal).

O contato desta Unidade pode ser tectônico com embasamento ou erosivo com Unidade A5. A espessura média é de 750 metros.

Unidade A7

É composta na base por quartzitos intercalados com filitos; na porção intermediária por camadas espessas de filitos, biotita-filitos, magnetita-filitos; e no topo por um ritmito carbonoso com lentes de mármore puro.

i) Quartzitos e filitos: mostram intercalações métrica a decamétrica de quartzitos finos laminados e silicificados, com camadas métricas de muscovita-filitos (Figura 4.19). O quartzito predomina nos filitos, podendo atingir até 100 metros.



Figura 4.19 - Intercalações métricas de quartzito e muscovita-filitos, nas quais os filitos são marcados pelo aspecto avermelhado.

Diferentes dos quartzitos da Unidade A6, estes quartzitos são menos maduros e puros apresentando grande quantidade de micas, que sublinham a foliação nesta rocha. Os muscovita filitos apresentam também biotita e clorita. Quando alterados, mostram aspecto avermelhado (Figura 4.19).

ii) filitos e magnetita filitos: consistem de clorita filitos, muscovita filitos e principalmente magnetita filitos. Os magnetita-filitos apresentam magnetita na forma de cristais euédricos, de até 0,6 cm de comprimento. Estes cristais crescem na foliação sem deformá-la, mostrando que se trata de uma fase mineral pós-tectônica (possivelmente por recristalização de finos grãos de óxidos presentes no sedimento original).

iii) Metarritmito carbonoso, filitos e mármore puros: O metarritmito é uma rocha pelítica, finamente acamadada com uma alternância de camadas de coloração escura compostas por quartzo, micas e material carbonoso. As camadas de coloração clara são compostas predominantemente por quartzo e pequena quantidade de sericita na matriz. (Figura 4.20). Os metarritmitos apresentam-se fortemente

dobrados e crenulados. Essa crenulação é marcada pela intersecção do acamamento com a foliação plano axial das dobras.



Figura 4.20 - Afloramento de metarritmito ,onde pode ser observado a alternância de camadas carbonosas e outras ricas em quartzo e micas. Observar a crenulação típica desta rocha.

No topo ocorrem camadas de muscovita-filitos e biotita-filitos com pequenas lentes (no máximo 50 metros de espessura) de mármore puro. Os mármore puros são de cor cinza finamente laminados. Em lâmina os carbonatos apresentam textura granoblástica e não mais de 5% de mica, quartzo e opacos (Figura 4.21). Devido à pureza desses carbonatos foram coletadas amostras para análise isotópica de C-O (vide seção análise isotópica).

O contato desta Unidade A7 é normal com a Unidade A6. A espessura média é de 450 metros



Figura 4.21 - Foto microscópica dos mármore do topo da Unidade C2, onde pode ser observada a pureza dos carbonatos assim como a textura granoblástica. (nicóis paralelos).

Sistemas Depositionais

As unidades A6 e A7 apresentam características que permitem inferi-las como sedimentos depositados em uma plataforma marinha mista. Os quartzitos da Unidade A6 são interpretados como areias depositadas em um ambiente de plataforma externa, com eventos de tempestade que imprimiram acamamento sigmoidal e possíveis estratificações do tipo *hummocky*

Os filitos representam argilitos e siltitos depositados na mesma plataforma em condições de lâmina d'água mais profunda. Estes pelitos foram depositados em ambiente inframaré, profundo e calmo, abaixo da profundidade de onde ocorre o retrabalhamento por ondas. Paleoaltos, neste ambiente, permitiram a deposição do material carbonático e de margas que interdigitam com o material pelítico.

Uma regressão marca a passagem da Unidade A6 para a Unidade A7, na qual foi depositado novamente material psamítico, representado pelos quartzitos da Unidade A7. Porém, esse ambiente apresentava variação de energia que permitiu o desenvolvimento de ciclos de maior/menor energia e aporte de sedimentos que culminaram com a formação de sucessões de intercalação de areias com pelitos.

Uma grande transgressão ou um processo de subsidência regional marca a predominância de pelitos no topo da bacia Araí. O material pelítico apresenta variação composicional (por exemplo, pelitos ricos em ferro representados por magnetita filitos) e eventualmente associados a material carbonoso e carbonático. O controle da deposição destes materiais possivelmente ocorreu em uma bacia restrita de águas quentes e calmas, que permitiu tanto a deposição e preservação do material carbonoso como a deposição do material carbonático puro

4.3 GEOLOGIA DO GRUPO SERRA DA MESA

4.3.1 Evolução do Conhecimento.

O Grupo Serra da Mesa foi definido por Marini *et al* (1977), sendo representado por um espesso pacote de quartzitos e micaxistos com espessura média de 1850 m. O mesmo já foi correlacionado ao Grupo Araxá (Barbosa *et al.* 1969, Fuck & Marini 1981) e mais recentemente ao Grupo Araí (Marini *et al.* 1984 e Dardenne 2000).

A estratigrafia proposta por Marini *et al* (1984) é representada na base por quartzitos grossos e conglomeráticos ($\pm 80\text{m}$) passando a quartzitos finos, intercalados com muscovita xistos, os quais por suas vezes estariam em discordância sobre o embasamento. Na posição intermediária encontram-se camadas de calcixistos com lentes de mármore. Em direção ao topo pode apresentar xistos, que contêm biotita, granada e estauroлита, caracterizando assim um metamorfismo de fácies anfibólito.

Lacerda Filho. (1999) sugeriram a subdivisão do Grupo Serra da Mesa, da base para o topo, nas unidades A e B:

Unidade A - Quartzítica - é constituída de quartzitos finos a médios e biotita-quartzo xistos preservados nas cotas mais elevadas da serra. Os quartzitos possuem acamamento definido, são em geral friáveis em função de proporções variadas de muscovita. O contato com o substrato é marcado pela presença de milonitos e filonitos.

Unidade B - Metapsamo-pelítica - consiste de quartzo xistos, clorita-muscovita-quartzo xistos, magnetita-clorita-muscovita xistos e granada-clorita-muscovita xistos com intercalações de quartzito e lentes de calcixistos e mármore encaixadas em níveis de micaxistos granadíferos.

Araújo Filho *et al* 2007 definiram o Grupo Serra da Mesa como uma Seqüência Psamo-Pelito Carbonatada composta da base para o topo por: silimanita xistos e muscovita xistos e lentes de rochas calcissilicáticas e mármore puros, sucedendo para quartzito sacaroidal recristalizado, com espessas lamelas de muscovita subordinadas, e no topo muscovita-biotita xistos, com lentes de decamétricas de rocha calcissilicática, de mármore impuros e de quartzito (Figura 4.22)

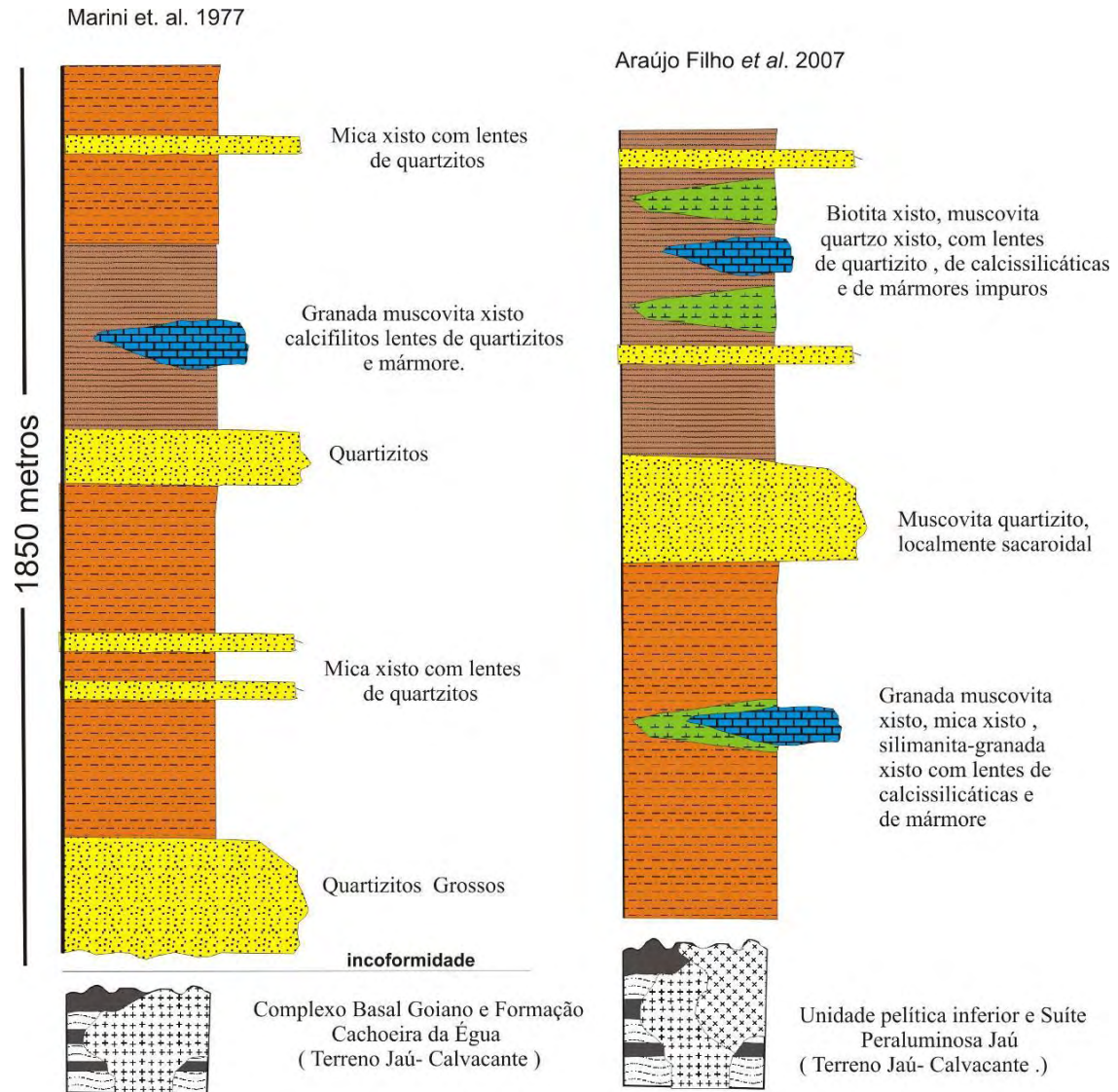


Figura 4.22 - Coluna estratigráfica do Grupo Serra da Mesa (Barbosa *et al.* 1969; com modificações de Marini & Fuck 1977).

O contato do Grupo Serra da Mesa com as rochas da Formação Ticunzal e da Suite Aurumina é discordante. O grupo é intrudido pelos granitos estaníferos da sub-província Tocantins (g2), com idade de 1,55 Ga (Dardenne *et al.* 2003, Rossi *et al.* 1992), e também pelo Complexo Alcalino de Peixe, que foi datado pelo método U-Pb sobre zircão em 1,5 Ga por Kitajima (2000).

Dardenne (2000) interpreta que esses metassedimentos se depositaram em um intervalo de tempo compreendido entre 1,7 e 1,5 Ga, correspondente a fase transgressiva pós-rifte do Araí

4.3.2. Litoestratigrafia do Grupo Serra da Mesa no sul do Tocantins

O Grupo Serra da Mesa é representado por uma seqüência marinha correlata a Superseqüência pós-rift do Grupo Araí, não apresentando as fácies continentais correspondentes a Formação Arraias e a Seqüência Transicional. Assim como o Grupo Araí a litoestratigrafia será dividida em duas Unidades ou Tectonoseqüências, denominadas de Unidade SM1 e Unidade SM2

A) A Unidade SM1 apresenta contato erosivo com o embasamento e não foi encontrada relação de contanto com a Unidade A5. Pode apresentar na base muscovita-quartzitos grossos recristalizados que são sucedidos por xistos com lentes de calcixistos e mármores puros.

B) Unidade SM2 consiste de um quartzito sucedido por um grande pacote de xistos com camadas de rochas calcissilicáticas e lentes de mármores impuros.

As unidades SM1 e SM2 apresentam simaliridades com as unidades A6 e A7 da Formação Traíras do Grupo Araí. Entretanto, o Grupo Serra da Mesa foi submetido à diferente deformação e grau metamórfico do que as unidades do Grupo Araí.

Na deformação relacionada à Orogênese Brasileira, o Grupo Serra da Mesa foi submetido a um grau metamórfico mais elevado, fácies anfibolito e xisto verde alto, e a uma deformação mais intensa. A deformação gerou grandes braquianticlinais, onde os metassedimentos ocorrem como envoltórias nas intrusões dos granitos Serra da Mesa e Serra do Encosto. As rochas apresentam xistosidade e acamamento radial em relação ao centro das intrusões. A xistosidade está associada a dobras assimétricas a isoclinais que variam de escala quilométrica à métrica. As dobras são cortadas por falhas reversas e zonas de cisalhamento transcorrente NE.

Devido ao forte tectonismo ao quais essas rochas foram submetidas, para a reconstrução estratigráfica do Grupo Serra da Mesa, foram escolhidas sinclinais, onde o empilhamento está preservado. A seção estratigráfica tipo ocorre em dois perfis realizados na Serra Dourada D-D' e E-E' (Figura 4.23), onde pode ser visto as variações laterais do Grupo Serra da Mesa..

Perfil- Serra Dourada - D-D' e E-E' Supersequência flexural ou pós-rift

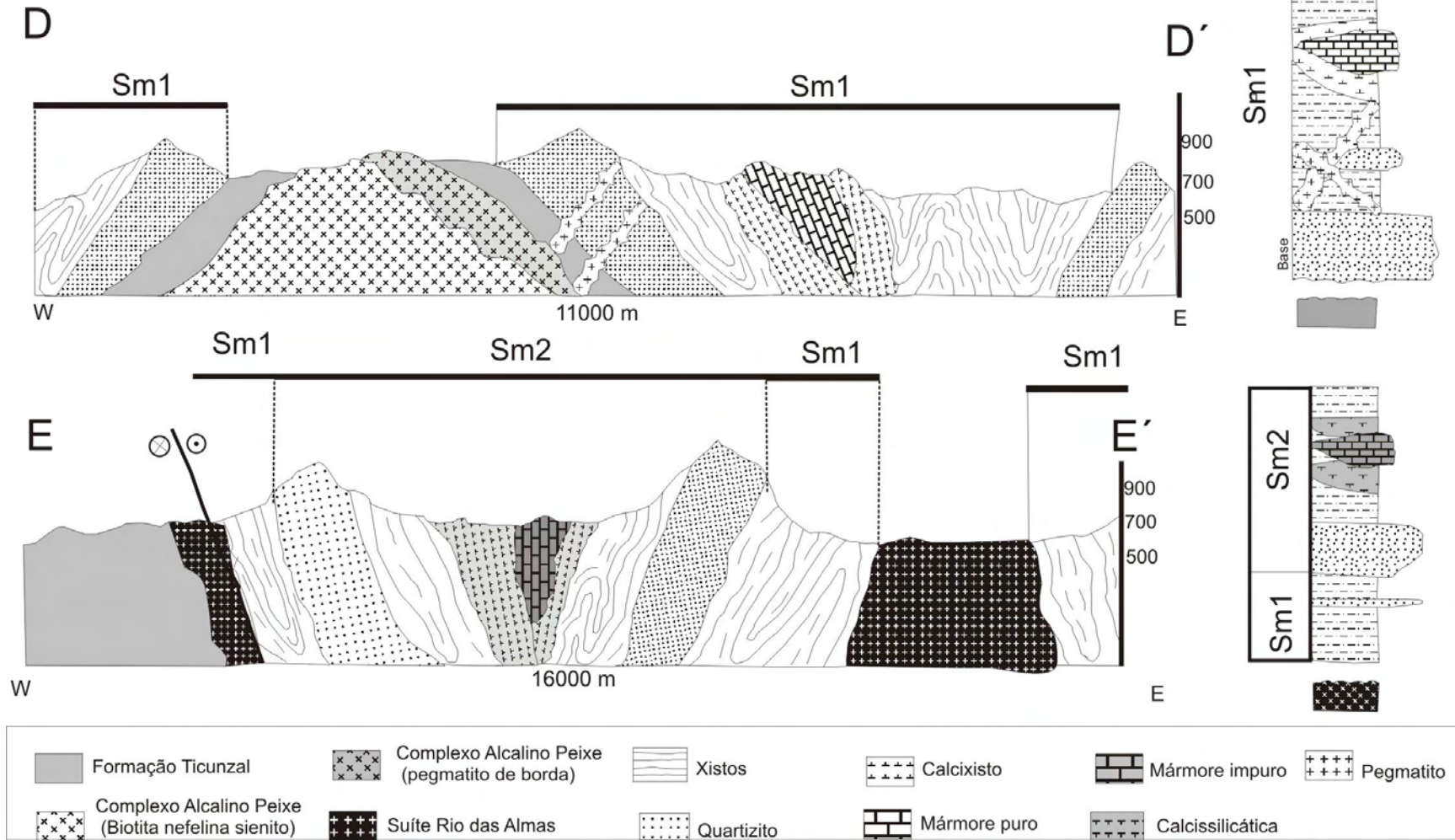


Figura 4.23 – Seções D-D' e E-E' da Serra Dourada, mostrando as variações laterais que ocorrem no Grupo Serra da Mesa.

F

O pacote de rochas como um todo apresenta uma espessura média de 1920 metros (Figura 4.24). O Grupo Serra da Mesa, muitas vezes, é cortado por pegmatitos.

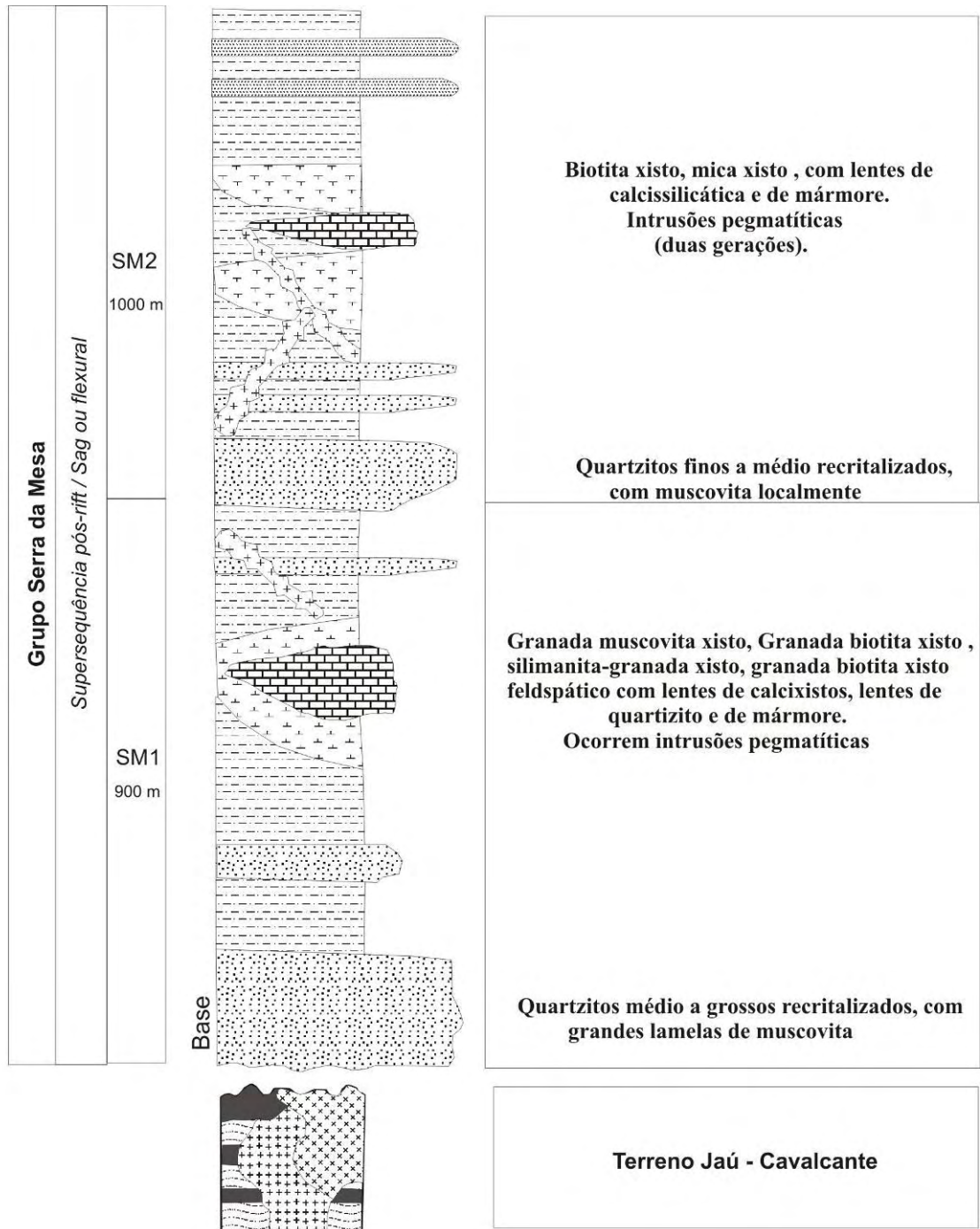


Figura 4.24 - Coluna litoestratigráfica do Grupo Serra da Mesa no sul do Tocantins. A espessura média deste grupo é de 1920 metros

Unidade SM1

É composta na porção basal por quartzitos finos a médios, que passam para xistos com camadas decamétricas de quartzitos e calcixistos com lentes de mármore puros.

i) Quartzitos: São muscovita-quartzitos finos a médios, bastante silicificados que sustentam as cotas mais elevadas da Serra Dourada (Figura 4.25A). Os quartzitos possuem acamamento definido, são

em geral friáveis e com variadas proporções de muscovita, localmente apresentam camadas cms a métricas de xistos (Figura 4.25B). O contato com o substrato é marcado por milonitos (Figura 4.25C).

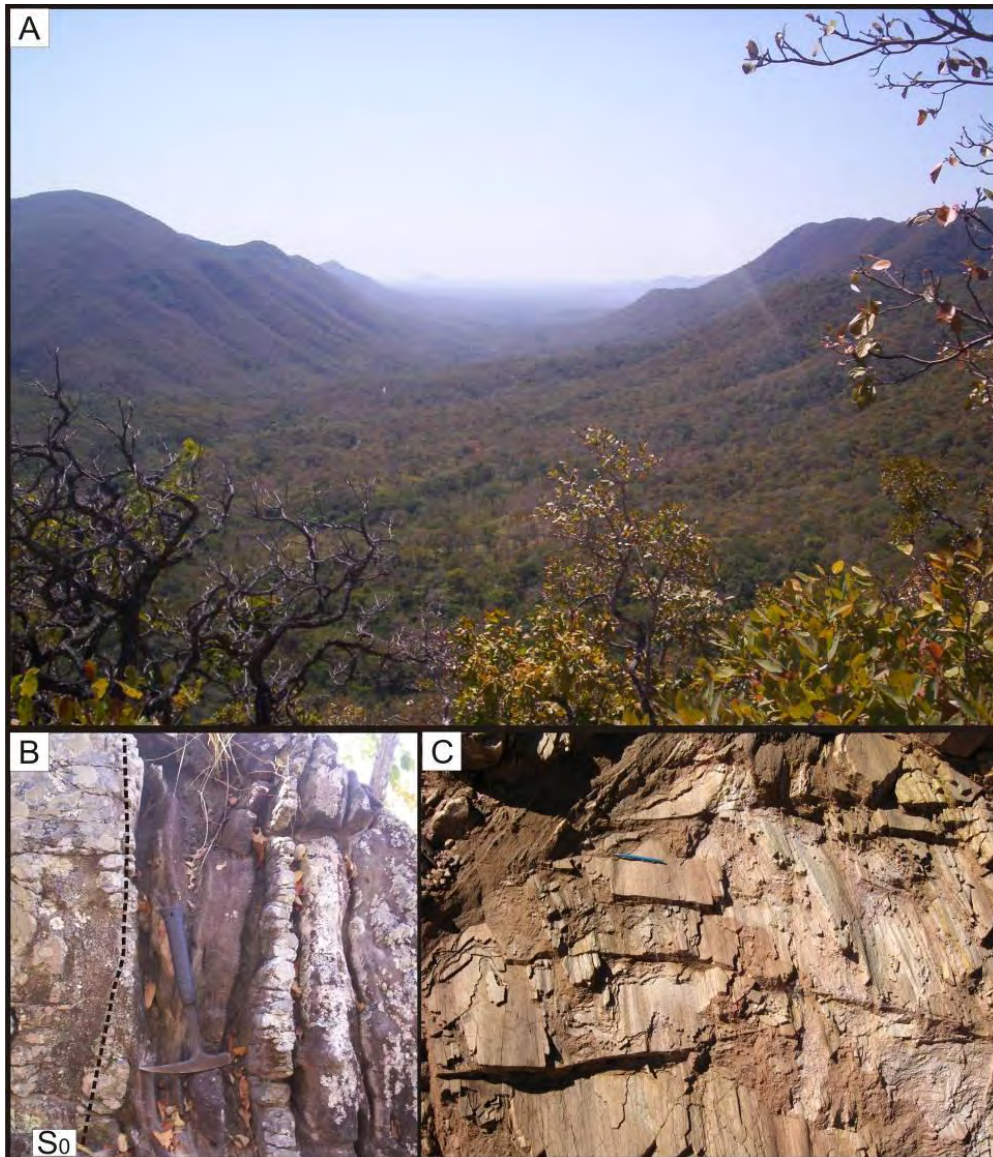


Figura 4.25 - A. Anticlinal na Serra Dourada marcado por camadas métricas a decamétricas de quartzito que sustentam a Serra Dourada. **B.** Acamamento (S_0) marcado por níveis cm de xisto nos quartzitos **C.** Quartzito milonítico que ocorre em contato com o embasamento.

A estrutura sedimentar observada foi apenas o acamamento plano-paralelo, outras estruturas eventualmente existentes foram obliteradas pela forte deformação.

Petrograficamente são quartzitos impuros com 85% de quartzo, 8% de muscovita e 5% zircão e rutilo. Apresentam textura granoblástica, com alguma orientação das lamelas de muscovita. Presença de subgrãos de quartzo estirados marca a lineação de estiramento (L_x) nos quartzitos miloníticos.

ii) *Xistos e calcixistos*: a unidade localiza-se em porções de relevo suave a levemente ondulado, com rochas geralmente alteradas. São muscovita-biotita xistos, muscovita-xistos, granada-muscovita xistos e granada-biotita xistos feldspáticos (Figura 4.26A). É muito comum ocorrer camadas métricas de quartzito fino, puro e silicificado intercalado nos xistos (Figura 4.26B).

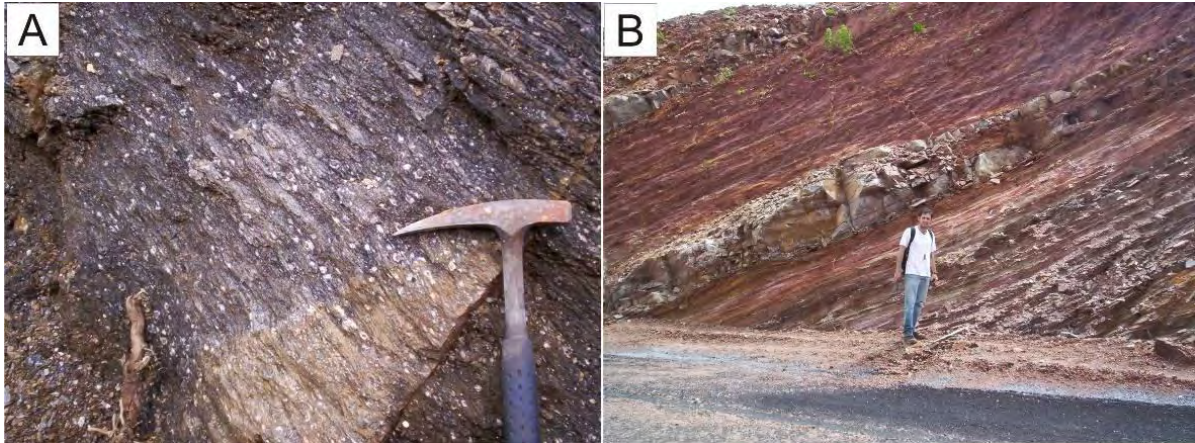


Figura 4.26 - A. Granada biotita xisto feldpático onde podem ser observados porfiroblasto de granada; **B.** camada métricas de quartzito intercalado nos xistos (apresentam cor de alteração vermelha).

Petrograficamente os xistos têm sua composição caracterizada pela presença de quartzo, granada, biotita, muscovita e turmalina. São rochas com textura predominantemente lepidoblástica, onde subordinadamente ocorrem domínios com textura porfiroblástica.

Os calcixistos ocorrem como camadas decamétricas nos xistos. Associadas aos calcixistos ocorrem lentes de mármore que podem atingir até 100 metros de espessura. Os calcixistos são representados por epidoto-diopsídio-biotita-carbonato xisto, tremolita-biotita epidoto-carbonato xisto (Figura 4.26A), e menos comumente biotita-epidoto-carbonato xisto.

Petrograficamente possuem textura predominantemente lepidoblástica com domínios subordinadamente nematoblástico. São compostos por biotita, diopsídio, epidoto, tremolita, quartzo, calcita, turmalina e pirita.

Os mármore puros se destacam no relevo pelo aspecto ruiforme dos afloramentos (Figura 4.27B). Em lâmina apresentam textura granoblástica (Figura 4.27C), apresentando no máximo 10% de impurezas que consistem de muscovita, epidoto, pirita e localmente tremolita e biotita. Assim como os mármore puros do Grupo Araí esses mármore foram selecionados para análise de isótopos estáveis de C e O.

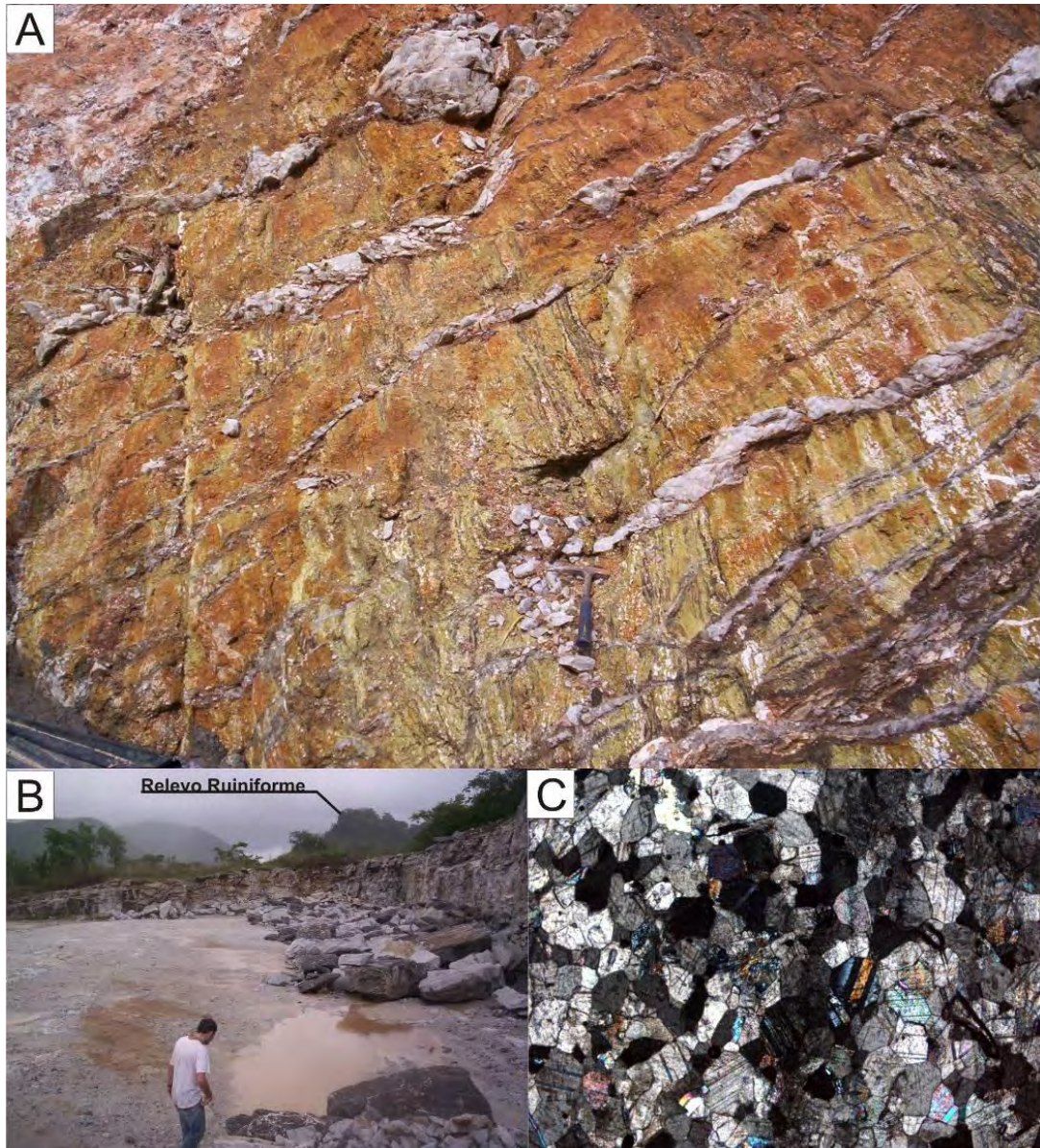


Figura 4.27 - **A.** Afloramento de tremolita-biotita epidoto-carbonato xisto no corte de estrada cortado por veios de quartzo, **B.** Pedreira onde aflora os mármore puros, notar no fundo o aspecto ruiniforme que se destaca na paisagem, **C.** Lâmina dos carbonatos que mostra a pureza dos mármore e textura granoblástica da calcita.

A unidade apresenta uma espessura média de 1000 metros na qual boa parte deste pacote compreende os xistos (quase 700 metros), o restante compreende os quartzitos e subordinadamente os calcixistos e mármore

Unidade SM2

A unidade SM2 consiste na base de quartzitos médios a grosso, sucedidos de uma espessa camada de xistos com camadas decamétricas a quilométricas de calcissilicáticas com lentes de mármore puro.

i) *Quartzitos*: os quartzitos são impuros e sub-arcoseanos de granulação média a grossa, coloração branca a avermelhada, muitas vezes com aspecto sacaroidal. Para o topo começam a

apresentar intercalações com xisto até predominar o xisto do topo. Os quartzitos apresentam estratificação plano-paralela e estruturas de tempestade (Figura 4.28).



Figura 4.28 - Estruturas de tempestades nos quartzitos da unidade C4, notar o acamamento anastomasado.

A composição mineralógica é formada por quartzo, feldspato (não mais de 5%), muscovita, turmalina, zircão, rutilo (que faz com que os quartzitos apresentem coloração avermelhada).

ii) *Xistos*: apresentam composições muito semelhantes, com pequenas variações, sendo representados por muscovita-xisto e biotita muscovita xisto. Ocorrem ainda camadas de quartzitos, restritas ao contato com os quartzitos basais. No topo predominam xistos e rochas calcissilicáticas.

Petrograficamente predomina a textura lepidoblástica. A sua composição fica restrita a quartzo, biotita e muscovita.

iii) *Rochas Calcissilicáticas*: possuem várias fácies diferentes, com variações nas texturas, estruturas, tamanho de grãos e quantidade de clinopiroxênios, de minerais do grupo do epidoto, de anfibólios, plagioclásio cálcico, titanita, apatita, biotita, granada e clorita. As rochas mais comuns são: granada-tremolita-epidoto quartzito (Figura 4.29A), biotita diopsídio actinolita- gnaiss (Figura 4.29B) e subordinadamente tremolita-epidoto- gnaiss.

Petrograficamente diferem dos calcixistos pelo amplo predomínio da textura nematoblástica.

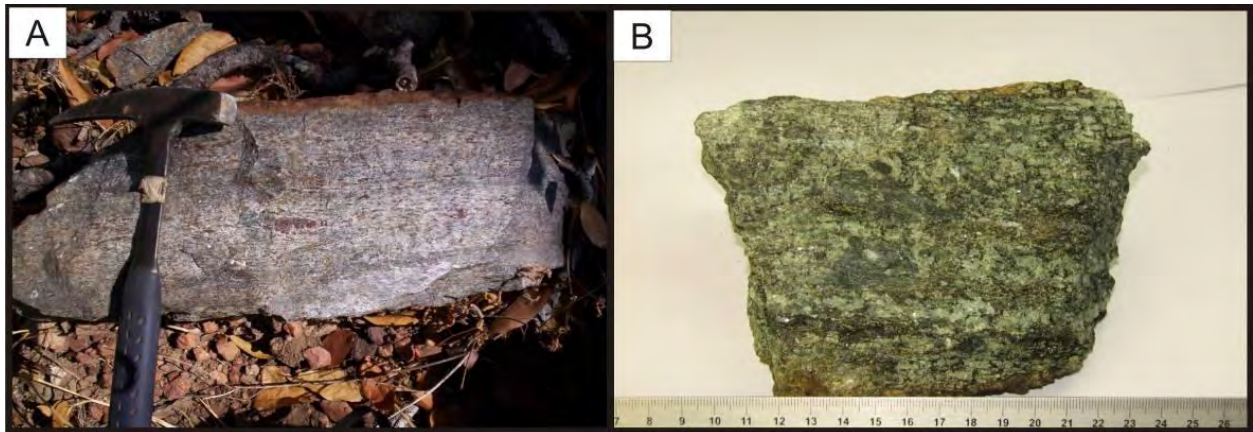


Figura 4.29 - A. Blocos rolados de granada-tremolita-epidoto quartzito, notar a segregações de granada, **B.** Amostra de biotita-diopsídio-actinolita gnaiss com textura nematoblástica que marca a foliação da rocha.

Associadas as rochas calcissilicáticas ocorrem lentes decamétricas de mármore impuro. São mármores bandados com cor rosa ou verde (Figura 4.30A) caracterizados pela presença freqüente de bandas ricas em clorita e tremolita e epidoto, intercaladas com bandas onde predominam calcita e quartzo recristalizados (Figura 4.30B). Microscopicamente predomina a textura granoblástica dos carbonatos. A foliação é bem marcada pela textura nematoblástica e lepidoblástica.

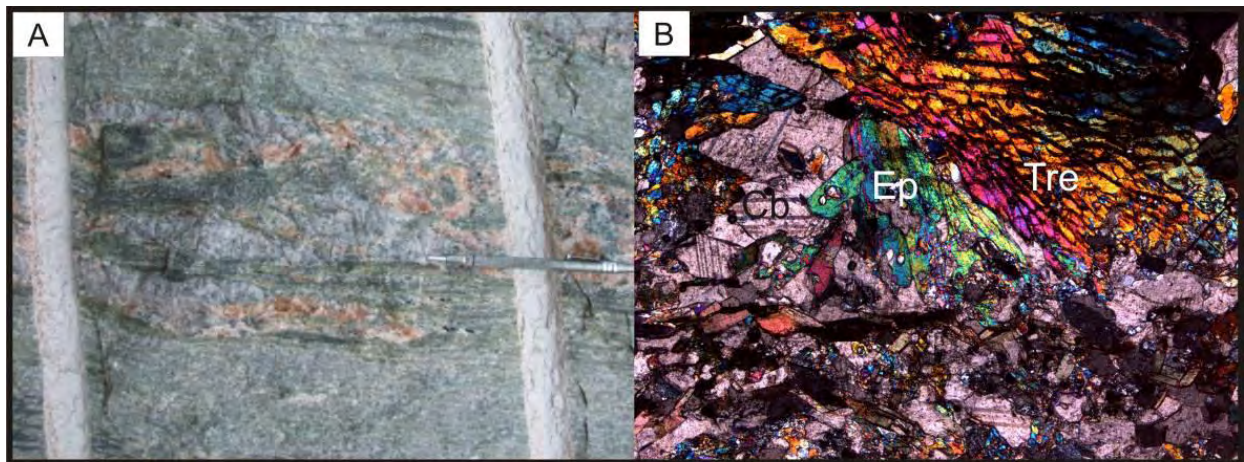


Figura 4.30 - A. Blocos esverdeados de mármore impuro caracterizado por bandas ricas em tremolita e epidoto intercalados por bandas com quartzo e carbonato, notar veios de quartzo e calcita boudinados. **B.** Lâmina dos mármores onde pode ser observado o domínio rico em tremolita e epidoto e outro com calcita.

A deformação imposta provoca feições de cisalhamento e transposição de estratos como dobras intrafoliais sem raiz e sigmóides, além disso, existem veios de quartzo e calcita boudinados e rompidos (Figura 4.28A).

O contato desta Unidade SM1 é normal. Eventualmente, devido ao tectonismo, essa Unidade pode estar em contato direto com o embasamento. A espessura média é de 900 metros, com amplo predomínio dos xistos e rochas calcissilicáticas.

Sistemas Depositionais

As unidades SM1 e SM2 apresentam características deposicionais muito semelhantes as dos sedimentos das unidades A6 e A7, que foram interpretados como sedimentos depositados em uma plataforma marinha mista (carbonática-siliciclástica). Os quartzitos da Unidade SM1 são areias depositadas em um ambiente de plataforma externa, por processos suspensivos e trativos responsáveis pela formação das estruturas de acamamento plano-paralelo.

Sucedendo as areias foram depositados pelitos, representados pelos xistos, em ambiente mais profundo e mais calmo abaixo da atividade de ondas. As lentes de quartzitos que estão associadas aos xistos, podem ser interpretadas como variações de energia ou episódios de tempestades que afetariam a porção externa da plataforma.

Altos estruturais ou elevações paleogeográficas do substrato permitiram o desenvolvimento de um ambiente calmo, raso e protegido, onde foram depositados os carbonatos puros e as margas.

A mesma regressão que marca a passagem da Unidade A6 para a Unidade A7, marca a passagem da Unidade SM1 e SM2. Desta forma na Unidade SM2 apresenta novamente material psamítico, em ambiente de plataforma afetada por tempestades.

Sucedendo a sedimentação das areias, uma última transgressão marca a deposição dos sedimentos que originaram os xistos, as rochas calcissilicáticas e as lentes de quartzitos. Isso pode ter ocorrido devido a pequenas variações na topografia do fundo marinho, em que os carbonatos e margas se depositaram em águas rasas e em águas mais profundas foram depositados os argilitos, siltes e areias finas.

Supõe-se que a impureza dos mármore do topo ocorre devido a variações no suprimento de terrígenos gerando camadas de carbonatos com intercalações de lâminas de argila e margas.

4.3.3 Pegmatitos

É muito comum ocorrer intrusões pegmatíticas nas duas Unidades do Grupo Serra da Mesa (Figura 4.31A). Existem pelo menos duas gerações de pegmatitos, a primeira foi injetada simultaneamente ao desenvolvimento da foliação regional e a segunda é posterior, mantendo-se isenta de deformação.

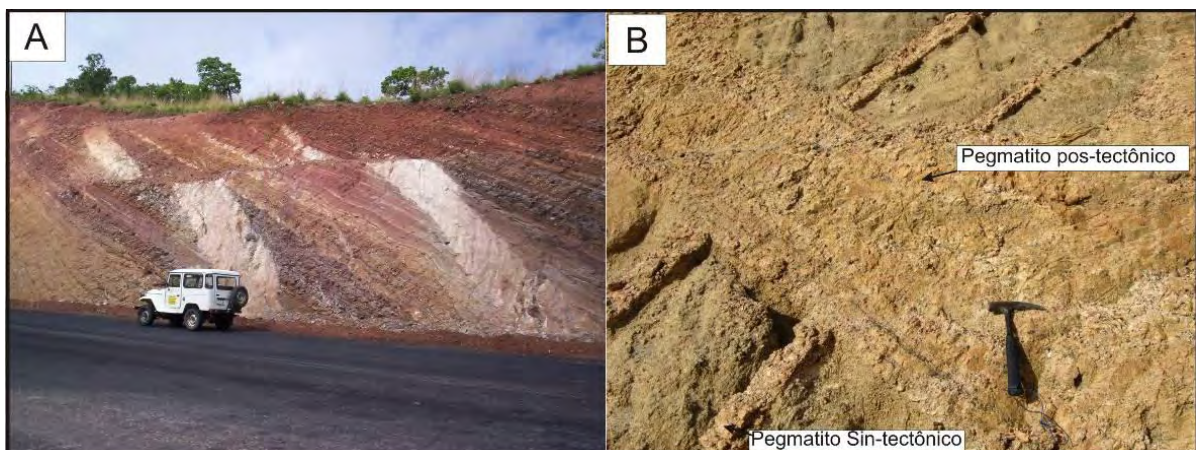


Figura 4.31 - A. Pegmatito intrusivo nos xistos da Unidade A6, **B.** As duas gerações de pegmatito: uma sin-tectônica cortada pela pós-tectônica.

Composicionalmente são formados por grandes cristais de quartzo, feldspato, muscovita, biotita, flogopita, lepidolita e por turmalinas de cores preta, rosa e verde. Várias das intrusões são compostas por cristais centimétricos de muscovita, feldspato e turmalina. Os pegmatitos foram datados pelo método U-Pb resultando em idades variando de 580 a 600 M.a (informação oral de Elton Dantas, 2009).

Os pegmatitos foram prospectados para extração de turmalina na variedade gema, entretanto a irregularidade das ocorrências e as dificuldades nas escavações das minas afastaram os garimpeiros das lavras, que agora se encontram abandonadas (Kitajima 2002).

4.4 Correlação dos grupos Araí e Serra da Mesa : dados isotópicos, Sm-Nd , Zr detrítico e C-O.

Os dados mostram diversas semelhanças estratigráficas e deposicionais entre as unidades da Formação Traíras do Grupo Araí e as unidades do Grupo Serra da Mesa. Para corroborar o fato de que essas duas unidades são correlacionáveis, foram analisados Sm-Nd em metapelitos , C-O em carbonatos e quartzitos para obter a idade dos Zr detríticos.

4.4.1 Sm-Nd de metapelitos.

Foram amostrados 9 amostras de metapelitos ,sendo 5 do Grupo Serra da Mesa e 4 do da Formação Traíras de forma que englobasse as unidades A6 e A7 e as unidades SM1 e SM 2 do Grupo Serra da Mesa. A tabela 02 mostra os resultados.

Tabela 4.2 - Resultados isotópicos de Sm-Nd dos metapelitos dos grupos Serra da Mesa e Araí.

Pontos	Grupo /Formação/Unidade	Rocha	Sm(ppm)	Nd(ppm)	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ (\pm 2SE)	$\epsilon_{\text{Nd}}(0)$	$\epsilon_{\text{Nd}}(T)$	T _{DM} (Ga)
PM 6	Grupo Serra da Mesa - Unidade SM1	Biotita Xisto	10,998	56,131	0,1184	0,511690+/-8	-18,49	-2,436	2,15
PM 10A	Grupo Serra da Mesa - Unidade SM1	Biotita carbonato xisto	5,12	30,092	0,1129	0,511708+/-7	-18,14	-0,950	1,82
PM 315	Grupo Serra da Mesa - Unidade SM1	Granada biotita xisto	5,028	26,785	0,1135	0,511692+/-15	-18,45	-1,387	2,04
PM 301	Grupo Serra da Mesa - Unidade SM2	Sericita biotita quartzo xisto	5,496	26,419	0,1158	0,511795+/-10	-16,45	0,560	2,15
FA-1	Grupo Serra da Mesa - Unidade SM2	Sericita quartzo xisto	4,007	22,375	0,1082	0,511536+/-13	21,49	-3,351	2,16
PM-289	Grupo Araí - Formação Traíras - Unidade A6	Biotita filito	7,001	38,813	0,109	0,511545+/-22	-21,31	-3,339	2,17
PM 325	Grupo Araí - Formação Traíras - Unidade A7	Metarrilito carbonoso	3,968	19,167	0,1152	0,511734+/-14	-17,64	-0,915	2,24
PM 61	Grupo Araí - Formação Traíras - Unidade A7	Turmalina biotita xisto	14,041	79,13	0,1073	0,511575+/-4	-20,74	-2,401	2,09
PM 263	Grupo Araí - Formação Traíras - Unidade A6	Sericita Filito	3,448	21,73	0,0959	0,511170+/-7	-28,63	-7,985	2,42

Na tabela 4.1 pode-se observar que as razões de $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ variam de 0,959 a 0,1158. Foi escolhido o valor de $\epsilon_{\text{Nd}}(T=1,6)$ que seria um valor intermediário entre as vulcânicas da base do Araí de 1,77 (Pimentel *et al.* 1991) e idade mínima proposta por Dardenne (2000) de 1,55 Ga. Desta forma os valores os valores da Grupo Serra da Mesa têm $\epsilon_{\text{Nd}}(T=1,6)$ entre 0,56 e -2,43 (figura 4.30) e TDM entre 1,82 e 2,15 Ga. Os valores da Formação Traíras têm $\epsilon_{\text{Nd}}(T=1,6)$ entre -0,91 e -7,98 (figura 4.32) e TDM entre 2,09 e 2,42 Ga.

O Nd isotópico apresenta pouca variação entre 0,5111 e 0,5117, indicando similaridades da fonte dessas rochas para os dois grupos. Esta fonte é paleoproterozoica (do Orosiriano até o Sideriano) com idade TDM entre 1,82 e 2,42 Ga, no qual a concentração máxima de amostras está no intervalo 2,0 e 2,2 G.a (Figura 4.33).

Pode-se estabelecer como fonte provável desses metapelitos uma mistura de material paleoproterozóico proveniente da Formação Ticunzal, da Suite Auruminas e subordinadamente das rochas da base do Grupo Araí (Formação Arraias e Seqüência Transicional), assim como os granitos da Sub-Província do Paraná, com nenhuma contribuição arqueana,

Os dados são consistentes com os valores mostrado por Pimentel *et al.* (2001), no qual foi analisados metapelitos dos grupos Araí e Serra da Mesa, que apresentaram idade de 1,8 a 2,3 Ga.

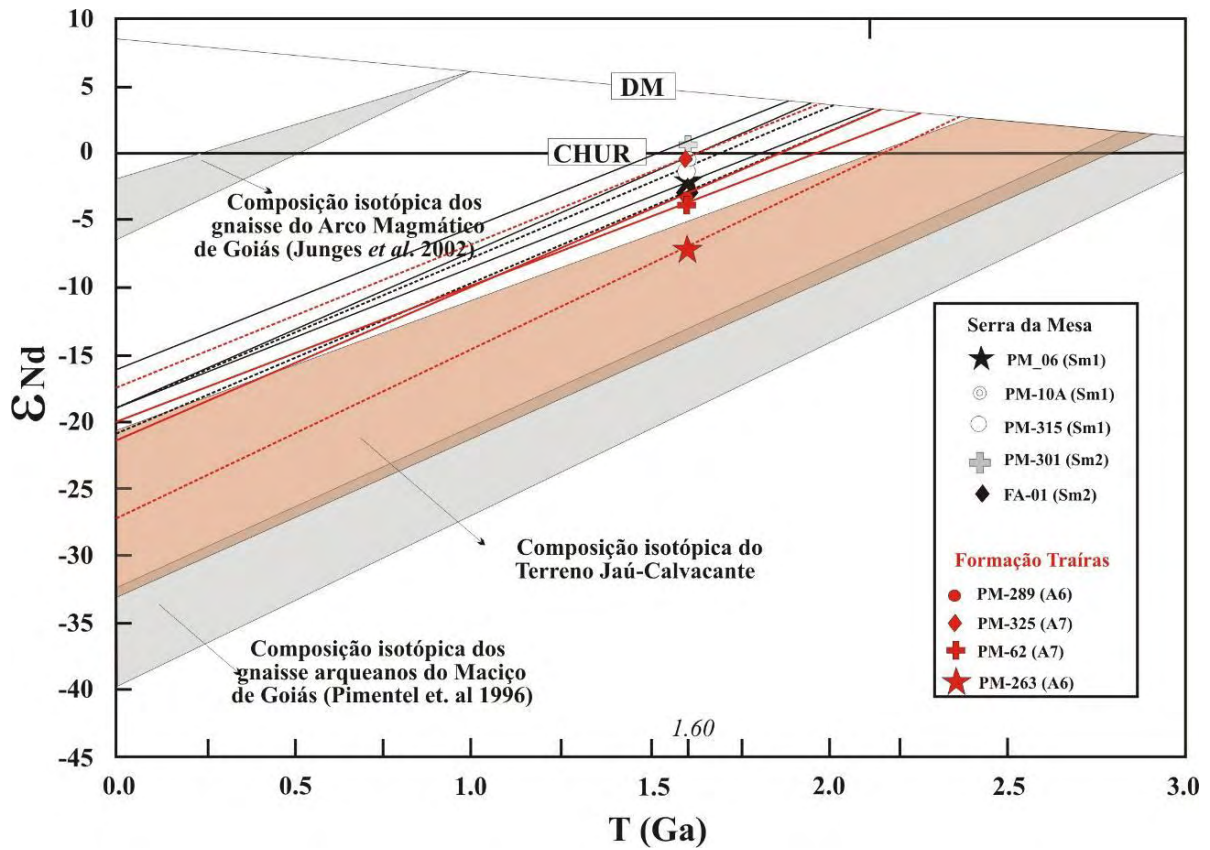


Figura 4.32- Diagrama de evolução isotópica de Nd para as rochas do Grupo Serra da Mesa e da Formação Traíras. Os campos composicionais do Arco Magmático de Goiás e do Maciço de Goiás são destacados em cinza, e o campo composicional do Terreno Jaú-Calvacante em vermelho,

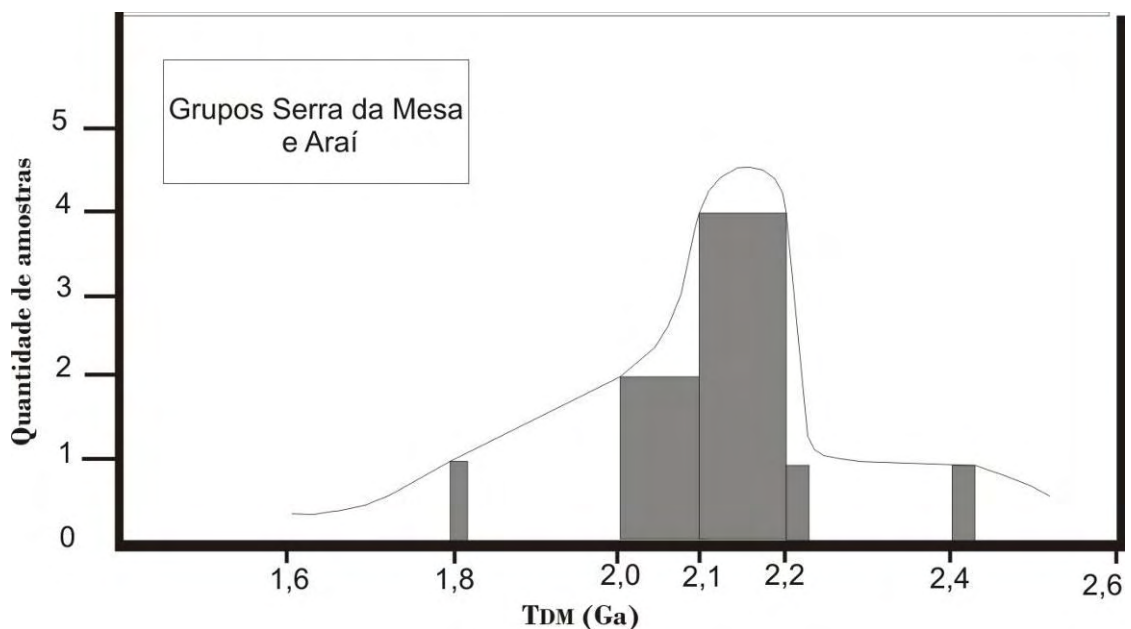


Figura 4.33- Histograma das idades TDM Ga versus a quantidade de amostras dos grupos Serra da Mesa e Araí. A maior concentração de amostras entre 2,0 e 2,2 Ga.

4.4.2 C-O dos carbonatos

Foram coletadas 10 amostras de mármore, sendo 7 da Formação Traíras e 3 do Grupo Serra da Mesa, para verificar os padrões isotópicos de $\delta_{18}\text{O}_{\text{PDB}}$, $\delta_{13}\text{C}_{\text{PDB}}$ e a composição química (Tabela 4.3). Foi seguido a metodologia de amostrar aleatoriamente os carbonatos menos espessos e, os carbonatos com espessura maior, amostras sistemáticas a cada 25 metros.

Tabela 4.3 - Resultados isotópicos de C-O e composição química dos carbonatos dos grupos Serra da Mesa e Araí.

Amostra	Grupo	Delta C	StDev C	Delta O	StDev O	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Mg/Ca	Fe	Mn	Sr	Mn/Sr	tipo
		PDB (‰)		PDB (‰)		(%)	(%)		(ppm)	(ppm)	(ppm)		
P4	Grupo Araí/ Formação Traíras / A5	-0,23	0,06	-11,59	0,07	23,91	5,43	0,012	15042	1626,2	85	19,13	calcítico
Pm09A	Grupo Serra da Mesa/ SM I	2,68	0,08	-8,91	0,10	24,29	0,33	0,283	6072	542,08	48	11,29	dolomítico
Pm09B	Grupo Serra da Mesa/ SM I	2,60	0,06	-8,94	0,06	2,06	5,98	0,123	16698	309,76	659,1	0,47	calcítico
P11	Grupo Araí/ Formação Traíras / A5	-1,11	0,04	-12,55	0,12	20	3,76	0,014	11178	1781,1	72,7	24,49	calcítico
Pm111	Grupo Araí/ Formação Traíras / A6	2,66	0,07	-9,75	0,08	6,44	1,21	0,056	5600	312,08	1222	0,26	calcítico
Pm111.1	Grupo Araí/ Formação Traíras / A6	2,79	0,02	-11,41	0,03	36,32	9,85	0,378	26496	619,52	200,7	3,01	dolomítico
Pm111.2	Grupo Araí/ Formação Traíras / A6	1,82	0,09	-11,43	0,06	27,4	2,14	0,617	31225	1782,8	256	6,96	dolomítico
Pm111.3	Grupo Araí/ Formação Traíras / A6	2,93	0,05	-11,23	0,04	5,59	0,87	0,012	6231	154,88	2258,9	0,07	calcítico
Pm111.3B	Grupo Araí/ Formação Traíras / A6	2,78	0,06	-11,50	0,07	4,05	0,87	0,025	5931	221,15	2176	0,10	calcítico
PM-10B	Grupo Serra da Mesa/ SM I	2,66	0,07	-9,75	0,08	12,17	6,03	0,12	13234	302,76	766,2	0,40	calcítico

A composição química das amostras na tabela 4.2 foi usada principalmente para avaliar os efeitos dos processos pós-deposicionais (diagênese e metamorfismo), baseados nas razões de Mn/Sr e na quantidade de Sr (Alverenga *et al* 2007). Identificar o quanto as rochas foram afetadas por modificações pós-deposicionais é particularmente importante para avaliar se os valores isotópicos primários foram preservados.

Na tabela 4.2 a razão de Mn/Sr apresenta uma grande variação de 0,1 a 24,49. As amostras com baixa razão Mn/Sr preservam a composição original isotópica. Essas amostras são carbonatos puros que são destacadas em cinza na tabela 4.2. As amostras que apresentam altas razões indicam que as amostras foram submetidas a processos pós deposicionais, essas amostras também apresentam os valores mais altos de SiO₂ Al₂O₃ e Fe indicando influência de terrígenos nos carbonatos (mármore impuros).

Assim os carbonatos puros do Grupo Serra da Mesa apresentam pouca variação isotópica, o $\delta_{13}\text{C}_{\text{PDB}}$ com valores de 2,60 a 2,66 ‰ e $\delta_{18}\text{O}_{\text{PDB}}$ -8,94 a -9,75 ‰, enquanto os da Formação Traíras apresenta valores $\delta_{13}\text{C}_{\text{PDB}}$ de 2,66 a 2,93 ‰ e valores $\delta_{18}\text{O}_{\text{PDB}}$ de -9,75 a -11,5 ‰.

Os dados de $\delta_{13}\text{C}_{\text{PDB}}$ permitem sugerir uma idade de deposição dos carbonatos (Figura 4.34), já que o início do Paleoproterozóico, o Paleo/Mesoproterozóico e o Neoproterozóico são marcados por diferenças nos valores de $\delta_{13}\text{C}_{\text{PDB}}$ nos carbonatos marinhos (Kha & Bartley 2001, Lindsay & Brasier ,2004).

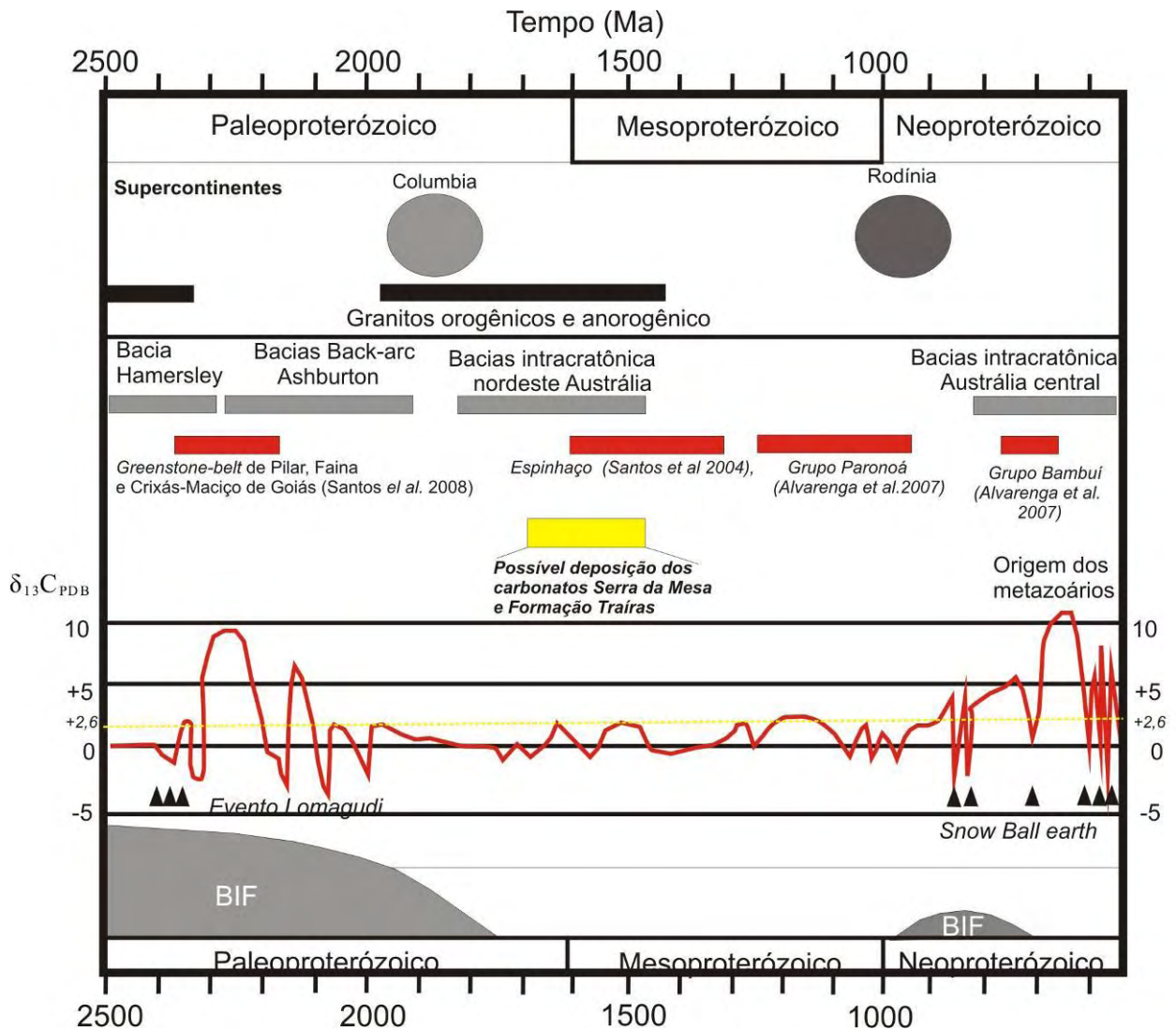


Figura 4.34 – Gráfico adaptado de Lindsay e Brasier (2004), comparando os valores de isótopos de $\delta_{13}C_{PDB}$, com a tectônica global, idade de carbonatos nas bacia no mundo (em cinza), na Faixa dobrada Brasília (em vermelho) e possível idade de deposição dos carbonatos do Grupo Serra da Mesa e da Formação Traíras (em amarelo). Os valores de $\delta_{13}C_{PDB}$ são anômalos no início do paleoproterozoico e no neoproterozoico devido aos eventos Lomagudi e *Snow Ball earth* (os triângulos representam glaciações).

Enquanto os carbonatos do início do Paleoproterozóicas e Neoproterozóicas têm valores de $\delta_{13}C_{PDB}$ variando de -12 a +13‰ ou maiores, os carbonatos do Mesoproterozóico e do fim do Paleoproterozóico são conhecidos por ter valores de isótopos de carbono próximos de 0‰, (Kaufman & Knoll 1995, Buick *et al.* 1995, Santos *et al.* 2000,2004) ou variando entre 2,5 a 0,5‰ (Lindsay e Brasier, 2004).

Os valores uniformes de $\delta_{13}C_{PDB}$ de 2,7 +/- 0,1 ‰ para o Grupo Serra da Mesa e Araí corroboram a idéia de que essas unidades foram depositadas em período um situado entre o Paleo e o Mesoproterozóico (Marcado em amarelo na figura 4.34).

4.4.3 Datações U-Pb de zircões detríticos.

Foram amostrados 4 quartzitos para a coleta de zircões detríticos, 2 do Grupo Serra da Mesa e 2 de Formação Traíras, situados em posições estratigráficas diferentes. Com isso, procurou-se estabelecer uma idade mínima para a deposição de cada grupo .

4.4.3.1-Formação Traíras

Foi coletada amostra do quartzito basal (Unidade A6), amostra PM-255, e do quartzito intermediário (Unidade A7), amostra PM-267. Os zircões de ambas as unidades são: amarelos a pálidos, são predominantemente arredondados, evidenciando um longo transporte do material.

A amostra PM- 255 apresenta 31 zircões concordantes (foram apenas considerados zircões com concordância de 100 % +/- 10 % , ver a tabela 4.4), que forneceram idades paleoproterozóicas com frequência máxima de 2,0 a 2,2 Ga (Figura 4.35). A amostra PM – 267 apresenta 50 zircões concordantes, que forneceram idades paleoproterozóicas com duas populações distintas: Uma quantidade maior de zircões com idades de 2,0 a 2,2 Ga a, e outra menor, com idades de 2,3 a 2,4 Ga. (Figura 4.36).

4.4.3.2-Grupo Serra da Mesa

No Grupo Serra da Mesa, foram amostrados os quartzitos basais e intermediários, representando respectivamente as unidades SM1 e SM2. Os zircões apresentam esfericidade variada com um conjunto maior com as bordas arredondadas (zircões transportados) e outra menor com zircões prismáticos, indicando pouco transporte.

A amostra PM- 297 apresenta 35 zircões concordantes, que produziram idades variando de 1,55 a 3,2 Ga, com uma com maior frequência de 2,0 a 2,2 Ga. Além de zircão a PM-297 apresentou monazitas com idades de 630 a 575 Ma, indicando possível idade de metamorfismo. A amostra PM -314 apresenta 41 zircões concordantes, que produziram idades variando de 1,55 a 3,3 Ga, sendo um conjunto maior com idade de 2,2 a 2,0 e outros dois conjuntos menos expressivo, de idade mais nova, com idade de 1,75 Ga e 1,55 Ga (Figura 4.36).

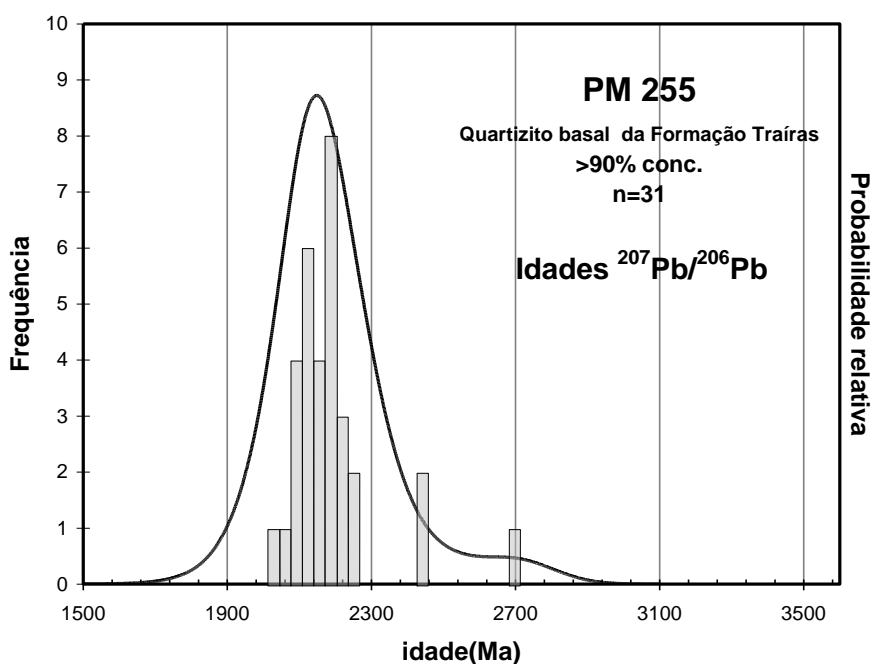


Figura 4.35 – Histograma de probabilidade por idade de $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ da amostra PM -255

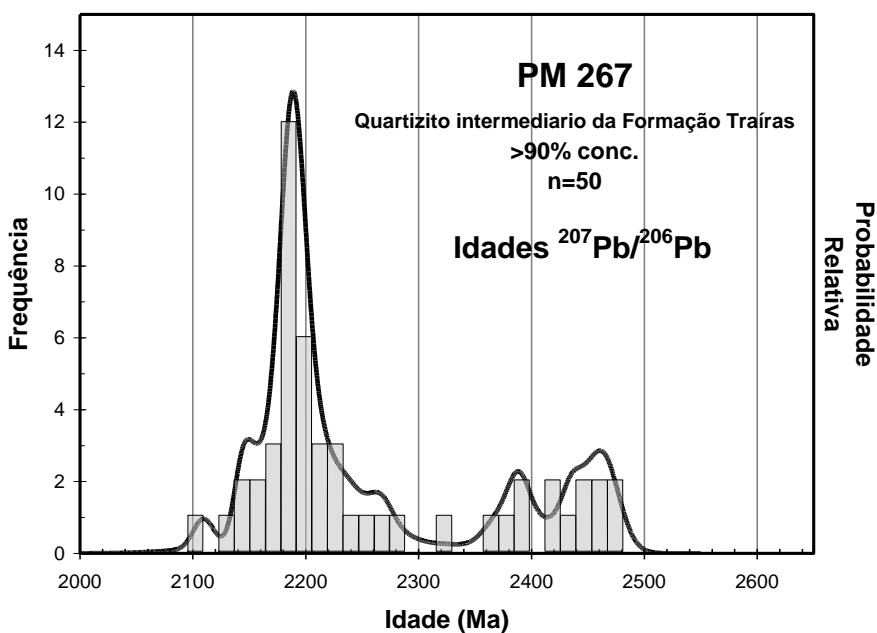


Figura 4.36 – Histograma de probabilidade por idade de $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ da amostra PM -267

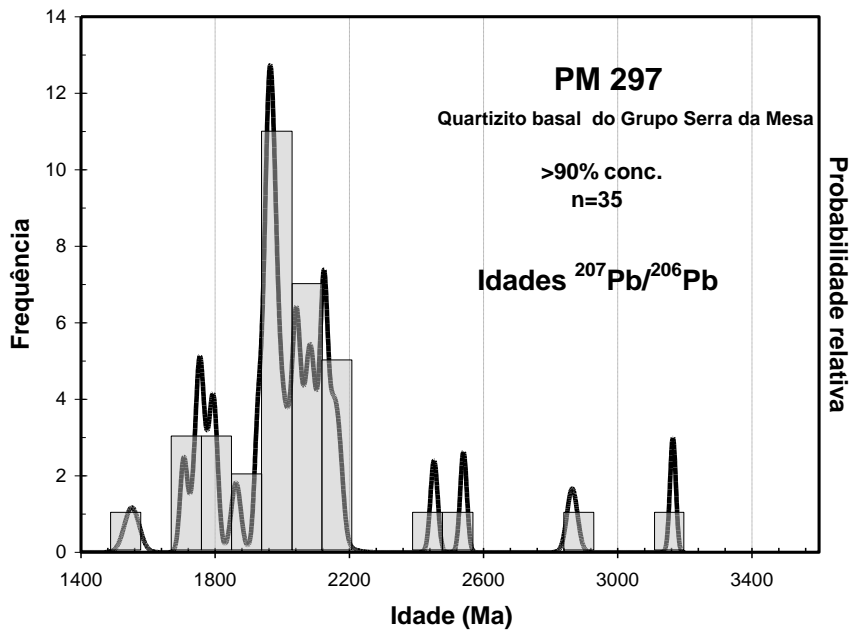


Figura 4.37 – Histograma de probabilidade por idade de $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ da amostra PM -297

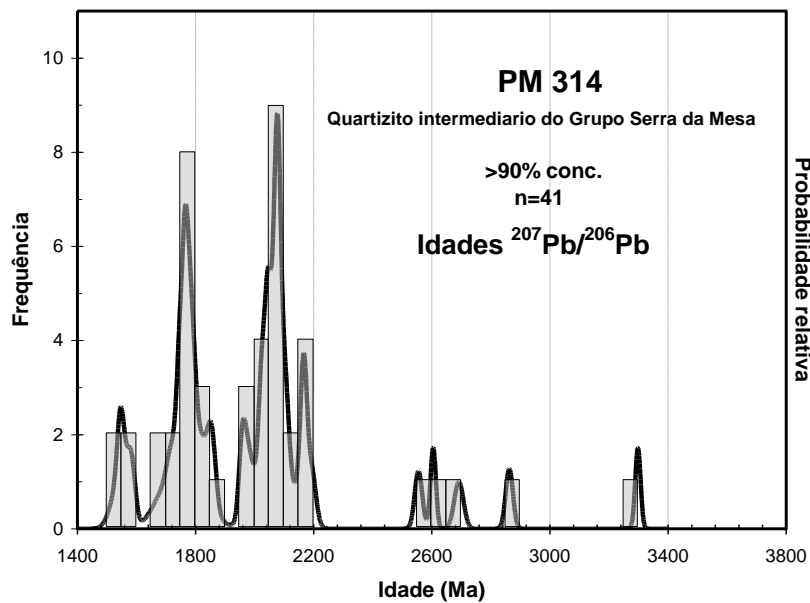


Figura 4.37 – Histograma de probabilidade por idade de $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ da amostra PM -314

As possíveis fontes para os grupos Araí e Serra da Mesa são principalmente a Suíte Aurumina (idade 2,12 a 2,17 Ga) e a Formação Ticunzal (2,3-2,4 Ga). O Grupo Serra da Mesa apresenta idades mais novas, no qual a proveniência dos sedimentos pode ser: oriunda dos granitos da sub-provincia do Paranã e vulcanismo associado, para os zircões com idade de 1,8 a 1,7; e dos granitos da sub-provincia do Tocantins e complexo Alcalino Peixe para os zircões com idade de 1,58 a 1,55 Ga. A tabela 4.4 mostra o resultado analítico dos zircões detriticos e das monazitas.

Como pode ser observado os dados de Sm-Nd e C-O e Zr detrítico permitem correlacionar a Formação Traíras do Grupo Araí com o Grupo Serra da Mesa. (Figura 4.38). As seqüências litoestratigráficas das unidades da Formação Traíras (A6, A7) e do Grupo Serra da Mesa (SM1 e SM2) representariam uma plataforma marinha mista, silico-carbonatada, composta por 2 ciclos de granodrecrescência ascendente, com as seguintes semelhanças: areias grossas basais com zircões detríticos apresentando fontes distintas, idades de 2,4 a 2,0 para a Formação Traíras e 2,2 a 1,55 Ga para o Grupo Serra da Mesa; sucedidas por pelitos com idades de proveniência entre 1,82 e 2,42 Ga; e carbonatos com $\delta_{13}C_{PDB}$ de 2,60 a 2,93 ‰ associados a margas, que representariam as fácies carbonáticas transgressivas; e no topo areias intercaladas com pelitos representando uma seqüência turbidítica de bacia mais profunda.

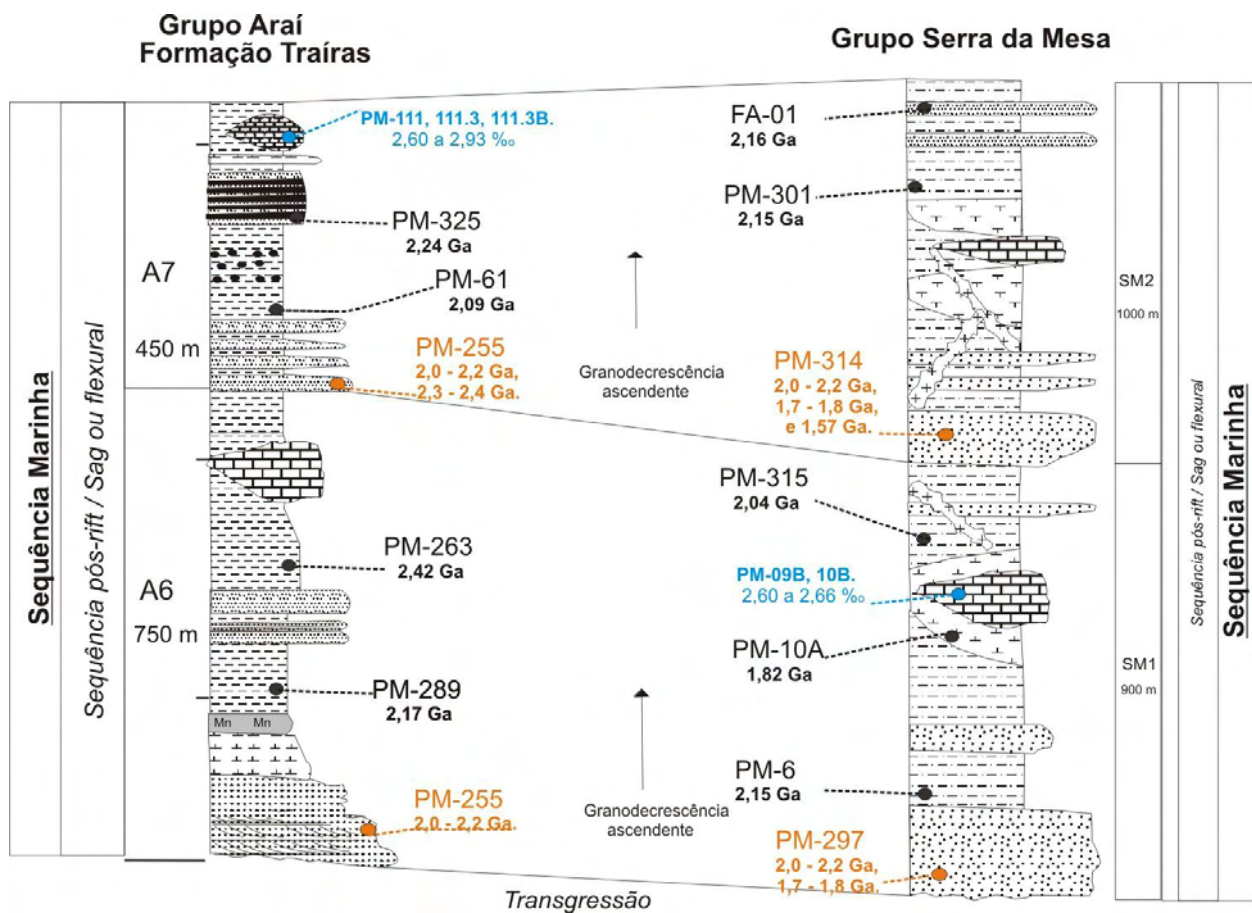


Figura 4.38- Colunas de correlação entre a Formação Traíras do Grupo Araí e o Grupo Serra da Mesa. Com os dados de Sm-Nd (letras em preto), C-O (azul) e Zr detrítico (laranja).

Tabela 4.4 - Resultados isotópicos de U-Pb em LA-ICP_MS dos Zr detrítico dos grupos Serra da Mesa e Araí.

Zircão PM-255	²⁰⁸ Pb / ²⁰⁴ Pb	Razões isotópica						idades						rho	Concordância
		²⁰⁷ Pb / ²⁰⁵ U	1σ	²⁰⁶ Pb / ²³⁸ U	1σ	²⁰⁷ Pb / ²³⁵ U	1σ	²⁰⁷ Pb / ²⁰⁵ Pb	1σ	²⁰⁶ Pb / ²³⁸ U	1σ	²⁰⁷ Pb / ²³⁵ U	1σ		
03 Z1	35519	0.1419	6.5417	8.1376	5.3580	0.4158	3.7515	2251	108.8	2246.4	47.3	2241	70.7	0.88	99.6
04 Z2	41907	0.1333	5.8559	7.0366	4.7970	0.3827	3.3578	2142	98.9	2116.1	41.8	2089	59.7	0.87	97.5
05 Z3	27487	0.1294	6.4787	6.6493	5.2996	0.3728	3.7245	2089	109.7	2065.9	45.7	2043	64.9	0.88	97.8
09 Z5	43957	0.1357	6.1878	7.1194	5.0582	0.3806	3.5630	2173	104.0	2126.5	44.1	2079	63.0	0.87	95.7
11 Z7	6475	0.1265	10.4862	6.5378	8.5828	0.3749	6.0106	2050	174.4	2051.0	72.9	2052	105.0	0.76	100.1
12 Z8	41123	0.1250	7.0643	6.3550	5.7654	0.3689	4.0806	2028	120.0	2026.1	49.4	2024	70.5	0.91	99.8
13 Z9	68121	0.1867	6.4105	13.1550	5.2231	0.5110	3.7160	2713	102.0	2690.8	48.1	2661	80.5	0.89	98.1
14 Z10	26218	0.1316	6.2569	6.6786	5.0916	0.3681	3.6348	2119	105.7	2069.8	44.0	2020	62.8	0.88	95.3
16 Z12	20735	0.1333	8.5623	7.0092	6.9801	0.3814	4.9554	2142	142.5	2112.6	60.2	2083	87.7	0.92	97.2
19 Z13	52535	0.1356	6.9387	6.7156	5.6326	0.3592	4.0509	2172	116.1	2074.7	48.6	1978	68.7	0.89	91.1
20 Z14	10888	0.1379	9.0385	7.5534	7.3722	0.3971	5.2238	2202	149.1	2179.3	64.0	2156	95.1	0.92	97.9
21 Z15	11316	0.1329	7.7031	7.0702	6.2800	0.3857	4.4549	2137	128.9	2120.3	54.4	2103	79.6	0.90	98.4
22 Z16	35339	0.1296	7.0270	6.7539	5.7205	0.3778	4.0793	2093	118.6	2079.7	49.4	2066	71.7	0.91	98.7
23 Z17	25896	0.1385	7.3453	7.5043	5.9847	0.3929	4.2561	2209	122.2	2173.5	52.3	2136	77.0	0.91	96.7
24 Z18	8174	0.1292	9.1448	6.7715	7.4720	0.3802	5.2626	2087	152.6	2082.0	64.0	2077	93.0	0.92	99.6
25 Z19	70584	0.1303	6.2067	6.7475	5.0411	0.3756	3.6199	2102	105.1	2078.9	43.6	2056	63.4	0.88	97.8
26 Z20	45686	0.1393	7.1816	7.5334	5.8450	0.3922	4.1713	2219	119.4	2177.0	51.1	2133	75.3	0.91	96.1
30 Z21	17004	0.1327	4.1242	7.1769	5.8863	0.3923	4.1999	2134	72.2	2133.6	52.5	2133	76.3	0.89	100.0
31 Z22	54092	0.1403	6.6458	7.8721	5.4123	0.4069	3.8555	2231	110.7	2216.5	47.6	2201	71.5	0.90	98.6
35 Z26	20658	0.1369	6.8119	7.4813	5.5763	0.3962	3.9097	2189	113.9	2170.8	48.8	2152	71.2	0.88	98.3
36 Z27	46891	0.1584	10.3374	9.8139	8.4493	0.4493	5.9539	2439	165.2	2417.5	75.0	2392	117.9	0.94	98.1
39 Z28	39954	0.1381	6.8889	7.7545	5.6479	0.4073	3.9430	2203	115.0	2202.9	49.6	2203	73.2	0.87	100.0
41 Z30	19280	0.1588	9.1426	9.7017	7.4762	0.4432	5.2586	2442	147.0	2406.9	66.6	2365	103.4	0.93	96.8
42 Z31	55603	0.1408	9.4509	7.4446	7.7225	0.3836	5.4467	2237	154.9	2166.3	66.9	2093	96.6	0.94	93.6
44 Z33	80976	0.1316	3.5634	7.1211	5.0394	0.3925	3.5634	2119	62.4	2126.7	44.9	2134	64.7	0.88	100.7
45 Z34	23342	0.1333	7.3365	7.1814	5.9914	0.3906	4.2313	2142	122.9	2134.2	52.0	2126	76.2	0.90	99.2
46 Z35	47885	0.1328	4.5351	7.2020	6.4275	0.3935	4.5547	2135	79.3	2136.8	57.3	2139	82.9	0.92	100.2
50 Z37	511906	0.1361	5.9207	7.5318	4.8676	0.4014	3.3702	2178	99.6	2176.8	42.7	2176	61.9	0.86	99.9
51 Z38	38702	0.1362	6.4706	6.7043	5.3209	0.3569	3.6805	2180	108.5	2073.2	46.0	1967	62.1	0.87	90.2
52 Z39	43916	0.1365	7.9600	7.4720	6.5298	0.3971	4.5507	2183	132.3	2169.6	56.9	2156	82.9	0.90	98.8
55 Z42	10510	0.1331	4.4375	7.4095	6.2055	0.4037	4.3378	2140	77.6	2162.1	55.5	2186	80.4	0.88	102.2
60 Z44	34032	0.1365	6.2370	7.5607	5.1385	0.4016	3.5333	2184	104.7	2180.2	45.1	2176	65.0	0.86	99.7

Universidade de Brasília – Instituto de Geociências
Dissertação de mestrado - Geologia dos grupos Serra da Mesa e Arai no sul do Tocantins

Zircão PM-267	²⁰⁶ Pb / ²⁰⁴ Pb	²⁰⁷ Pb / ²⁰⁵ Pb				²⁰⁶ Pb / ²³⁸ U				²⁰⁷ Pb / ²³⁵ U				rho	Concordância
		Pb / Pb	1σ	Pb / U	1σ	Pb / U	1σ	Pb / U	1σ						
03z1	137513	0.1373	0.6279	7.5842	2.4294	0.4005	2.3466	2194	10.9	2183	21.6	2171	43.1	0.97	98.97
04z2	15782	0.1340	0.5976	7.1518	1.2350	0.3871	1.0806	2151	10.4	2131	10.9	2109	19.4	0.87	98.07
05z3	77440	0.1600	0.5387	10.1820	1.3884	0.4615	1.2794	2456	9.1	2451	12.8	2446	26.0	0.92	99.61
06z4	16993	0.1398	1.7370	7.7988	3.0448	0.4045	2.4985	2225	29.8	2208	27.0	2190	46.3	0.93	98.42
07z5	125902	0.1341	0.6320	7.3712	1.1905	0.3988	1.0088	2152	11.0	2157	10.6	2164	18.5	0.84	100.55
08z6	1277	0.1398	0.9061	7.8479	2.6217	0.4072	2.4602	2224	15.7	2214	23.6	2202	45.9	0.94	99.00
09z7	72883	0.1340	0.5386	6.5403	1.1329	0.3539	0.9967	2151	9.4	2051	10.0	1953	16.8	0.87	90.79
10z8	130069	0.1518	0.6965	8.5554	1.2378	0.4087	1.0231	2366	11.8	2292	11.2	2209	19.1	0.89	93.35
13z9	29644	0.1376	0.6484	7.2409	1.5075	0.3816	1.3602	2197	11.2	2142	13.4	2084	24.2	0.90	94.84
14z10	46000	0.1371	0.4706	7.5476	0.9691	0.3991	0.8471	2191	8.2	2179	8.7	2165	15.6	0.86	98.80
16z12	97196	0.1356	0.7327	7.0241	1.8912	0.3758	1.7433	2171	12.7	2114	16.7	2057	30.6	0.96	94.73
17z13	144281	0.1355	0.5085	7.4627	1.0944	0.3995	0.9691	2170	8.9	2169	9.8	2167	17.8	0.88	99.82
19z15	88766	0.1334	0.4048	6.8753	1.1260	0.3739	1.0506	2143	7.1	2095	9.9	2048	18.4	0.93	95.58
20z16	67933	0.1433	0.5914	7.8708	1.5811	0.3984	1.4660	2267	10.2	2216	14.1	2161	26.9	0.96	95.32
23z17	58934	0.1366	0.4596	7.3533	0.9866	0.3905	0.8728	2184	8.0	2155	8.8	2125	15.8	0.87	97.29
24z18	41709	0.1370	0.4853	7.2631	0.9391	0.3846	0.8038	2189	8.4	2144	8.3	2098	14.4	0.84	95.84
25z19	233195	0.1367	0.4731	7.2445	1.1583	0.3842	1.0573	2186	8.2	2142	10.3	2096	18.9	0.91	95.87
26z20	204344	0.1328	2.5215	6.6797	5.9763	0.3649	5.4180	2135	43.5	2070	51.5	2006	92.7	0.97	93.95
27z21	41860	0.1581	0.4993	8.9758	1.0943	0.4119	0.9734	2435	8.4	2336	9.9	2223	18.3	0.88	91.31
28z22	27753	0.1610	0.5116	9.6579	1.0335	0.4352	0.8975	2466	8.6	2403	9.5	2329	17.5	0.86	94.45
29z23	56509	0.1374	0.5224	7.4330	0.9627	0.3923	0.8084	2195	9.1	2165	8.6	2133	14.7	0.82	97.18
32z25	49002	0.1361	0.5872	7.2141	0.9362	0.3843	0.7291	2179	10.2	2138	8.3	2096	13.0	0.75	96.22
35z26	81388	0.1366	0.5761	7.3265	1.5708	0.3890	1.4613	2184	10.0	2152	14.0	2118	26.4	0.93	96.98
36z27	78282	0.1563	0.8677	9.0206	1.6025	0.4187	1.3470	2415	14.7	2340	14.5	2255	25.6	0.91	93.34
37z28	101875	0.1617	0.6133	10.1355	1.0199	0.4545	0.8149	2474	10.4	2447	9.4	2415	16.4	0.78	97.63
38z29	86301	0.1367	0.5463	7.5348	0.9254	0.3997	0.7469	2186	9.5	2177	8.3	2167	13.7	0.78	99.14
39z30	79230	0.1376	0.5294	7.1317	1.7475	0.3758	1.6651	2198	9.2	2128	15.4	2057	29.3	0.95	93.58
40z31	198052	0.1362	0.6871	7.6997	1.0653	0.4100	0.8140	2179	11.9	2197	9.5	2215	15.2	0.81	101.64
43z32	37539	0.1410	0.6166	7.6245	1.3253	0.3922	1.1726	2240	10.6	2188	11.8	2133	21.3	0.88	95.24
44z33	31789	0.1308	0.5110	6.1899	1.0830	0.3431	0.9548	2109	9.0	2003	9.5	1902	15.7	0.87	90.15
45z34	68755	0.1365	0.5042	7.5772	1.0147	0.4027	0.8806	2183	8.8	2182	9.1	2181	16.3	0.85	99.93
46z35	26535	0.1443	0.9874	8.2392	1.7354	0.4142	1.4271	2279	17.0	2258	15.7	2234	26.9	0.92	98.02
47z36	46984	0.1385	0.6558	7.4344	1.4576	0.3894	1.3017	2208	11.4	2165	13.0	2120	23.5	0.89	95.99
48z37	76098	0.1537	0.5118	8.9429	0.8734	0.4219	0.7078	2388	8.7	2332	8.0	2269	13.5	0.78	95.04
49z38	31905	0.1531	0.6287	9.1550	1.3245	0.4336	1.1658	2381	10.7	2354	12.1	2322	22.7	0.87	97.51
50z39	41351	0.1379	0.8178	7.4013	1.3344	0.3892	1.0544	2201	14.2	2161	11.9	2119	19.0	0.88	96.26
53z40	127212	0.1372	0.4953	7.7022	0.9863	0.4073	0.8528	2192	8.6	2197	8.8	2202	15.9	0.85	100.48
54z41	26786	0.1362	0.5674	7.0627	1.1239	0.3762	0.9698	2179	9.8	2119	9.9	2058	17.1	0.85	94.47
55z42	33733	0.1375	0.5925	7.6192	1.2423	0.4019	1.0914	2196	10.3	2187	11.1	2178	20.1	0.87	99.19
56z43	12681	0.1481	1.7295	8.7783	2.8297	0.4299	2.2371	2324	29.3	2315	25.5	2305	43.3	0.92	99.18
57z44	7065	0.1572	1.2215	9.9666	3.5909	0.4599	3.3700	2425	20.6	2432	32.6	2439	68.2	0.94	100.57
58z45	91965	0.1370	0.6648	7.6709	1.6128	0.4061	1.4689	2189	11.5	2193	14.4	2197	27.3	0.91	100.35
59z46	16085	0.1591	0.6710	10.1447	2.7797	0.4626	2.6951	2446	11.3	2448	25.4	2451	54.8	0.97	100.21
60z47	35024	0.1615	0.8634	10.5138	2.0717	0.4721	1.8824	2472	14.5	2481	19.0	2493	38.8	0.95	100.84
64z48	20240	0.1594	0.7957	10.3227	2.1863	0.4696	2.0349	2450	13.4	2464	20.0	2482	41.8	0.93	101.31
65z49	54839	0.1544	0.5832	9.7181	1.1478	0.4566	0.9886	2395	9.9	2408	10.6	2425	20.0	0.85	101.24
66z50	16063	0.1400	0.7731	7.7821	1.7605	0.4030	1.5817	2228	13.4	2206	15.8	2183	29.3	0.90	97.99
66z51	62681	0.1370	0.8235	7.4371	1.2073	0.3938	0.8828	2189	14.3	2165	10.8	2140	16.1	0.82	97.77
68z52	21423	0.1424	0.6797	7.7136	1.5685	0.3929	1.4136	2256	11.7	2198	14.1	2136	25.7	0.90	94.69
69z53	7755	0.1392	0.7287	7.9637	2.5064	0.4150	2.3982	2217	12.6	2227	22.6	2238	45.3	0.96	100.93
70z54	14668	0.1383	0.7925	7.3851	2.1487	0.3872	1.9972	2207	13.8	2159	19.2	2110	35.9	0.93	95.61

Universidade de Brasília – Instituto de Geociências
Dissertação de mestrado - Geologia dos grupos Serra da Mesa e Araí no sul do Tocantins

Zircão PM-297	²⁰⁶ Pb / ²⁰⁴ Pb	²⁰⁷ Pb / ²⁰⁵ Pb		²⁰⁶ Pb / ²³⁸ U		²⁰⁷ Pb / ²³⁵ U		²⁰⁷ Pb / ²⁰⁵ Pb		²⁰⁶ Pb / ²³⁸ U		²⁰⁷ Pb / ²³⁵ U		rho	Concordância
		1σ	1σ	1σ	1σ	1σ	1σ	1σ	1σ	1σ	1σ				
043 Z32	60389	0.247	0.546	21.178	1.117	0.622	0.974	3164	8.6	3147	10.8	3119	24.0	0.86	98.57
050 Z37	41660	0.105	0.595	4.331	1.124	0.300	0.953	1706	10.9	1699	9.2	1694	14.2	0.83	99.26
041 Z30	39115	0.132	0.543	7.413	1.208	0.408	1.079	2123	9.5	2163	10.8	2204	20.1	0.89	103.80
063 Z47	140750	0.118	0.563	5.483	1.243	0.337	1.108	1927	10.1	1898	10.6	1871	18.0	0.88	97.07
040 Z29	23611	0.107	0.599	4.722	1.269	0.319	1.119	1754	11.0	1771	10.6	1786	17.5	0.87	101.80
023 Z17	16816	0.132	0.692	6.490	1.397	0.355	1.212	2131	12.1	2044	12.2	1960	20.5	0.86	91.96
024 Z18	20032	0.110	0.655	4.970	1.420	0.328	1.260	1797	11.9	1814	12.0	1830	20.1	0.88	101.83
060 Z44	17607	0.134	0.701	6.939	1.441	0.375	1.258	2153	12.2	2104	12.7	2054	22.1	0.87	95.42
032 Z23	38629	0.107	0.867	4.376	1.463	0.298	1.179	1743	15.8	1708	12.0	1679	17.4	0.89	96.36
051 Z38	159960	0.126	0.603	6.264	1.494	0.361	1.366	2042	10.6	2013	13.0	1986	23.3	0.91	97.27
022 Z16	33687	0.124	0.955	6.249	1.516	0.366	1.178	2011	16.8	2011	13.2	2011	20.3	0.86	100.01
011 Z07	21972	0.110	0.772	5.033	1.558	0.333	1.353	1791	14.1	1825	13.2	1855	21.8	0.86	103.53
020 Z14	41998	0.121	0.743	5.745	1.566	0.345	1.378	1967	13.2	1938	13.5	1912	22.8	0.88	97.20
064 Z48	192167	0.168	0.589	10.801	1.681	0.466	1.574	2540	9.8	2506	15.5	2464	32.2	0.93	97.02
061 Z45	41123	0.127	1.022	6.458	1.683	0.369	1.336	2056	17.9	2040	14.7	2024	23.2	0.88	98.43
054 Z41	25719	0.120	0.726	5.841	1.705	0.353	1.542	1957	12.9	1953	14.7	1948	25.9	0.90	99.56
065 Z49	21376	0.128	1.259	6.432	1.714	0.363	1.162	2076	22.0	2037	15.0	1998	20.0	0.82	96.25
052 Z39	23684	0.205	0.960	15.564	1.721	0.551	1.427	2864	15.5	2850	16.3	2831	32.6	0.90	98.83
036 Z27	23786	0.120	1.249	5.353	1.727	0.324	1.192	1951	22.1	1877	14.7	1811	18.8	0.84	92.84
055 Z42	28675	0.160	0.639	10.185	1.794	0.463	1.675	2452	10.8	2452	16.5	2451	34.1	0.93	99.93
045 Z34	33476	0.129	0.680	6.692	1.815	0.376	1.683	2084	11.9	2072	15.9	2059	29.6	0.93	98.84
044 Z33	16874	0.135	0.736	7.556	1.891	0.405	1.742	2169	12.8	2180	17.0	2191	32.4	0.92	100.98
039 Z28	23465	0.108	0.829	4.634	1.910	0.312	1.719	1763	15.1	1755	15.8	1749	26.3	0.90	99.19
010 Z06	11415	0.114	0.785	5.463	1.912	0.348	1.743	1862	14.2	1895	16.4	1925	29.0	0.91	103.36
033 Z24	37061	0.126	0.826	6.277	2.197	0.362	2.035	2039	14.5	2015	19.1	1992	34.8	0.93	97.73
049 Z36	12016	0.132	0.838	7.282	2.205	0.401	2.039	2119	14.7	2147	19.7	2176	37.7	0.92	102.69
030 Z21	8065	0.121	0.875	5.913	2.263	0.353	2.083	1976	15.5	1963	19.5	1951	35.0	0.92	98.74
066 Z50	21817	0.120	0.735	5.782	2.294	0.350	2.171	1955	13.1	1944	19.7	1933	36.2	0.95	98.91
014 Z10	23848	0.120	0.883	5.901	2.565	0.356	2.408	1957	15.8	1961	22.3	1965	40.8	0.94	100.40
031 Z22	8164	0.121	0.772	5.992	2.667	0.359	2.548	1970	13.7	1975	22.9	1979	43.4	0.96	100.49
013 Z09	6979	0.096	1.186	3.641	2.956	0.275	2.701	1551	22.1	1559	23.3	1564	37.5	0.91	100.80
042 Z31	16788	0.132	2.440	7.178	2.968	0.393	1.690	2129	42.7	2134	26.5	2138	30.8	0.79	100.43
019 Z13	5945	0.130	1.114	6.424	3.478	0.359	3.286	2093	19.5	2036	30.1	1980	55.9	0.95	94.61
034 Z25	8744	0.123	2.004	6.084	3.513	0.359	2.880	2001	35.2	1988	30.2	1975	48.9	0.82	98.70
021 Z15	7598	0.122	1.116	5.684	3.519	0.339	3.331	1980	19.7	1929	29.9	1882	54.3	0.95	95.07
025 Z19	7370	0.122	1.257	6.110	4.132	0.363	3.928	1987	22.2	1992	35.4	1996	67.2	0.95	100.47
Monazita M1	4649	0.0582	1.8119	0.6903	2.0187	0.0860	0.8867	0.4161	630	39.1	533.0	8.3	531.5	4.5	98.6
Monazita M2	28020	0.0596	0.8514	0.7895	1.1348	0.0961	0.7498	0.6249	603	18.4	590.9	5.1	591.7	4.2	100.7
Monazita M3	41560	0.0589	0.9433	0.6822	2.3606	0.0840	2.1628	0.9152	575	20.4	528.1	9.7	520.0	10.8	92.3

Universidade de Brasília – Instituto de Geociências
Dissertação de mestrado - Geologia dos grupos Serra da Mesa e Araí no sul do Tocantins

Zircão PM-314		²⁰⁶ Pb / ²⁰⁴ Pb	²⁰⁷ Pb / ²⁰⁵ Pb	²⁰⁶ Pb / ²³⁸ U	²⁰⁷ Pb / ²³⁵ U	²⁰⁷ Pb / ²⁰⁵ Pb	²⁰⁶ Pb / ²³⁸ U	²⁰⁷ Pb / ²³⁵ U	rho	Concordância					
		1σ	1σ	1σ	1σ	1σ	1σ	1σ							
005z2	57726	0.1080	0.4663	4.5683	0.8453	0.3068	0.7050	0.8053	1766	8.5	1743.5	7.0	1725.2	10.7	97.7
006z3	75343	0.1041	2.1459	4.6868	2.3785	0.3264	1.0255	0.4141	1699	39.0	1764.9	19.7	1821.1	16.3	107.2
007z4	30571	0.2045	0.7518	15.0505	1.2374	0.5338	0.9825	0.8817	2862	12.2	2818.4	11.7	2757.4	22.0	96.3
012z7	47407	0.1086	0.5682	4.8310	0.9429	0.3225	0.7525	0.7699	1777	10.4	1790.3	7.9	1802.0	11.8	101.4
013z8	45681	0.1074	1.1156	4.8574	1.5849	0.3279	1.1253	0.8560	1756	20.3	1794.9	13.3	1828.3	17.9	104.1
016z9	71865	0.1097	0.5895	4.9690	1.0988	0.3284	0.9271	0.8292	1795	10.7	1814.1	9.2	1830.8	14.8	102.0
017Z10	36599	0.1287	0.5446	6.8698	1.8135	0.3872	1.7285	0.9526	2080	9.6	2094.8	15.9	2109.7	31.0	101.4
018z11	47994	0.1286	0.5407	7.0587	1.6538	0.3980	1.5625	0.9432	2079	9.5	2118.9	14.6	2159.9	28.6	103.9
019z12	36578	0.1054	0.9829	4.6570	1.6436	0.3206	1.3168	0.8961	1721	18.0	1759.5	13.6	1792.6	20.6	104.2
023z16	186720	0.1842	0.9489	12.7754	3.4268	0.5029	3.2926	0.9826	2691	15.6	2663.2	31.8	2626.2	70.6	97.6
026z17	78443	0.1260	0.6126	6.3295	1.0100	0.3645	0.8028	0.7705	2042	10.8	2022.5	8.8	2003.3	13.8	98.1
027z18	11018	0.1350	0.6789	7.3949	1.7117	0.3974	1.5713	0.9153	2163	11.8	2160.4	15.3	2157.2	28.8	99.7
028z19	29888	0.1279	0.5576	6.7936	1.1738	0.3853	1.0329	0.8706	2069	9.8	2084.9	10.4	2100.8	18.5	101.5
030z21	20643	0.1284	0.7035	6.8894	1.3933	0.3893	1.2017	0.8554	2076	12.3	2097.3	12.3	2119.4	21.7	102.1
031z22	13545	0.1305	0.6618	6.4267	1.5953	0.3573	1.4515	0.9064	2104	11.6	2035.9	14.0	1969.4	24.6	93.6
032z23	15458	0.1201	0.6381	6.1028	1.8797	0.3684	1.7664	0.9390	1958	11.3	1990.6	16.3	2021.9	30.6	103.2
036z24	9405	0.1306	1.0959	6.9301	3.0147	0.3849	2.8084	0.9309	2106	19.2	2102.5	26.8	2099.1	50.3	99.7
037z25	65184	0.1213	0.9314	6.3025	2.6231	0.3769	2.4501	0.9339	1975	16.5	2018.8	22.7	2061.6	43.1	104.4
039z27	4891	0.1272	2.8962	7.1786	10.5867	0.4092	10.1522	0.9891	2060	50.2	2133.9	90.2	2211.2	187.8	107.3
040z28	11031	0.0966	0.9744	3.7980	3.0352	0.2851	2.8704	0.9464	1560	18.2	1592.3	24.1	1617.1	41.0	103.7
041z29	55937	0.1353	0.5625	7.8184	0.9659	0.4192	0.7850	0.7885	2167	9.8	2210.3	8.7	2257.0	14.9	104.1
042z30	13131	0.1110	3.3814	4.9639	3.6798	0.3244	1.4515	0.3865	1816	61.4	1813.2	31.1	1811.0	22.9	99.7
043z31	181522	0.1263	0.5862	6.4107	1.0316	0.3680	0.8488	0.8377	2048	10.3	2033.7	9.0	2020.1	14.7	98.7
047z33	2990	0.1245	0.5652	6.7009	1.0316	0.3902	0.8601	0.8177	2022	10.0	2072.7	9.1	2123.8	15.6	105.0
048z34	88123	0.1076	0.5394	4.7745	0.9059	0.3218	0.7276	0.7734	1759	9.8	1780.4	7.6	1798.7	11.4	102.3
049z35	83376	0.1266	0.8922	6.6289	1.2508	0.3797	0.8764	0.7955	2052	15.7	2063.2	11.0	2074.7	15.5	101.1
050z36	18294	0.1372	0.8525	7.2934	1.7832	0.3855	1.5662	0.8744	2192	14.8	2148.0	15.9	2101.8	28.1	95.9
052z38	13516	0.1134	0.7490	5.4643	1.7982	0.3494	1.6348	0.9064	1855	13.5	1895.0	15.4	1931.9	27.3	104.2
053z39	11020	0.1347	1.4315	7.7785	2.1773	0.4190	1.6384	0.8869	2160	24.8	2205.7	19.4	2255.8	31.2	104.5
056z40	14407	0.1288	0.8814	6.6568	1.7036	0.3748	1.4579	0.8505	2082	15.5	2066.9	15.0	2052.0	25.6	98.6
058z42	31553	0.2686	0.5809	23.7192	1.8658	0.6404	1.7723	0.9490	3298	9.1	3256.9	18.0	3190.6	44.5	96.7
059z43	26953	0.1127	1.0606	5.1846	1.6057	0.3337	1.2049	0.8613	1843	19.1	1850.1	13.6	1856.1	19.4	100.7
061z45	11400	0.1109	0.8546	4.7641	1.4754	0.3115	1.2027	0.8057	1815	15.5	1778.6	12.4	1748.1	18.4	96.3
066z47	19969	0.1697	0.7613	11.5710	1.5394	0.4945	1.3380	0.8634	2555	12.7	2570.3	14.4	2590.0	28.5	101.4
067z48	4193	0.1083	1.0536	4.7436	3.7823	0.3178	3.6326	0.9602	1770	19.2	1775.0	31.7	1778.9	56.5	100.5
068z49	10208	0.1037	2.3735	4.6262	3.1551	0.3236	2.0788	0.6546	1691	43.8	1754.0	26.3	1807.4	32.8	106.9
069z50	4401	0.1096	2.3662	4.5581	3.4722	0.3016	2.5411	0.8955	1793	43.1	1741.6	28.9	1699.1	38.0	94.8
070z51	19527	0.1251	0.8267	6.7714	1.7206	0.3927	1.5079	0.8726	2030	14.6	2082.0	15.1	2135.5	27.4	105.2
071z52	14688	0.0978	0.7095	3.6329	1.2487	0.2693	1.0270	0.8098	1583	13.2	1556.8	9.9	1537.3	14.0	97.1
072z53	29221	0.1089	0.6173	4.8273	1.2074	0.3215	1.0372	0.8487	1781	11.2	1789.7	10.1	1797.3	16.3	100.9
073z54	8888	0.1287	1.8306	7.2714	3.0160	0.4098	2.3930	0.9209	2080	31.9	2145.3	26.6	2213.9	44.8	106.4
077z56	4111	0.1224	1.2955	6.4506	4.4185	0.3822	4.2090	0.9556	1992	22.9	2039.2	38.1	2086.6	74.9	104.8
078z57	48835	0.1068	0.5236	4.8257	1.0077	0.3278	0.8607	0.8379	1745	9.6	1789.4	8.4	1827.5	13.7	104.7
076z55	7418	0.1282	0.9924	7.1490	3.8295	0.4045	3.6913	0.9655	2073	17.4	2130.2	33.6	2189.6	68.3	105.6
080z59	111039	0.1749	0.5441	12.2155	1.0880	0.5067	0.9423	0.8534	2605	9.1	2621.1	10.2	2642.3	20.4	101.4
010z05	6990	0.0951	1.2386	3.5296	2.4299	0.2691	2.0905	0.8579	1530	23.3	1533.9	19.2	1536.4	28.6	100.4
011z61	22531	0.0959	0.6027	3.5707	1.0165	0.2700	0.8186	0.7826	1546	11.3	1543.0	8.1	1540.9	11.2	99.7

4.5 Evolução dos grupos Araí e Serra da Mesa

Os estudos estratigráficos, sedimentológicos e geocronológicos realizados neste trabalho e por outros autores (Marini *et al* 1984, Pimentel *et al.* 1991 Martins 1999; Dardenne 2000; Alvarenga *et.al* 2007) permitem inferir que o Grupo Araí compõe uma Megasequência de 1º ordem do Paleo/Mesoproterozoico (1,71- 1,55 Ga) do tipo *rift-sag*, desenvolvida na Tafrogênese do Estateriano.

Foram reconhecidos quatro estágios de evolução no Grupo Araí: pré-rift, sin-rift, transicional e pós-rift ou flexural. Estes estágios compõem supersequências de 2ª ordem. Por sua vez as supersequência são subdivididas em tectonosequências de 3ª ordem, que marcam diferentes sistemas deposicionais.

A) O estágio pré rift, que ocorre no período de 1,80 a 1,77 Ga, é formado por sedimentos não-marinhos depositados durante o estiramento da crosta litosférica (Terreno Jaú-Cavalcante) devido à ascensão da litosfera. As falhas neste ambiente favorecem a formação de Horsts e Grabens, onde são depositados sedimentos em leques aluviais, rios entrelaçados associado a um ambiente desértico (Figura 4.39).

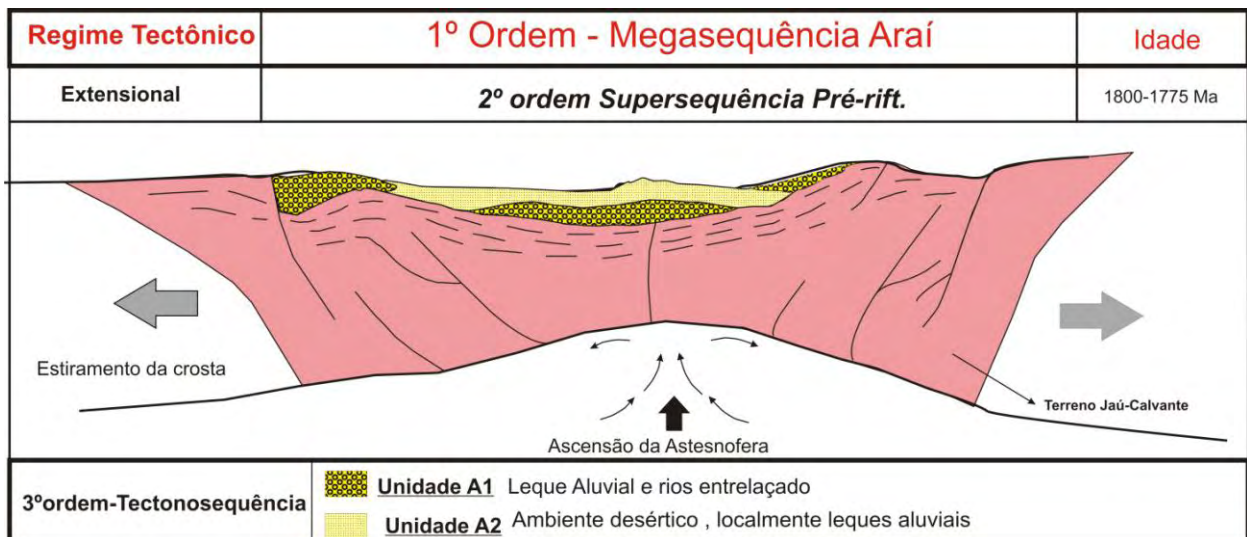


Figura 4.39- Estágio pré-rift do Grupo Araí.

B) No estágio sin-rift predomina a subsidência mecânica, onde ocorre a reativação de falhas e magmatismo da Sub-Província Tocantins (g1) com idade de 1,771 Ga (Pimentel *et al.* 1991). O vulcanismo, na região, é representado, por piroclásticas líticas (Figura 4.40).

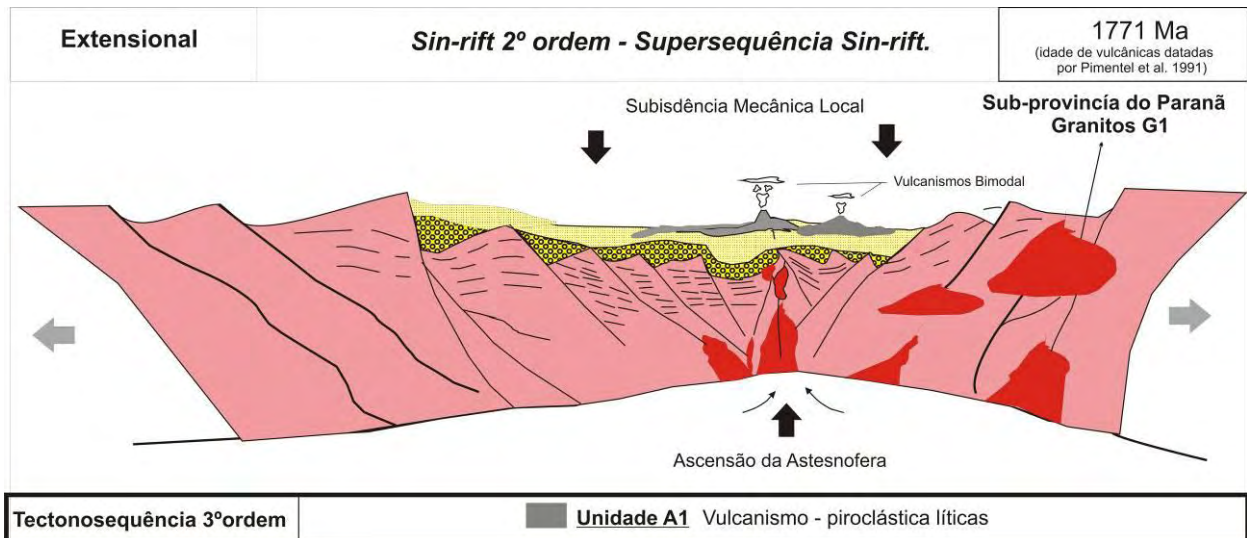


Figura 4.40- Estágio sin-rift do Grupo Araí.

C) O estágio transicional marca as primeiras incursões marinhas na bacia do Araí, o sistema muda de subsidência mecânica para um ambiente de subsidência flexural/termal. As baixas razões de subsidência criam um ambiente de deposição com sedimentos marinhos e continentais como: praias arenosas, praias de cascalhos (*storm beach*), possíveis deltas, além de depósitos de planície de maré. A idade provável de deposição fica entre 1750-1700 Ma (Figura 4.41).

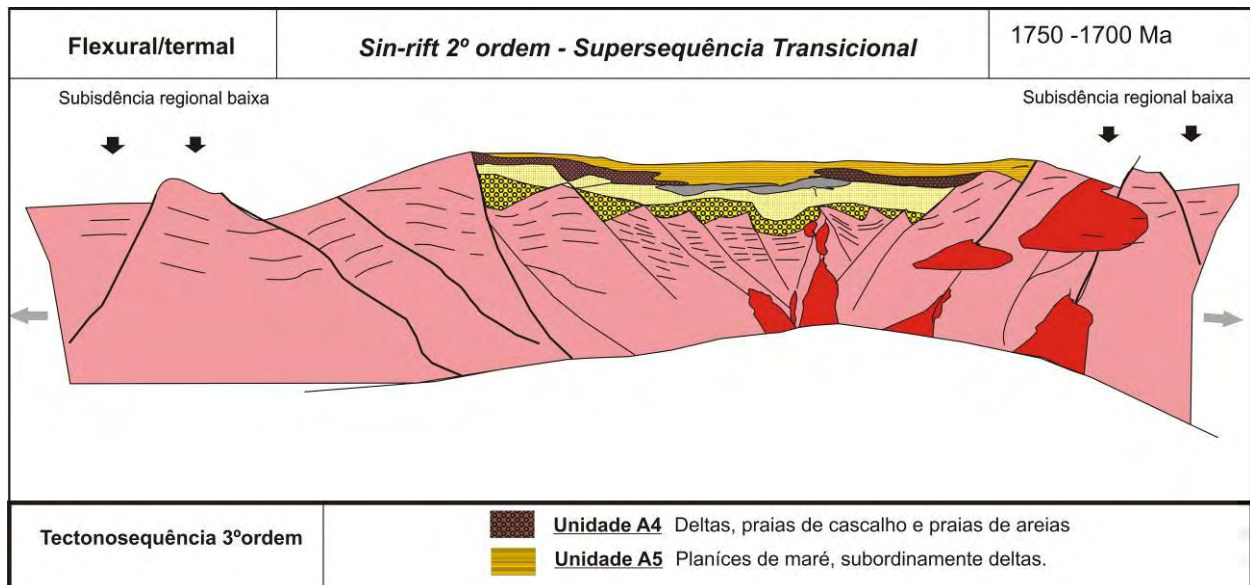


Figura 4.41- Estágio transicional do Grupo Araí

D) O estágio pós-rift é marcado por altas taxas de subsidência e uma grande transgressão que inunda toda a bacia do Araí e outras depressões pré-formadas, nesse contexto ocorreu a deposição do Grupo Serra da Mesa e da Formação Traíras. Os sedimentos nesse estágio são depositados em uma plataforma-marinha silico-carbonatada, marcada por dois ciclos deposicionais, cada um com granodecrescência ascendente (Figura 4.42). Por volta de 1,58 a 1,55 (Rossi *et al.* 1992 e Kitajima 2002) um novo magmatismo é representado pelo granitos da Sub-província do Tocantins (g2) e o Complexo Alcalino Peixe, que intrudem os sedimentos basais do Grupo Serra da Mesa. E posteriormente serviram

como fonte para os sedimentos de topo do Grupo Serra da Mesa. A idade provável de deposição pode ser estabelecida entre 1,6 Ga a 1,5 Ga.

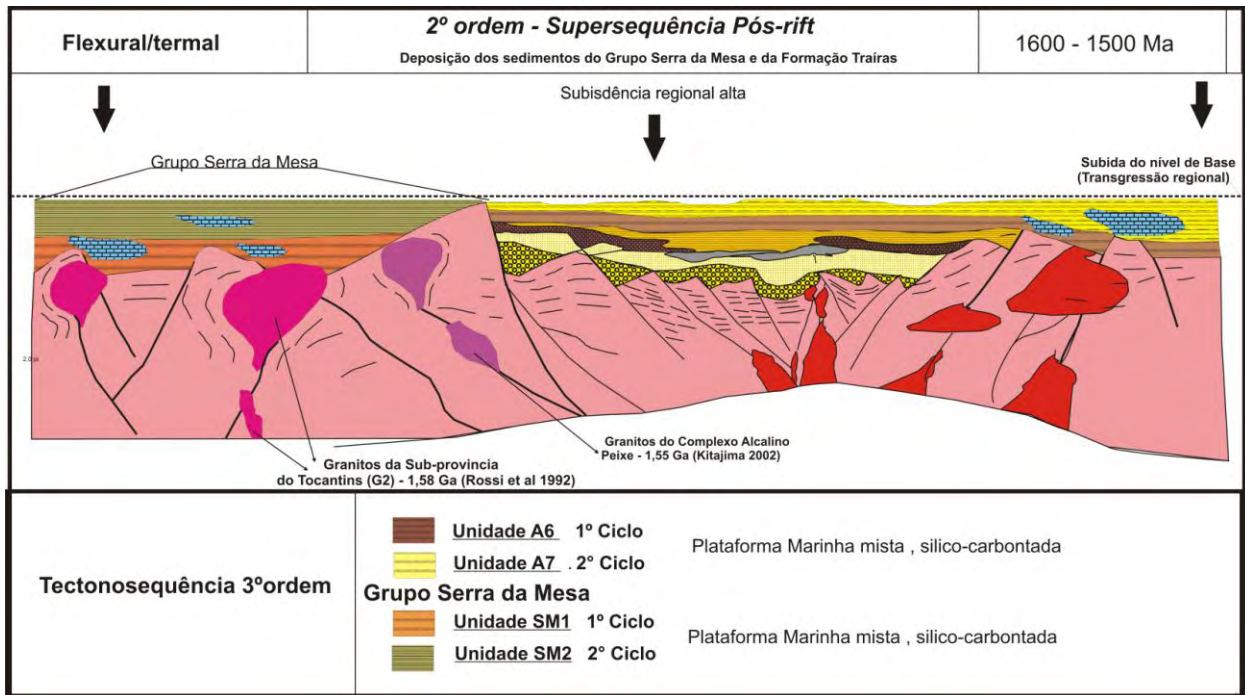


Figura 4.42 - Estágio pós-rift do Grupo Araí e deposição dos sedimentos do Grupo Serra da Mesa

Após o processo *rift* ocorre um período de quietude tectônica até aproximadamente 1,25-1,3 Ga, a partir do qual foi formada a seqüência Vulcano-Sedimentar de Palmeiópolis e o Complexo máfico-ultramáfico de Canabrava (Figura 4.43)b, representando um novo evento de extensão crustal (Pimentel *et al* 2004, Moraes *et al.*, 2006 e Araújo, 1986). Simultaneamente a formação da seqüência foi instalado um ambiente de margem passiva, onde são depositados os sedimentos do Grupo Paranoá.

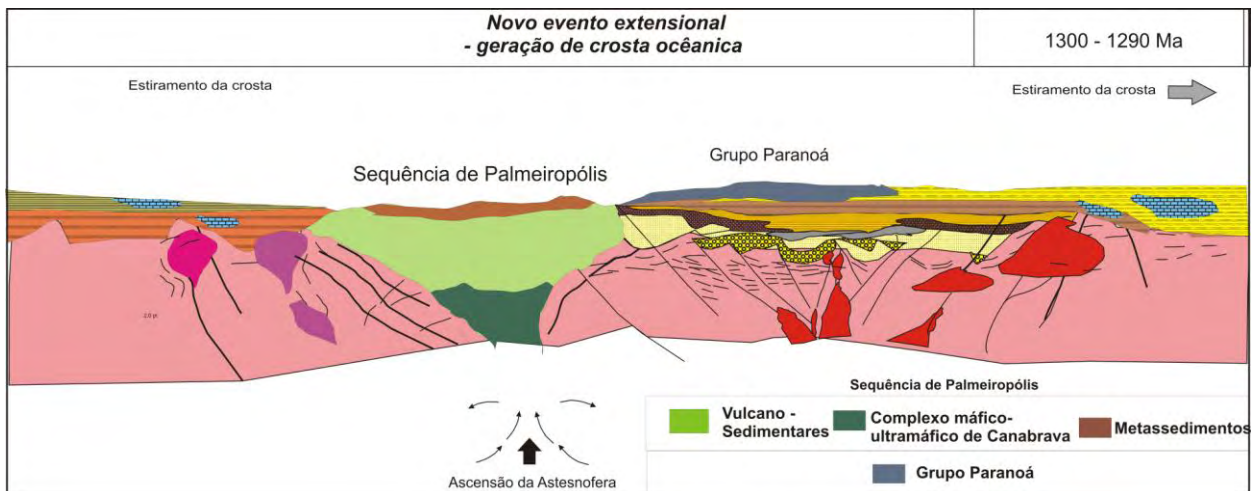


Figura 4.43 – Novo evento de extensão crustal com a formação da Seqüência Vulcano-Sedimentar de Palmeiópolis e do Complexo de Canabrava. Na margem passiva formada foram depositados os sedimentos do Grupo Paranoá

Ao oeste em diferente contexto geológico, já durante o Ciclo Brasileiro, a convergência entre as placas Amazônica e São Franciscana gerou, em zona de subducção, um sistema de arcos de ilhas, entre 950 e 890 Ma (Pimentel *et al* 1999). Em aproximadamente 630 a Ma (idades de titanita Pimentel *et al* 2000), o ciclo Brasileiro evoluiu com a subducção da placa Amazônica, que resultou na colisão do Arco magmático de Goiás. Essa colisão é materializada pela falha Rio dos Bois (Figura 4.44).

Ainda no contexto da orogênese do Brasileiro o Sistema de Falhas Rio Maranhão é responsável pela exumação dos corpos Granulítico do Complexo Canabrava e a seqüência vulcano-sedimentar de Palmeirópolis pelo processo de *underthrusting* (D'el-Rey *et al* 2008), esse Sistema de Falhas separa domínios estruturais e metamórficos distintos (Figura 4.44): No oeste, onde está o Grupo Serra da Mesa, as rochas foram envolvidas em um metamorfismo na fácies anfíbolito com dobras apertadas a assimétricas; no leste, no grupo Arai, as rochas apresentam metamorfismo fácies xisto verde com dobras suaves. A ascensão dos complexos granulíticos é mostrada nos dados de refração sísmica de Soares *et al* (2006).

As idades das monazitas com 575 a 630 Ma podem ser correlacionada a a deformação e metamorfismo relacionada a estes sistemas de falhas.

Por último predomina tectônica de blocos com grandes zonas de cisalhamento (Zona de cisalhamento Caldas, Figura 4.44), que possivelmente reativou estruturas pré-formadas no rifte. A exposição do embasamento caracteriza a região com o estilo de deformação *thick-skinned*.

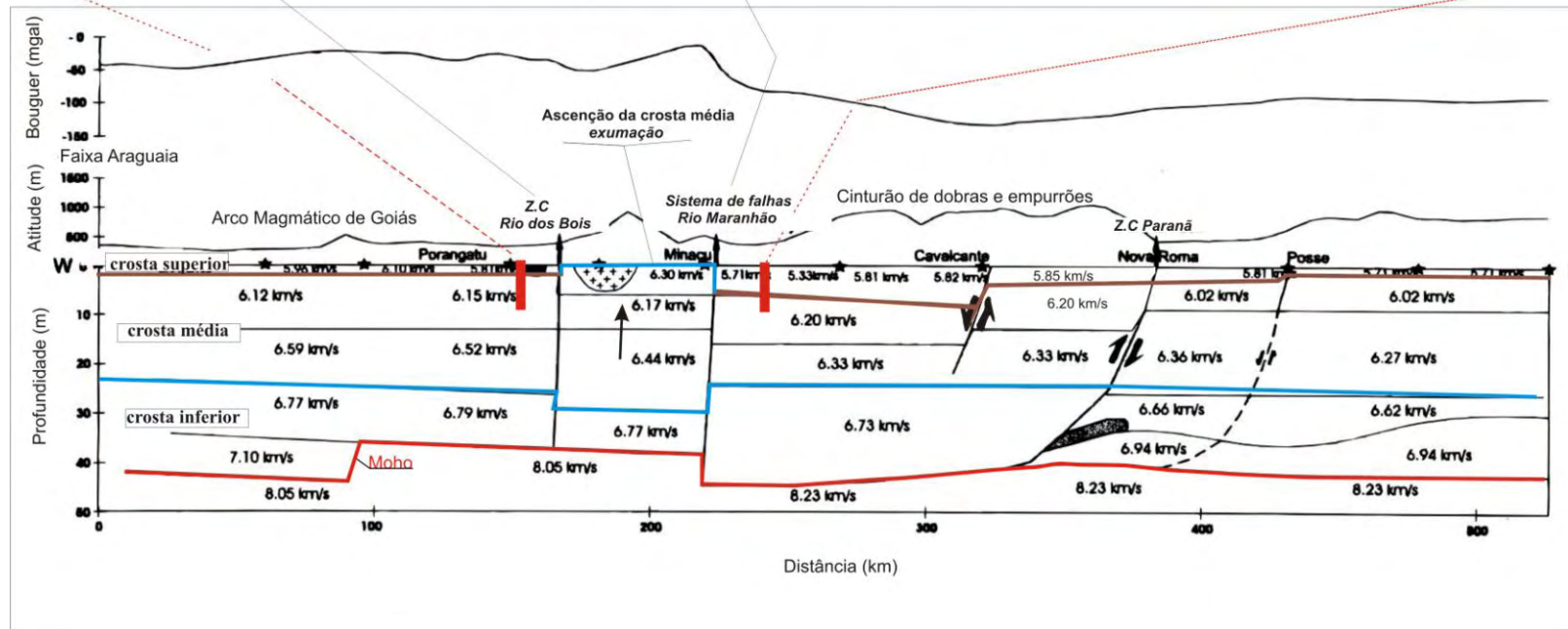
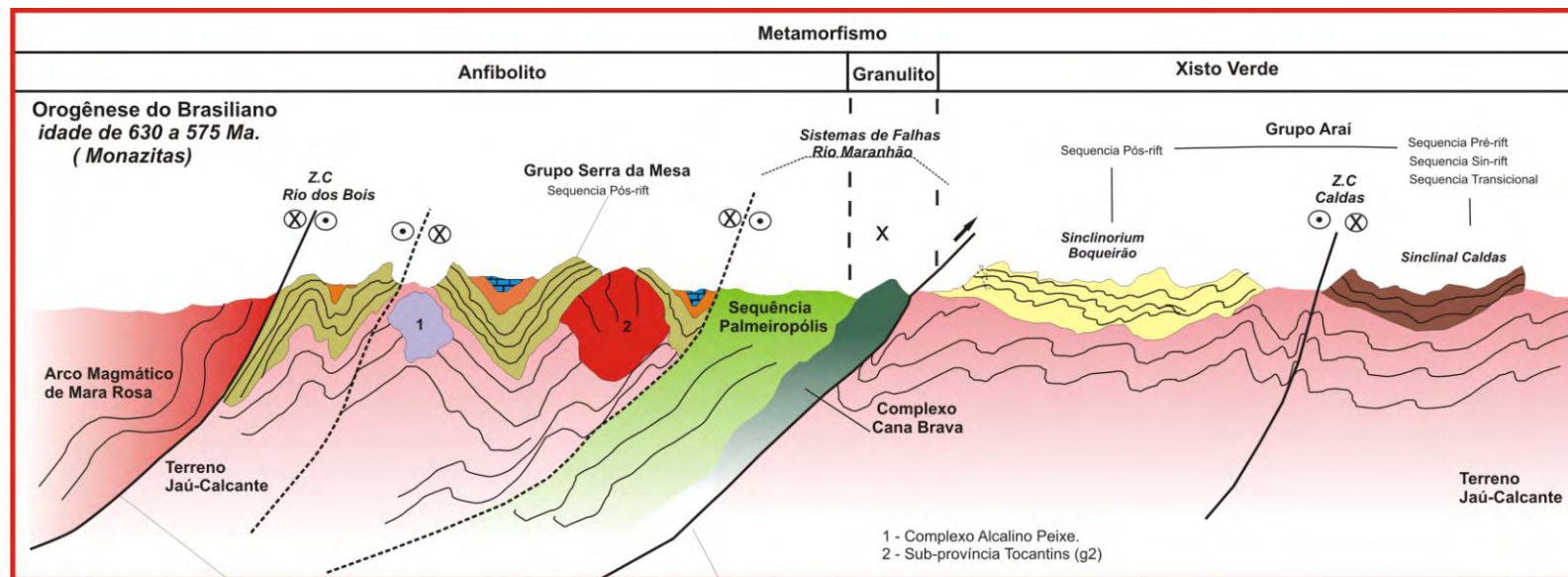


Figura 4.44- Estágio de evolução final, onde as falhas Rio dos Bois e Rio Maranhão separam a crosta em três grande blocos. A Falha Rio Maranhão separa os metamorfismo fácies xisto-verde do anfibolito/granulito, e a Falha Rio dos Bois delimita o limite do Arco. Notar no modelo gravimétrico de Soares *et al* (2006) a ascensão da crosta média, entre as duas falhas, representando a exumação dos complexos máficos-ultramáficos e das seqüências vulcano-sedimentares.

4.5 Correlações Regionais

A estratigrafia dos grupos Araí e Serra da Mesa definida neste trabalho, permite correlações regionais: i) com a estratigrafia do Grupo Araí na região da Chapada dos Veadeiros; ii) o Grupo Natividade (Figura 4.45).

A coluna litoestratigráfica do Grupo Araí na região da Chapada dos veadeiros apresenta as seguintes variações laterais em relação à coluna do Araí proposta neste trabalho: no estágio *sin-rift* apresenta uma espessura maior e uma variação maior de rochas, como vulcânicas ,arcóseos e conglomerados; A região da Chapada dos Veadeiros não apresenta sedimentação referente ao estágios transicional.

Assim como o Grupo Serra da Mesa, o Grupo Natividade é representado por rochas depositadas em uma plataforma mista sílico-carbonática (Dardenne & Saboia 2006), que pode ser correlacionada a supersequência pós-*rift* do grupo Araí. Entretanto existe uma quantidade maior de rochas carbonáticas (dolomitos e calcários) no Grupo Natividade.

Desta forma os grupos Araí, Serra da Mesa e Natividade constituem uma mesma unidade tectônica formada a partir da evolução da bacia *rift* Araí. As variações faciológicas de cada grupo são relacionadas a paleogeografia desta bacia. Na região da Chapada dos Veadeiros predominam rochas *sin-rift*, representando o local de abertura do mesmo. E para o noroeste, no sul do Tocantins, passam a predominar rochas do estágio transicional e pós-*rift*, com presença maior de carbonatos no extremo norte, no Grupo Natividade (Figura 4.39).

A Grupo Araí na Chapada dos Veadeiros (Dardenne et al. 1999)

B Grupo Araí no Sul do Tocantins

C Grupo Serra da Mesa no Sul do Tocantins

D Grupo Natividade Perfil da Serra de Santa Clara (Dardenne & Soboia 2006)

Sequência Maranhá Pós-rifte

Siltitos MS₂

Quartzito Marinho Q₂

Siltitos Calcíferos MS₁

Sequência Rifte

Basaltos

Riolitos, Riodacitos Tufos (1,77 G.A)

Conglomerado

Pré-rifte São Francisco Continental

Quartzito Eólico Q_{1b}

Embassamento: Fm. Tucunzal granitos and gnaisses

Supersequência pós-rifte / Sag ou flexural

A7 450 m

A6 750 m

SM2 1000 m

SM1 900 m

Supersequência pós-rifte / Sag ou flexural

Metapelitos com lentes de quartzito e metadolomitos

metacalcários e metamórmores

Brecha Quartzítica

Quartzito

Supersequência Transicional

A5 400 m

A4 300 m

A3 120 m

Supersequência sin-rifte

A2 250 m

A1 150 m

Supersequência pré-rifte

incoformidade erosiva

Terreno Jaú-Cavalcante

Terreno Almas-Dianópolis

Distribuição das unidades e localização dos perfis

Grupo Natividade

Grupo Serra da Mesa

Grupo Araí

NE Direção de abertura do rift

N

P AFM AG C

Figura 4.45 - Correlação dos grupos Araí, Serra da Mesa e Natividade

CAPITULO 5

CONCLUSÕES.

Os elementos geológicos observados para os grupos Araí e Serra da Mesa e seu embasamento no sul do Tocantins permitem avançar as seguintes conclusões:

- O embasamento siálico da porção sententrional da Faixa Brasília é representado por três grandes blocos, consolidado no paleoproterozóico (2,4 - 2,0 Ga, Fuck *et al* 2001), durante o evento metamórfico Rhyaciano (ou evento Transamazônico) :i) Em um ambiente de Arco foi formada a seqüência vulcano-sedimentar de Campinorte com idade de 2,16 - 2,2 Ga (Giustina *et al* 2009). ii) Posteriormente, em um ambiente de margem continental ativa, ocorre a formação de granitos calci-alcalinos, com idade de 2,4 (Fuck *et al* 2000) e 2,2 Ga (Cruz & Kuyumjian 2000), que intrudem a seqüência *greenstone-belt* Riachão, denominada de Terreno Almas Dianópolis; iii) Por último em um ambiente de colisão continental ocorre a formação de um volumoso magmatismo peraluminoso com idade de 2,12 a 2,17 Ga (Botelho *et al* 2006), representado pela Suíte Aurumina, que intrude os metassedimentos da Formação Ticunzal, este denominado de Terreno Jaú-Cavalcante.
- Essas denominações propõem substituir o nome anterior de Terreno Almas-Cavalcante dado por Delgado *et al.*(2003) devido ao fato do mesmo englobar terrenos formados em diferentes ambientes e idades distintas.
- Rochas arqueanas pertencentes ao Complexo Granito-Gnáissico (possivelmente parte do Craton São Francisco) não apresentam registros no embasamento siálico, sendo conhecidas apenas como idades de proveniência nos metassedimentos da Formação Ticunzal.
- No final do Paleoproterozóico o embasamento é afetado pela Tafrogênese do Estateriano, marcada pela presença de rochas vulcânicas bimodais com idade de 1,77 Ga (Pimentel *et al* 1991). O Processo rift desenvolve uma bacia do tipo rift-sag que foi dividida em quatro estágios: pré-rift, sin-rift, transicional e pós-rift. Os grupos Serra da Mesa e Natividade podem ser correlacionados as fases pós-rift da Bacia Araí. O embasamento é afetado por uma reativação do rift que produziu um magmatismo de idade vizinha de 1,58 Ga e 1,55 Ga (Rossi *et al.*, 1992 e Kitajima 2002). Esse último magmatismo contribui para os sedimentos do topo do Grupo Serra da Mesa. Pode-se estabelecer uma idade possível de deposição dos sedimentos dos grupos Araí e Serra da Mesa entre 1,78 a 1,54 Ga. A idade de deposição de 240 Ma é compatível com as idades de bacias de 1º ordem, que varia de 200 a 250 Ma, encontradas por Miall, (1997) e Krapez ,(1993). Entretanto existe a possibilidade de tanto a Formação Traíras, Grupo Serra da Mesa e o Grupo Natividade compor uma bacia distinta das unidades basais do Grupo Araí, com idades fontes distintas que varia do arqueano ao final do Paleoproterozóico.

- O Sistema de Falhas Rio Maranhão representa uma grande descontinuidade gravimétrica, o qual foi responsável por envolver os grupos Serra da Mesa e Araí em diferentes tipos de metamorfismo e deformação. Porém é necessário um trabalho estrutural detalhado para confirmar esta teoria
- Dados de Sm –Nd, U-Pb e C-O apresentados nessa dissertação servem como referências para identificar rochas pertencentes aos grupos Araí e Serra da Mesa. Pode-se estabelecer como valores padrão para esses grupos: metapelitos apresentando Sm-Nd com valores entre 1,82 a 2,45 Ga; carbonatos apresentando $\delta_{13}C_{PDB}$ com valores médios de 2,6 ‰ e zircões detríticos de quartzitos com valores de 2,4 a 2,0 para a Formação Traíras e 2,2 ,1,7 Ga e subordinadamente 1,5 Ga para o Grupo Serra da Mesa.
- A subdivisão do Grupo Araí em Megassequência, Superssequência e Tectono-sequência (Krapez ,1996; Catuneanu ,2003 e Catuneanu *et al* ,2005), facilitou a correlação da Formação Traíras com os grupos Serra da Mesa e Natividade
- As duas idades de 1,77 e 1,58 encontradas na Bacia Araí são presentes também na Bacia Espinhaço em vulcânicas com idades U-Pb de 1,8-1,7 na Formação Rio dos Remédios, no Granito Borrachudo e no vulcanismo associado (Babinski *et al* 1999; Schobbenhaus *et al* 1994); e em vulcânicas da Formação Bombas do Sistema Pajeú de idade U-Pb de 1,57 Ga (Danderfer *et al* 2009). A semelhança de idades mostra que o evento rift que formou a Bacia Araí é contemporâneo ao rift da Bacia Espinhaço, indicando que o processo rift que afetou o Cráton São Francisco continuou ativo entre 1,8 e 1,57 Ga.
- As idades obtidas em monazitas indicam idade de metamorfismo em 630 a 575 Ma para a região. Pimentel *et al.* (2000) encontrou valores semelhantes ,em titanita, no Arco Magmático de Mara Rosa, que foram interpretados como a idade do pico metamórfico.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Ab'Sáber, A.A. Um conceito de geomorfologia a serviço das pesquisas sobre o quaternário. Geomorfologia, S.Paulo, *Igeog-USP* (18), 1969.
- Almeida, F.F.M. ,1968. Evolução tectônica do centro-oeste brasileiro no proterozóico superior. *Anais Acad. Bras.Ciências*, n. 40, p. 285-295.
- Almeida, F.F.M. 1977. Províncias estruturais brasileiras. In: *Simpósio de Geologia do Nordeste*, 8, 1977, Campina Grande, Atas Campina Grande: SBG, p.363-391.
- Alvarenga C.J.S. Botelho, N.F Dardenne, M.A. 2006. Programa Geologia do Brasil (PGB/LGB) - *Cartas Geológicas. Relatório Final da Folha SD.23-V-C-VI* Nova Roma, Estado de Goiás. Escala 1:100.000. Brasília: UnB/CPRM, 2006.

- Alvarenga C.J.S, Schuteski M.ED.G, Nívea Goulart Carramal Silva, Roberto Ventura Santos, Simone Maria Costa Lima Gioia, Edi Mendes Guimarães , MarcelAuguste Dardenne , Alcides Nóbrega Sial & Valderez Pinto Ferreira 2007. Variações istopópicas de C e Sr ao longo de carbonatos pré a pós glaciação Jequiá (Esturtiano) na região de Bezerra Formosa – GO .*Revista Brasileira de Geociências*, São Paulo, 37 (4) p. 147-155.
- Andrade Ramos, J.R. 1958. Folha Geológica da nova capital. Rio de Janeiro: *DNPM/DGM*. p.44-46,
- Arantes, D., Osbourne, G.A., Buck, P.S., Porto, C.G., 1991. The Mara Rosa volcano-sedimentary sequence and associated gold mineralization. *In* : E.A. Ladeira (ed.) *Brazil Gold'91. Anais*. p. 221-229.
- Araújo, S. M. Petrologia e Mineralizações Sulfetadas da Seqüência Vulcano-Sedimentar de Palmeirópolis- GO. 1986. 196 p. *Dissertação (Mestrado)* – Instituto de Geociências, Universidade de Brasília, Brasília, 1986.
- Araújo Filho, J.O. 1999. Structural characteristics and tectonic evolution of Pirineus syntaxes, central Brazil..418p. *PhD Thesis*, Univ. of Illinois. (Unpublished).
- Araújo Filho, J.O. 2000. The Pirineus Syntaxis: an example of the intersection between Brasiliano fold-thrust belts in Central Brazil and implications for the tectonic evolution of western Gondwana. *Revista Brasileira de Geociências*.. 30:144:148
- Araújo Filho, J.O., Elton L.D., Moura M.A., Bühn, B. Matteini, M. 2007. *Trabalho Final de Graduação, Projeto Jaú-Peixe* . Mapeamento geológico 1:50.000 das folhas Jaú e São Salvador Universidade de Brasília- Unb.
- Araújo V.A. & Alves A.C. 1979. *Projeto Canabrava – Porto Real*. CPRM. *In*: Mello G. A. & Souza M. T. 1995. *Projeto Paraná - Área 6*. Relatório de Graduação, Instituto de Geociências, Universidade de Brasília, 72p.
- Babinski, M., Pedreira, A.J., Brito Neves, B.B., van Schmus, W.R., 1999. Contribuição à geocronologia da Chapada Diamantina. *In: Anais 7º Simpósio Nacional de Estudos Tectônicos*, Sociedade Brasileira de Geologia, **Section 2**, pp. 118–120.
- Barbosa, O.; Batista, M. B.; Dyer, R. L.; Braun, O. P. G.; Soriano, C.R.; Arruda, M. E Cotta, J. C.. 1969. Projeto Brasília – Goiás. *Relatório final. Prospec/DNPM*, 225p.
- Botelho, N.F. – 1992 – Les ensembles granitiques subalcalins à peralumineux minéralisés Cu, Sn et de la sous-province Paraná, état de Goiás, Brésil. *Tese de doutorado*, Univ.Paris VI, 343p.
- Botelho N.F., Bilal E., Moutte J., Fontelles M. 1993. Precambrian A-type tin-bearing granites in the Goiás tin Province, central Brazil: a review. *In: Academia Brasileira de Ciências, Workshop sobre Magmatismo Granítico e Mineralizações Associadas*, 1, Rio de Janeiro, 1993. B. Res. Expand., Rio de Janeiro, p. 5-8
- Botelho N.F. and Moura M.A. 1998. Granite-ore deposit relationships in Central Brazil. *Journal of South America Earth Sciences*, **11(5)**: 427-438.
- Botelho, N.F., Alvarenga, C.J.S.de, Menses, P.R., D'el-Rey Silva, L.J.H., 1999. Suíte Aurumina: Uma suíte de granitos paleoproterozóicos, peraluminosos e sin-tectônicos na Faixa Brasília. *In: SBG, Simpósio de Geologia do Centro-Oeste*, 7, Brasília, *Anais* pp.17.
- Botelho, N.F. & Portela, J.F., 2005. Caracterização petrográfica e geoquímica das rochas metassedimentares da Formação Ticunzal, no contexto da Suíte Granítica Aurumina, Goiás. *IX Simpósio de Geologia do Centro-Oeste*, Goiânia, SBG, p.36-38.

- Botelho, N.F., Alvarenga C.J.S. Dardenne, M.A. 2005, Trabalho Final de Graduação, Projeto Nova Roma- Porto Real . *Mapeamento geológico 1:50.000 da folha Nova Roma Universidade de Brasília- Unb.*
- Botelho, N.F., Fuck R.A., Elton L.D., Laux J.L. Junges S.L. 2006. The Paleoproterozoic peraluminous Aurumina granite Suite, Goiás and Tocantins Whole rock geochemistry and U-Pb and Sm-Nd isotopic Constrains. *The Paleoproterozoic Record of the São Francisco Craton. Brazil. IGCP 509, Brazil september 9-21. 2006*
- Braun, 1968. O.P.G. Contribuição à estratigrafia do Grupo Bambuí. In: *Congresso Brasileiro de Geologia*, 22, 1968, Belo Horizonte. Anais :SBG, . p.155-166.
- Braun, O.P.G. 1980 Uma Discussão Sobre Alguns Aspectos Geotectônicos e Estratigráficos das Seqüências Précambrianas do Centro-Leste de Goiás. In: *Simposio de Geologia do Centro-Oeste, Goiânia. Anais Goiânia: SBG, 1981. p.9-29.*
- Brito Neves, B.B. 2002. Main stages of development of the sedimentary Basins of South America and their relationship with the tectonics of Supercontinents. *Gondwana Research*, **5 (1)**: 175-196.
- Buick R., DesMarais D.J. & Knoll A.H. 1995. Stable isotopic compositions of carbonates from the Mesoproterozoic Bangemall Group, northwestern Australia. *Chemical Geology*, **123**:153-171.
- Bühn, B.; Pimentel, M.M.; Matteini, M.; Dantas, E.L. (2009). High spatial resolution analysis of Pb and U isotopes for geochronology by laser ablation multi-collector inductively coupled plasma mass spectrometry (LA-MC-ICP-MS). *Annals of the Brazilian Academy of Sciences*, **v. 81**; p. 1-16.
- Catuneanu, O., Martins-Neto, M.A., Eriksson, P.G., 2005. Precambrian sequence stratigraphy. *Sedimentary Geology* **176**, 67–95.
- Catuneanu O. 2003. Sequence stratigraphy of clastic systems. *Short Course Notes Geological Association of Canada*, vol. 16. 2003. 248 pp.
- Cordani, U.G.; Hasui, Y. Comentários sobre os dados geocronológicos da Folha Goiás. In: SCHOBENHAUS, C. Carta Geológica Brasil Milionésimo - SD - 22. Brasília: DNPM, 1975
- Costa, L.A.M.; Angeiras, A.G. 1971 Geosynclinal Evolution in the Epi - Baikalian Platform of Central Brasil. *Geol.Rundschau*, **v.60, n(2)**, p.1024-1050,.
- Costa J.B.S., 1984. Aspectos litoestruturais e evolução crustal da região centro-norte de Goiás. Belém, IG-UFPA, *Tese de Doutorado*, 210p.
- Cruz, E.L.C.C. da; Kuyumjian, R.M. Chemical Characterization of Metabasalts and Granitoids from the Almas–Dianópolis Granite-Greenstone Terrane, Central Brazil. In: SOUTH AMERICAN PLATFORM, 1996, *Brasília. Extended Abstracts*. Brasília: SBG, 1996. p.53-54.
- Cruz, E.L.C.C. da; Kuyumjian, R.M. Geologia e Evolução Tectônica dos Terrenos Granito-Greenstone Belt de Tocantins: região de Almas-Dianópolis, Estado do Tocantins, Brasil Central. *Revista Brasileira de Geociências*, São Paulo, **v.28, (2)**, p.173-182, 1998
- Dardenne, M.A. 1974. Geologia da Região de Vazante – MG, Brasil. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 28, 1974, Porto Alegre. Boletim Especial... Porto Alegre: *Revista Brasileira de Geociências*, p.182-195.
- Dardenne, M.A. Zonação Tectônica na borda ocidental do Cráton do São Francisco. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 30, 1978, Recife. *Anais .Recife: SBG, 1978a. v.1*, p. 299-308.

- Dardenne M. A., Campos J. E. G., Alvarenga C. J.S. de, Martins F. A. L., Botelho N. F. 1999. A seqüência sedimentar do Grupo Araí na região da Chapada dos Veadeiros, Goiás. *In: Simpósio de Geologia do Centro Oeste, 7, e Simpósio de Geologia de Minas Gerais, 10, Brasília., Atas, p. 100.*
- Dardenne, M.A. 2000. The Brasília Fold Belt. *In: U.G. Cordani, E.J. Milani, A. Thomaz Filho, D.A. Campos (eds). Tectonic Evolution of South America. 31st Int. Geol. Congr., Rio de Janeiro, pp. 231-263*
- Dardenne, M. A. Moura, M. A. Dantas, Elton Luiz , 2003. O Granito Serra Dourada (Goiás): um biotita granito intrusivo no Grupo Serra da Mesa. *In: VIII Simpósio de Geologia do Centro-Oeste, Cuiabá - MT. Boletim de Resumos. Cuiabá: SBG - Núcleo Centro-Oeste, 2003. v. único. p. 83-84*
- Dardenne M.A. & Saboia A.M. 2006. Litoestratigrafia do Grupo Natividade na região de Natividade-Pindorama, sudeste do estado de Tocantins. *In: SBG, Simpósio de Geologia da Amazônia, 9, Belém, Pará. CD-ROM.*
- Danderfer, A. Dardenne, M. A 2001. Tectonoestratigrafia da Bacia do Espinhaço na porção centro-norte do Cráton do São Francisco: registro de uma evolução policíclica e polihistórica. *In: 8º Simpósio Nacional de Estudos Tectônicos, Recife. Anais. Recife: SBG, 2001. v. 1. p. 145-148.*
- D'el-Rey Silva, L.J.H., Fuck, R.A., Ferreira Filho, C.F., Nilson, A.A., 1996. The Niquelândia Layered Intrusion and Underthrusting in the Brasília Fold Belt. *In XXXIX Congresso Brasileiro de Geologia, Salvador, Anais SBG,6, Simpósios, 87-91.*
- D'el-Rey Silva, L.J.H., Ferreira Filho, C.F., Nilson, A.A., Oliveira, A.C. de, Silva Jr., C.G., Silva, C.B., Medeiros, E.S., Campos, G.S., Cruz, H.P., Zoby, J.L.G., Almeida, J.C.M., Pinelli, M.P., Mongim, R.M., Algarte, R.D., Bispo, R.S., Souza, R.S., V. Silva, V.V., 1997. Uplift of the Barro Alto Mafic-Ultramafic Intrusion by Underthrusting in the Northern Segment of the Brasília Belt, Brazil. *In VI Simpósio Nacional de Estudos Tectônicos, Pirenópolis-Go, Anais SBG, 53-56.*
- D'el Rey Silva, L.J.H., Vasconcelos, M.A.R., Silva, D.V.G., 2008. Timing and role of the Maranhão River Thrust in the evolution of the Neoproterozoic Brasília Belt and Tocantins Province, central Brazil. *Gondwana Research. 13 (3), 352–374.*
- Delgado I.M, Souza.J.D, Silva.L.C, Silveira Filho.N.C, Santos R.A, Pedreira A.J, Guimarães J.T, Angelim L.A, Vasconcelos A.M Gomes I.P, Lacerda Filho J.V, Valente C.R Perrotta M.M, Heinick C.A; 2003 Província Tocantins. *In: BIZZI, L.A.; SCHOBENHAUS, C.; VIDOTTI, R.M.; GONÇALVES, J.H. (Ed.). Geologia, Tectônica e Recursos Minerais do Brasil. Rio de Janeiro: CPRM, 2003. p.281-292.*
- DePaolo, D.J. (1981). A neodymium and strontium isotopic study of the Mesozoic calc-alkaline granitic batholiths of the Sierra Nevada and Peninsular Ranges. *California Journal Geophysical Research*, v. 86, p. 10470–10488
- Dias, R. R.; Filho, H. R.; Pereira, E. Q.; Silva, L. A ; Martins, S. D.; Rezende, C. A., 1996. Análise Ambiental da Área de Influência das Rodovias TO-050, TO-280 e TO-040 - Estado do Tocantins, através de Técnicas de Geoprocessamento. *Anais VIII Simpósio Brasileiro de Sensoriamento Remoto*, Salvador, Brasil, 14-19 abril 1996, INPE, p. 143-144.
- Dyer, R.C. 1970 Grupo Araí - Um Grupo de Metamorfitos do Centro-Leste de Goiás. *Revista da Escola de Minas, Ouro Preto, v.28, (2), p.55-63, 1970.*
- Faria, A. 1995 de Estratigrafia e Sistemas Depositionais do Grupo Paranoá nas Áreas de Cristalina, Distrito Federal e São João d'Aliança - Alto Paraíso de Goiás.. 1999. *Dissertação (Mestrado) - Instituto de Geociências, Universidade de Brasília, Brasília, 1995.*

- Fernandes, P.E.C.A., Montes, M.L., Braz, E.R.C., Montes A.S.L., Silva, L.L., Oliveira, F.L.L., Siga, J.R.O., Castro, H.E.F., 1982. Formação Ticunzal. In: *Projeto RADAMBRASIL*, Folha SD-23, Brasília, MME, p. 61-63
- Figueredo, J.A.; Leão Neto, R.; Valente, C.R. 1981 Depósitos de sulfetos maciços de Zn,Cu e Pb da região de Palmeirópolis, Go.In: Simposio de Geologia do Centro-Oeste, ,1981,Goiânia.Ata...Goiânia:SBG, 1981. p.422.
- Fonseca, M.A. 1996 Estilos estruturais e o arcabouço Tectônico do Segmento Setentrional da Faixa Brasília..172p. Tese (Doutorado) – Instituto de Geociências, Universidade de Brasília - UnB, Brasília, 1996. Fonseca, M.A.; Dardenne, M.A.; Uhlein, A.A. Faixa Brasília, Setor Setentrional: Estilos Estruturais e Arcabouço Tectônico. *Revista Brasileira de Geociências*, São Paulo, **v.25, (4)**, p.267-278,
- Fuck, R.A.; Marini, O.J. Projeto São Félix: Geologia da Folha Córrego São Bento. Brasília: UB/Eletronorte,1979. 49 p. (Convênio FUB/ELETRONORTE)..
- Fuck, R.A.; Marini O.J. O Grupo Araxá e unidades homotaxiais. In: Simpósio do Craton São Franciscos e suas Faixas Marginais, ,1981, Salvador, Anais Salvador: SBG, 1981.p.118-130.
- Fuck, R.A., Marini, O.J., Dardenne, M.A. e Figueiredo, A.N. (1988). Coberturas Metassedimentares do Proterozóico Médio: os grupos Araí e Paranoá na Região de Niquelândia-Colinas, Goiás. *Revista Brasileira de Geociências*, **18(1)**, 54-62.
- Fuck, R.A., Jardim de Sá, E.F., Pimentel, M.M., Dardenne, M.A.; Pedrosa-Soares. A.C. 1993. As faixas de dobramentos marginais do Cráton São Francisco: Síntese dos conhecimentos, In: J.M.L. Domingues & A. Misi (eds), *O Cráton do São Francisco*, SBG/SGM/CNPq, pp.161-185.
- Fuck, R.A. 1994. A Faixa Brasília e a Compartimentação Tectônica da Província Tocantins. In: SBG, *Simpósio de Geologia do Centro-Oeste*, 4. Brasília. *Anais*, 1:184-187.
- Fuck, R.A., Pimentel, M.M., D'el-Rey Silva, L.J.H. 1994 - Compartimentação tectônica na porção ocidental da Província Tocantins. 38º *Cong. Bras. Geologia*, Bol. Res. Expandidos, **V.1**:p. 215-216.
- Fuck, R.A. Dantas E.L. Pimentel, M.M Nd isotopes, U-Pb single grain and SHRIMP zircon ages from basement rocks of the Tocantins Province. In: Symposium os Isotope geology,3, 2001, Pucón, Chile. Proceedings... Chile, 2001. p.311-313
- Fuck, R. A., Dantas, E. L., Pimentel, M.M., Botelho, N.F., Junges, S. L., Hollanda, M. H.B.M., Moraes R., Armstrong, R. 2002. Crosta continental paleoproterozóica no embasamento da porção norte da Faixa Brasília: novos dados Sm-Nd e U-Pb. In: SBG, Cong. Bras. de Geologia, 41, João Pessoa. **Anais**, p. 308.
- Fuck, R.A. Pimentel, M.M. Soares J.E., Dantas, E. L 2005. Compartimentação da Faixa Brasília. In: *Simpósio de Geologia do Centro-Oeste*, 9, 2005, Goiânia. Anais... Goiânia: SBG, 2005. p.26-27.
- Giustina M.E; Oliveira C.G; Pimentel M.M; Bunh B.2009. Neoproterozoic magmatism and high-grade metamorphism in the Goiás Massif: New LA-MC-ICMPS U–Pb and Sm–Nd data and implications for collisional history of the Brasília Belt. *Precambrian Research* **v172** 67–79
- Gioia, S.M.C.L.; Pimentel, M.M. 2000. The Sm-Nd isotopic method in the geochronology laboratory of the University of Brasília. *Anais Academia Brasileira Ciência* ., June 2000, v. **72(2)**, p. 219-245. ISSN 0001-3765.
- Gorayeb P.S.S., Costa J.B.S, Lemos R.L., Gama Jr. T., Bemerguy R.L., Hasui Y. 1988. O Pré-Cambriano da Região de Natividade, GO. *Revista Brasileira de Geociências*, **18**: 391-397

- Haralyi N.L.E., Hasui. Y. 1981 Anomalias gravimétricas e estruturas maiores do sul de Goiás. *1º Simposio de Geologia do Centro-Oeste, Geologia do Pré-cambriano*. Goiania outubro 1981 p.73-92.
- Junges, S. L., Pimentel, M. M. & Moraes, R. 2002. Nd isotopic study of the Neoproterozoic Mara Rosa Arc, central Brazil: implications for the evolution of the Brasília Belt. *Precambrian Research*, **117**,101–118.
- Kah L. C. and Bartley J. K. (2001) Rodinia and the Mesoproterozoic earth–ocean system. *Precambrian Research*. **111**, 1–31.
- Kaufman J.A. & Knoll H. A. 1995. Neoproterozoic variations in the C-isotopic composition of seawater: stratigraphic and biogeochemical implications. *Precambrian Research*, **73**:27-49.
- Kitajima, L. F. W.; Gaspar, J. C. A monazita do Complexo Alcalino de Peixe - TO. In: XL Congresso Brasileiro de Geologia, 1998, Belo Horizonte - MG. XL *Congresso Brasileiro de Geologia - Anais*, 1998. p. 454-454
- Kitajima, L. F. W., Ruiz, J. Gehrels, G., GASPAR, J. C. Uranium-Lead ages of zircon megacrysts and zircon included in corundum from Peixe Alkaline Complex (Brazil). In: III Simposio Sudamericano de Geologia Isotopica, 2001, Pucón. III *Simposio Sudamericano de Geologia Isotopica*, 2001.
- Kitajima, L.F.W. 2002. Mineralogia e Petrologia do Complexo Alcalino de Peixe-Tocantins. *Tese de Doutorado*, UnB, Brasília.
- Kuyumjian, R.M. & Araújo Filho, J.O. 1994. Controle estrutural das mineralizações auríferas no Maciço de Goiás. In: SBG *Simposio de Geologia do Centro-Oeste*, 4. Brasília. *Anais*, 1:40-42.
- Kuyumjian, R.M.; Cruz, E.L.C.C. Paleoproterozoic UPb ages of low- and high-Al low-k calc-alkaline granitoids in the Brasília Fold Belt basement. In: International geological congress, 31, 2000, Rio de Janeiro. *Proceedings Abstracts...* CD Rom.
- Krapez, B., 1993. Sequence stratigraphy of the Archaean supracrustal belts of the Pilbara block, Western Australia. *Precambrian Research*. **60**, 1–45
- Krapez B. 1996. Sequence-stratigraphic concepts applied to the identification of basin-filling rhythms in Precambrian successions. *Australian Journal Earth Science* 1996; **43**:355– 80.
- Krogh, T.E. (1973). A low-contamination method for hydrothermal decomposition of zircon and extraction of U and Pb for isotopic age determinations. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, v. 37, 485–494.
- Lacerda Filho, J.V. (Orgs.) Geologia e Recursos Minerais do Estado de Mato Grosso: texto dos mapas geológico e de recursos minerais do Estado de Mato Grosso. Esc.: 1:1.000.000. Cuiabá: CPRM/SICME-MT, 2004. 235p
- Lindsay J. F. & Brasier M. D. (2004) The evolution of the Precambrian atmosphere: carbon isotopic evidence from the Australian continent. In *The Precambrian Earth: Times and events Precambrian Geology*, vol. 12 (eds. P.G. Eriksson, W. Altermann, D. R. Nelson, W. U. Mueller and O. Catuneau). Elsevier, Amsterdam, pp. 388–403.
- Ludwig, K.R. (2003). Isoplot 3.00: A geochronological toolkit for Microsoft Excel. Berkeley Geochronological Center, *Spec Publ* n. 4, 70 pp.
- Macambira M.J.B., Villas R.N. A 1984. Geologia da extremidade meridional da Serra Dourada, Goiás: variedades litológicas, metamorfismo e mineralização associada. In: *Congresso Brasileiro de Geologia*, 33 Anais..., Rio de Janeiro, SBG, p.123-124.

- Macambira M.J.B., Villas R.N. A 1984. Geologia da extremidade meridional da Serra Dourada, Goiás: variedades litológicas, metamorfismo e mineralização associada. In: *Congresso Brasileiro de Geologia*, 33 Anais..., Rio de Janeiro, SBG, p.123-124
- Maniar, P.D. & Piccoli, P.M., 1989. Tectonic discrimination of granitoids. *Geological Society of America Bulletin*, 101:635-643.
- Marini, O.J Fuck.R.A., Dardenne M.A., FariaA. 1977 Contribuição à geologia do Pré-Cambriano da porção central de Goiás. *Revista Brasileira de Geociências*, São Paulo, v.7, (4), p.304-324,.
- Marini, O.J., Liberal, C.S., Reis, L.T., Trindade, C.A.H., Souza, S.L., 1978. Nova unidade litostratigráfica do Pré-Cambriano do estado de Goiás, In: SBG, *Congresso Brasileiro de Geologia*, 30, Recife, Bol. Esp. 1: 126-127.
- Marini, O.J.; Fuck, R.A.; Dardenne, M.A.; Danni,J.C.M. 1984 Província Tocantins: setores Central e Sudeste. In: ALMEIDA, F. F. M.; HASUI, Y. (Coord.), *O Pré-cambriano do Brasil*. São Paulo: Edgar Blücher, p.205-264.
- Marini O.J. & Botelho, N.F. 1984. A província de granitos estaníferos de Goiás. *Revista Brasileira de Geociências*, **16(1)**: 19-131.
- Marini, O. J. e Botelho, N. F., 1986. A província de granitos estaníferos de Goiás. *Revista Brasileira de Geociências* **16**: 119-131.
- Martins, F. A. L. 1999. Análise faciológica e estratigráfica do paleo-mesoproterozóico: Seqüência Araí no Parque Nacional da Chapada dos Veadeiros, Goiás. Instituto de Geociências, Universidade de Brasília. **Dissertação de Mestrado**, 137 pp.
- Martins-Neto, M.A.1998. O Supergrupo Espinhaço em Minas Gerais registro de uma bacia rifte-sag do Paleo/Mesoproterozóico. *Revista Brasileira de Geociências*, 28(2):151-168.
- Martins-Neto, M.A. 2000. Tectonics and sedimentation in a Paleo/Mesoproterozoic rift-sag basin (Espinhaço Basin Southeastern Brazil) *Precambrian Research*, 103:147-173.
- Marques G.C., Dardenne M.A 2007. Litoestratigrafia dos grupos Araí e Serra da Mesa no sul do Araí. *Simpósio de geologia do Norte*. 2009. Formato digital.
- Miall, A.D., 1997. *The Geology of Stratigraphic Sequences*, firsted. Springer, Heidelberg, p. 433.
- Moraes R., Fuck R.A., Pimentel M.M., Gioia S.M.C.L., Figueiredo A.M.G 2006., Moraes, R., Fuck, R.A., Pimentel, M.M., Gioia, S.M.C.L., Hollanda, M.H.B.M., Armstrong, R., 2006. The bimodal rift-related Juscelândia volcano-sedimentary sequence in Central Brazil: Mesoproterozoic extension and Neoproterozoic metamorphism. *Journal of South American Earth Sciences* **20**, 287-301.
- Nilson, A.A. Mapa do Projeto Barro Alto-Quebra Linha. 1996. *Relatório de Graduação- Instituto de Geociências*, Universidade de Brasília - UnB, Brasília, 1996.
- Oliveira C.G., Oliveira F.B., Kuyumjian R.M., Campos J.E.G., Queiroz C.M.de, Dantas E.L., Fuck R.A., Chiarini M.F.N., De Sordi D.A., Melo L.V. 2006 (inédito). *Nota explicativa da Folha Campinorte, 1:100.000*. Programa Geologia do Brasil (PGB/LGB), FUB-CPRM.
- Palermo, N., 1996. Identificação de três séries magmáticas na região de Mara Rosa, Goiás. In: SBG - Congresso Brasileiro de Geologia., 39, Salvador, *Anais*, **5**: 219-222.
- Patiño-Douce, A.E., 1999. What do experiments tell us about the relative contributions of crust and mantle to the origin of granitic magmas? In: Castro, A., Fernandez, C., Vigneresse,

- J.L. (Eds.), Understanding Granites: Integrating New and Classical Techniques, vol. 168. *Geol. Soc. Lond., Special Publication*, vol. **168**, pp. 55–75.
- Pearce, J. A., Harris, N. B. W., Tindle, A. G., 1984. Trace Element Discrimination Diagrams for the Tectonic Interpretation of Granitic Rocks. *Journal of Petrology*, **25**, 956-983.
- Pearce, J.A., 1996. Sources and settings of granitic rocks. *Episodes* 19,120–125.
- Pimentel, M. M. & Fuck, R. A. 1987. Origem e evolução das rochas metavulcânicas e metaplutônicas da região de região de Arenópolis (GO). *Revista Brasileira de Geociências*, **17**:2-14.
- Pimentel, M.M., Heaman, L., Fuck, R.A., Marini, O.J. 1991a. U-Pb zircon geochronology of Precambrian tin-bearing continental-type acid magmatism in central Brazil. *Precambrian Research*, **52**:321-335.
- Pimentel, M.M., Heaman, L., Fuck, R.A. 1991b. U-Pb zircon and sphene geochronology of late Proterozoic volcanic arc rock units from southwestern Goiás, central Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, **4**:329-339
- Pimentel, M.M.; Fuck, R.A. 1992a Neoproterozoic crustal accretion in central Brazil. *Geology*, *Revista Brasileira de Geociências* v.**20**, (4), p.375-379,
- Pimentel, M. M., Fuck, R. A. & Silva, J. L. H.1996. Dados Rb-Sr e Sm–Nd da região de Jussara-Goiás-Mossamedes (GO), e o limite entre terrenos antigos do Maciço de Goiás e o Arco Magmático de Goiás. *Revista Brasileira de Geociências*, 26,61–70.
- Pimentel, M.M., Fuck, R.A., Botelho, N.F. 1999. Granites and the geodynamic history of the neoproterozoic Brasília belt, Central Brazil: a review. *Lithos*, **28**:463-483
- Pimentel, Fuck, R.A. Jost H. Ferreira Filho C.F. Araújo S.M 2000 M.M. *et al.* The basement of the Brasília Fold Belt and the Goiás Magmatic Arc. In.: Cordanni, U.G. *et al.* Tectonic Evolution of South América. International Geological Congress, 31, , Rio de Janeiro, Anais... Rio de Janeiro, 2000. p.195-229.
- Pimentel, M.M. Dardenne M.A, Fuck, R.A Viana, S.L Junges, Fischel, D.P. Seer, H.J e Dantas E.L.2001. Nd isotopes and the provenance of detrital sediments of the Neoproterozoic Brasília Belt, central Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, **n.14**, p.571-585,
- Pimentel, M.M. e Botelho, N.F., 2001. Sr and Nd isotopic characteristics of 1.77-1.58 Ga rift-related granites and volcanics of the Goiás tin province, Central Brazil. *Anais Academia Brasileira Ciencia.*, 73 (2).
- Pimentel, M.M., Ferreira Filho Armstrong, R.A., 2004. U-Pb and Sm-Nd of the Niquelândia layered complex: Meso (1,25) and Neoproterozoic (0,79) extensional events in central Brazil *Intenc. Precambrian research* **18**, 187-201.
- Piuzana, A. 2002 Geologia Isotópica U-Pb e Sm-Nd da Seqüência Silvânia, Complexo Anápolis-Itauçu e Grupo Araxá na Região de Leopoldo de Bulhões, Goiás: Contribuições ao Estudo da Evolução da Faixa Brasília.2002. 141p. *Tese (Doutorado)* – Instituto de Geociências, Universidade de Brasília - UnB, Brasília,
- Piuzana, A., Pimentel, M. M., Fuck, R.A., Armstrong, R. 2003. SHRIMP U–Pb and Sm–Nd data for the Araxá Group and associated magmatic rocks: constraints for the age of sedimentation and geodynamic context of the southern Brasília Belt, central Brazil. *Precambrian Research*, **125**:139-160.
- Queiroz, C.L., Jost, H. 1998 Polycyclic deformation on the Archean crustal segment of the Goiás Massif, central Brazil. In: International Conference on Basement Tectonics 14, Ouro Preto (MG), *Proceed...*, p. 166-169.

- Ramos Filho, W.L., Araújo Filho, J.O., Kuyumjian, R.M., 2004. Características da ambiência estrutural do depósito de Chapada, Goiás. *Revista Brasileira de Geociências*, **33**:09-116.
- Rocha G.A., 2003 Petrologia e gênese da mineralização de alexandrita na borda sul do maciço granítico Serra Dourada. 109p. *Tese (mestrado)* – Instituto de Geociências, Universidade de Brasília - UnB, Brasília,
- Rossi P., Andrade G.F., Cocherie A. 1992. The 1,58Ga type granite of Serra da Mesa (GO): an example of “NYF” fertile granite pegmatite. In: Congresso Brasileiro de Geologia, 37, São Paulo, SBG, *Bol. Res. Expandidos*, p.389-390.
- Santos R.V., Alvarenga C.J.S. de, Dardenne M.A., Sial A.N. & Ferreira V.P. 2000. Carbon and oxygen isotope profiles across Meso-Neoproterozoic limestones from central Brazil: Bambuí and Paranoá Groups. *Precambrian Research*, **104**:107-122.
- Santos R.V., Alvarenga C.J.S. de, Babinski M., Ramos M.L.S., Cukrov N., Fonseca M.A., Sial A.N., Dardenne M.A. & Noce C.M. 2004. Carbon isotope of Mesoproterozoic-Neoproterozoic sequences from Southern São Francisco craton and Araçuaí Belt, Brazil: Paleographic implications. *Journal of South America Earth Science*, **18**:27-39.
- Santos R.V Oliveira C.G Sousa V.H.V., Carvalho M.J., Andrade T.V . Azevedo & Souza. 2008. Correlação isotópica entre carbonatos de greenstone-belt de Goiás. XVI Congresso Brasileiro de Geologia. Resumo expandido. Formato digital.
- Soares, J.E., Berrocal, J., Fuck, R.A., Mooney, W.D. and Ventura, D.B.R., 2006. Seismic characteristics of central Brazil crust and upper mantle: A deep seismic refraction study. *Journal of Geophysical Research* III-B12302, doi: 10.1029/2005JB003769.
- Schobbenhaus, C., Hoppe, A., Baumann, A., Lork, A., 1994. Idade U/Pb do vulcanismo Rio dos Remédios, Chapada Diamantina, Bahia. In: Anais 38º Congresso Brasileiro de Geologia, Sociedade Brasileira de Geologia, Balneário Camboriú, **vol. 2**, pp.397–399.
- Schobbenhaus, C. 1996. As tafrogêneses superpostas do Espinhaço e Santo Onofre, estado da Bahia: revisão e nova proposta. *Revista Brasileira de Geociências*, **26**(4):265-276.
- Sparrenberger I. & Tassinari C.C.G. 1999. Subprovíncia do Rio Paranã (GO): um exemplo de aplicação dos métodos de datação U-Pb e Pb-Pb em cassiterita. *Revista Brasileira de Geociências*, **29**:405-414.